

V
73
1969

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. HROMOV (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

1

1969. JANUÁR—FEBRUÁR

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Mészáros Ernő: Vízben oldódó és vegyes kondenzációs magvakon végbemenő kondenzáció termodinamikájáról (angol nyelven)	1
Nagy Ágnes: A légköri nagy- és óriás-részecskék vertikális eloszlása (angol nyelven)	12
Péczely György: A hófelhalmazódás és hóolvadás figyelembevétele vízgyűjtők csapadékrendszerének elemzésénél	22
Balogh Zoltán—Götz Gusztáv—Szalay Gabriella: A vízgőzkészlet szerepe a zivatarok kialakulásában	30
Gubola Mária: A légszennyeződés szagparaméterének kérdéseiről	38
Koppány György: Infravörös sugázmérések meteorológiai műholdakkal	44
Probáld Ferenc: Városi és városperemi állomás hőmérsékleti különbségének napi járása Budapesten	49

Irodalom

Wagner Richard (szerk.): Acta Climatologica (Szilágyi Tibor)	53
Halabuk L.—Hulyák K.: Az időjárás és a mezőgazdasági termelési eredmények (Varga H. Zoltán)	54

Krónika

L. Krasztanov 60 éves (Dési F.)—Berkes Zoltán nyugalomba vonult (Béll B.)—Kárpátmeteorológiai munkacsoport ülése Bukarestben (Koflanovits E.)—Béll Béla 60 éves (az Időjárás Szerkesztő Bizottsága)—A szocialista országok közös űrkutatási kísérlete (Tánczer T.)—Ionogram kiértékelési szeminárium és Nap—Föld fizikai szimpózium a Szovjetunióban (Saikó J.)—Numerikus előrejelzési szimpózium Stockholmban (Adámy L.)—Konferencia az általános cirkuláció kérdéseiről Tbiliszi-ben (Koppány Gy.)—Aeroklimatológiai Atlasz a déli féltekéről (Szalay G.)—Új lengyel meteorológiai rakéta (Götz G.)—Városhimatológiai szimpózium Brüsszelben (Gajzdó L.)—Az űrkutatás hírei (Götz G.)—Az időjárás időszerű kérdései (Koppány Gy.)... 56

E SZÁM SZERZŐI:

Mészáros Ernő dr., kandidátus, az Aerológiai Főobszervatórium tud. osztályvezetője; Nagy Ágnes, az Aerológiai Főobszervatórium tud. munkatársa; Péczely György dr., kandidátus, a Központi Meteorológiai Intézet tud. főosztályvezetője; Balogh Zoltán, a Központi Meteorológiai Intézet tud. segédmunkatársa; Götz Gusztáv, az Előrejelző Központ tud. munkatársa, Szalay Gabriella, az Előrejelző Központ tud. munkatársa, Gubola Mária dr., a Központi Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa, Koppány György dr., az Előrejelző Központ tud. munkatársa, Probáld Ferenc dr., az ELTE Földrajzi Intézetének tanársegédje.

E. Mészáros:

On the Thermodynamics of the Condensation on Water Soluble and Mixed Nuclei

Vízben oldódó és vegyes kondenzációs magvakon végbemenő kondenzáció termodinamikájáról. A szerző tanulmányában levezeti a vízgőzt, illetve vegyes (vagy oldódó) magvakat tartalmazó termodinamikai rendszerek egyensúlyi feltételeit, a túltelítettség és a cseppsugár összefüggését, valamint a csíráképződési szabadenergiát megadó egyenleteket. A kapott formulákat gomolyos felhők és ködök átlagos keletkezési feltételei mellett alkalmazza azzal a feltétellel, hogy a vegyes magban lévő oldat, illetve oldhatatlan anyag közötti illeszkedési szög nulla. Végül az oldhatatlan és oldódó magvak közötti koaguláció jelentőségét rövid példával illusztrálja.

*

Sur la thermodynamique de la condensation autour des noyaux mixtes et solubles dans l'eau. On déduit les conditions d'équilibre des systèmes contenant de la vapeur d'eau et des noyaux mixtes (ou solubles), ainsi que les équations permettant de calculer l'énergie libre de la formation des germes de condensation. Les formules obtenues sont employées pour les conditions moyennes de la formation des nuages cumuliformes et des brouillards en supposant que l'angle de raccordement entre la solution contenue dans le noyau mixte et la substance insoluble est égal à zéro. Enfin on démontre l'importance de la coagulation se produisant entre les noyaux insolubles et solubles.

*

Introduction. One of the basic problems of the thermodynamics concerning the condensation of atmospheric water vapour consists of the determination of conditions which are necessary for unstable equilibrium between a droplet and its vapour environment. Namely, in unstable equilibrium a droplet has an ability to grow if it gains water molecules, therefore such a droplet is called a germ of condensation. In the atmosphere the condensation takes place on nuclei, thus it is of interest to determine these conditions in the presence of different types of particles.

The aim of this paper is to discuss the thermodynamics of the condensation for systems containing mixed or water soluble nuclei (a particle is called mixed if it contains insoluble as well as soluble materials). It is known that *Köhler* has already dealt with the problem of water soluble nuclei [1]. He has assumed, however, that droplets formed on nuclei give an ideal solution with water. On the other hand, for mixed nuclei it is not possible to employ the formulae elaborated by *Köhler*. For this latter type of nuclei a formula was deduced by *Dufour* and *Defay* [2] giving the supersaturation as a function of the droplet radius for zero contact angle between the solution and the insoluble material.

In this paper all aspects of the problem will be discussed in general. Namely, the conditions for equilibrium, the connection between the supersaturation and droplet radius and the free energy of germ formation will be calculated for mixed nuclei having a contact angle different from zero.

It is to be noted that some authors use the *Gibbs representation* (free enthalpy) for the discussion of the thermodynamic problems of the condensation [1, 3], while the *Helmholtz representation* (free energy) is employed by others [2, 4]. In this work the latter is used mostly in a manner proposed by *Abraham* [4] for homogeneous condensation, because the application of the free enthalpy gives rise to some serious misconceptions [4].

Determination of equilibrium conditions. The Abraham's method is founded upon the thermodynamics elaborated by *Callen* [5], who discusses the thermodynamic

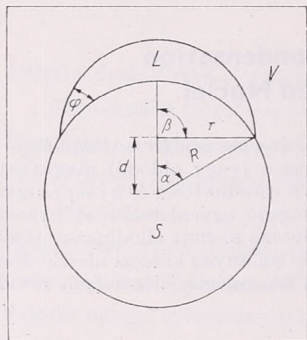


Fig. 1: A mixed condensation nucleus and its environment

1. ábra: Egy vegyes kondenzációs mag és környezete

problems by means of postulates which are justified by the *a posteriori* success of the theory. The postulates, necessary for the solution of the problem, can be found in the work of *Abraham* [4], thus they are not exposed here in detail.

Let us consider a thermodynamic system containing three subsystems (Fig. 1). All subsystems have the same temperature, which is the temperature of a heat reservoir being in diathermal contact with the system. The first subsystem consists of water vapour (*V*), the second is a solution (*L*), while the third is a water insoluble substance (*S*). The solution contains pure liquid water (*W*) and anions (—) and cations (+) of the soluble material (*M*). The second and the third subsystems form a mixed condensation nucleus. The contact angle between the liquid and solid phase is φ . The insoluble nucleus is assumed to be spherical with radius *R*, while the radius of the solution droplet is denoted by *r*. Let us assume further that the volume of the system and the number of water molecules in the system are constant. The two-dimensional surface separating the first and the second subsystem is movable and permeable to water molecules. The free energy (*F*) of the system is additive over the ensemble of subsystems.

It could be noted that the presence of dry air in the gas phase practically does not alter the calculation, for this reason it was assumed that the first subsystem is composed only of water vapour.

Let us write now the free energy of each subsystem, using, in the case of the second subsystem, the formulae of the chemical potential of real electrolyte solutions [6, 7]:

$$F_V = -p_V V_V + \mu_V n_V V_V \quad (1)$$

$$F_L = -p_L V_L + \mu_W n_W V_W + n_W V_W g w k T \ln x_W + n_M V_M (v_+ \mu_+ + v_- \mu_-) + n_M V_M k T [\ln (v_+^{r_+} v_-^{r_-}) + v \ln x_M + v \ln f_M] + \sigma_{LV} A_{LV} \quad (2)$$

$$F_S = \mu_S n_S V_S + \sigma_{SL} A_{SL} + \sigma_{SV} A_{SV} \quad (3)$$

while

$$F = F_V + F_L + F_S \quad (4)$$

where p_i and V_i are the pressure and the volume of the phase (or component) i ; μ_i and n_i are the chemical potential and the number of molecules per unit volume of i ; g_w is the rational osmotic coefficient of the water; k is the Boltzmann constant; T is the absolute temperature; x_i is the concentration of molecules in the solution of component i ; ν_- and ν_+ are the number of positive and negative ions formed by the dissociation of one molecule of the solute (the sum of which is ν); f_M is the mean rational activity coefficient of the solute; while A_{ij} and σ_{ij} are the surface and the interfacial free energy per unit area between i and j .

The system is in equilibrium state if $dF = 0$. In order to calculate the equilibrium conditions the method of Lagrange multipliers was used. By the help of this method it is possible to determine the necessary conditions for the extremum of a function of several variables, when the variables are interdependent. The connections of the individual variables are expressed by the following relations (where Φ refers to some functional relation)

$$\gamma[V_V, V_L] = V - V_V - V_L - V_S = 0,$$

$$\psi[N_V, N_W] = N - N_V - N_W = 0,$$

$$\tau[V_L, A_{LV}] = V_L - \Phi(A_{LV}) = 0,$$

$$\eta[A_{SL}, V_L] = A_{SL} - \Phi(V_L) = 0,$$

$$\omega[A_{SV}, V_L] = A_{SV} - \Phi'(V_L) = 0,$$

where $N_V = n_V V_V$ and $N_W = n_W V_W$, while N and V are the number of all water molecules in the system and the volume of the system, respectively. Thus, the conditions necessary for an extremum may be presented as follows

$$\frac{\partial F_V}{\partial V_V} + \lambda_\gamma \frac{\partial \gamma}{\partial V_V} = 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial F_L}{\partial V_L} + \lambda_\gamma \frac{\partial \gamma}{\partial V_L} + \lambda_\tau \frac{\partial \tau}{\partial V_L} + \lambda_\eta \frac{\partial \eta}{\partial V_L} + \lambda_\omega \frac{\partial \omega}{\partial V_L} = 0, \quad (6)$$

$$\frac{\partial F_L}{\partial A_{LV}} + \lambda_\tau \frac{\partial \tau}{\partial A_{LV}} = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial F_S}{\partial A_{SL}} + \lambda_\eta \frac{\partial \eta}{\partial A_{SL}} = 0, \quad (8)$$

$$\frac{\partial F_S}{\partial A_{SV}} + \lambda_\omega \frac{\partial \omega}{\partial A_{SV}} = 0, \quad (9)$$

$$\frac{\partial F_V}{\partial N_V} + \lambda_\psi \frac{\partial \psi}{\partial N_V} = 0, \quad (10)$$

$$\frac{\partial F_L}{\partial N_W} + \lambda_\psi \frac{\partial \psi}{\partial N_W} = 0. \quad (11)$$

Eqs. (5), (6), (7), (8) and (9) may be combined to yield

$$\frac{\partial F_L}{\partial V_L} + \frac{\partial F_V}{\partial V_V} \frac{dV_V}{dV_L} + \frac{\partial F_L}{\partial A_{LV}} \frac{dA_{LV}}{dV_L} + \frac{\partial F_S}{\partial A_{SL}} \frac{dA_{SL}}{dV_L} + \frac{\partial F_S}{\partial A_{SV}} \frac{dA_{SV}}{dV_L} = 0,$$

which may be written, taking into consideration (1), (2) and (3) in the form

$$-p_L + p_V + \sigma_{LV} \frac{dA_{LV}}{dV_L} + \sigma_{SL} \frac{dA_{SL}}{dV_L} + \sigma_{SV} \frac{dA_{SV}}{dV_L} = 0. \quad (12a)$$

Let us write further the corresponding areas and volume

$$A_{LV} = 2\pi r^2 (1 - \cos \beta),$$

$$A_{SL} = 2\pi R^2 (1 - \cos \alpha),$$

$$A_{SV} = 2\pi R^2 (1 + \cos \alpha),$$

$$V_L = \frac{1}{3} \pi r^3 (2 - 3 \cos \beta + \cos^3 \beta) - \frac{1}{3} \pi R^3 (2 - 3 \cos \alpha + \cos^3 \alpha),$$

where

$$\cos \alpha = \frac{R - r \cos \varphi}{d}; \quad \cos \beta = -\frac{r - R \cos \varphi}{d}; \quad d = (R^2 + r^2 - 2rR \cos \varphi)^{1/2}$$

In order to make the calculation simpler, it is assumed that φ is independent of r . After the derivation according to ϑ of these formulae, from eq. (12a), by means of a laborious calculation, it is possible to obtain

$$p_L = p_V + \frac{2 \sigma_{LV}}{r}, \quad (12b)$$

which gives the well known Laplace relation.

Further, it follows from eqs. (10) and (11)

$$\frac{\partial F_V}{\partial N_V} + \frac{\partial F_L}{\partial N_W} \frac{dN_W}{dN_V} = 0,$$

which, by using (1) and (2), may be rewritten in the form

$$\mu_V = \mu_W + kTg_w \ln x_W \quad (13)$$

Eqs. (12) and (13) give the conditions for mechanical and physico-chemical equilibrium, respectively. It is to be noted that

$$X_W = \frac{n_W V_W}{n_W V_W + v n_M V_M},$$

where

$$V_W = \frac{\rho_L}{\rho_W} V_L - \frac{\rho_M}{\rho_W} V_M; \quad \rho_M V_M = m_M$$

where ρ and m are the density and the mass, respectively. Thus (13) is a third order function of r , which has two physically acceptable solutions (see later).

It should be mentioned that, if $\varphi = 0$ and $R = 0$, the case of pure soluble nuclei is obtained. These conditions cause a difference only in the value of V_W , which is a function of V_L . Further, if $x_W = 1$, one gets from formula (13) the physico-chemical equilibrium condition for pure water droplets: $\mu_V = \mu_W$.

Connection between the supersaturation and droplet radius. In the cloud physical practice the environment of a droplet is represented by the supersaturation (p_V/p_∞ , where p_∞ is the equilibrium pressure for a plane water surface). In this paragraph the connection between the supersaturation and equilibrium droplet radius will be discussed.

For the discussion of this problem the Gibbs-Duhem equation [5] will be employed which gives for our three subsystems

$$\begin{aligned} & -V_V dp_V + n_V V_V d\mu_V = 0, \\ -V_L dp_L + n_W V_W d\mu_W + n_W V_W kT d(g_W \ln x_W) + n_M V_M kT d(\ln x_M + \ln f_M) + \\ & + A_{LV} d\sigma_{LV} = 0, \\ & A_{SL} d\sigma_{SL} + A_{SV} d\sigma_{SV} = 0. \end{aligned}$$

For the sake of simplicity let us assume that the change of different surface tensions is equal to zero. For solutions this assumption is not strictly valid (except for σ_{SV}), but its introduction does not cause a serious error in the calculation (mainly in the case of more dilute solutions). Using the ideal gas law, by the integration of the first formula from p_∞ to p_V , one gets

$$\mu_V(p_V) - \mu_V(p_\infty) = kT \ln \frac{p_V}{p_\infty} \quad (14)$$

The formula for the second subsystem, by the integration from p_∞ to p_L , will be as follows (considering the Duhem-Margules equation [7])

$$-V_L(p_L - p_\infty) + n_W V_W [\mu_W(p_L) - \mu_W(p_\infty)] = 0. \quad (15)$$

By means of eqs. (14) and (15), eq. (13) may be written in the form

$$kT \ln \frac{p_V}{p_\infty} + \mu_V(p_\infty) = \frac{V_L}{n_W V_W} (p_L - p_\infty) + \mu_W(p_\infty) + kT g_W \ln x_W.$$

Taking into account the condition for mechanical equilibrium given in (12b) and using $\mu_V(p_\infty) = \mu_W(p_\infty)$, the following relation may be obtained

$$\ln \frac{p_V}{p_\infty} = \frac{v_L}{kT} (p_V - p_\infty) + \frac{2\sigma_{LV} v_L}{kTr} + g_W \ln x_W, \quad (16)$$

where

$$v_L = V_L / n_W V_W.$$

By assuming that $p_V - p_\infty \approx 0$ eq. (16) is transformed into the following form

$$\ln \frac{p_V}{p_\infty} = \frac{2\sigma_{LV} v_L}{kTr} + g_W \ln x_W, \quad (17)$$

which is equivalent to the equation deduced by *Dufour* and *Defay* [2]. Eq. (17) may be applied both for mixed (if φ is zero or not), and soluble nuclei, but it must be taken into consideration that, for a fixed V_M , the values of x_W and v_L are different in these cases.

To be able to interpret the equation obtained, let us consider the *Fig. 2*, which gives the supersaturation as a function of the droplet radius for solution and pure water droplets ($x_W = 1$). Ammonium sulfate was used as a water soluble material (see later). Further, it was assumed that $T = 273^\circ \text{K}$. The surface tensions for different r (or x_W) were taken from [14], while the density of the solution (which is necessary for the calculation of V_W) was obtained from [13]. The values of g_W were calculated as follows. By the help of the Duhem-Margules equation [7] the f_W values were determined from the data of f_M found in [12]. From these figures g_W can easily be determined [7].

Consider now the *Fig. 2* and suppose that the supersaturation is 1,006. In this condition the ammonium sulfate particle of $m_M = 10^{-17} g$ has two equilibrium radius: $r^{(B)}$ and $r^{(C)}$. It is easy to show that the droplet of radius $r^{(B)}$ is in stable, while the droplet of radius $r^{(C)}$ is in unstable equilibrium with its environment (see [1, 2]). Thus,

germ formation is taking place if the droplet grows by some fluctuation from $r^{(B)}$ to $r^{(C)}$. The free energy necessary for this growth is called *free energy of germ formation*. In the case of particle of $m_M^* = 10^{-16}g$, $r^{(B)}$ is just equal to $r^{(C)}$. This means that the free energy of germ formation is zero. On particles having a mass larger than this critical value (the asterisk refers to the critical position) the condensation goes on spontaneously. It may be also seen from the figure that for pure water droplets (insoluble wettable nuclei) there is only one equilibrium radius (R^*) which refers to unstable equilibrium.

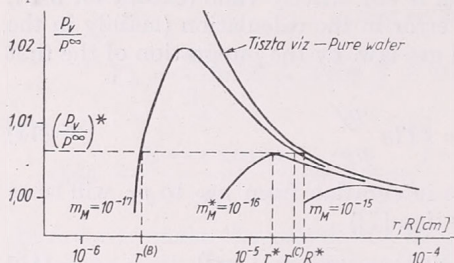


Fig. 2: Variation of the supersaturation as a function of droplet radius for pure water and solutions containing different masses of ammonium sulfate

2. ábra: A túltelítettség cseppsugár szerinti változása tiszta víz, illetve különböző tömegű ammónium-szulfátot tartalmazó oldatok esetén

The free energy of germ formation. As it was mentioned above, it is possible to determine the free energy of germ formation (ΔF^*) by constructing, by means of (4), the difference $F^{(C)} - F^{(B)}$. Before making this, let us take into consideration the following relations

$$V_V^{(B)} + V_L^{(B)} + V_S = V_V^{(C)} + V_L^{(C)} + V_S,$$

$$n_V V_V^{(B)} + n_W V_W^{(B)} = n_V V_V^{(C)} + n_W V_W^{(C)},$$

$$n_V^{(B)} \approx n_V^{(C)} = n_V$$

$$p_V^{(B)} \approx p_V^{(C)} = p_V$$

$$A_{SL}^{(B)} + A_{SV}^{(B)} = A_{SL}^{(C)} + A_{SV}^{(C)},$$

$$\cos \varphi = \frac{\sigma_{SV} - \sigma_{SL}}{\sigma_{LV}}$$

Thus, ΔF^* will be as follows

$$\begin{aligned} \Delta F^* = & [p_V - p_V^{(C)}] V_L^{(C)} + [p_V^{(B)} - p_V] V_L^{(B)} + n_W V_W^{(C)} [\mu_W^{(C)} - \mu_V^{(C)} + g_W^{(C)} k T \ln x_W^{(C)}] - \\ & - n_W V_W^{(B)} [\mu_W^{(B)} - \mu_V^{(B)} + g_W^{(B)} k T \ln x_W^{(B)}] + n_M V_M k T \nu \left[\ln \frac{x_M^{(C)}}{x_M^{(B)}} + \ln \frac{f_M^{(C)}}{f_M^{(B)}} \right] + \\ & + \sigma_{LV}^{(C)} A_{LV}^{(C)} - \sigma_{LV}^{(B)} A_{LV}^{(B)} \cos \varphi^{(C)} - \sigma_{LV}^{(B)} A_{LV}^{(B)} + \sigma_{LV}^{(B)} A_{LV}^{(B)} \cos \varphi^{(B)}. \end{aligned} \quad (18)$$

Let us substitute the equilibrium conditions given in (12b) and (13), take into account the value of V_L , A_{LV} and A_{SL} (see above), and introduce the following designations: $\sigma_{LV}^{(C)} = \sigma_C$; $r^{(C)} = r_C$; $\cos \varphi^{(C)} = \cos \varphi_C$; $x_M^{(C)} = x_{MC}$; $f_M^{(C)} = f_{MC}$ (according to the meaning in the point B as well).

Thus:

$$\begin{aligned} \Delta F^* = & \frac{2}{3} \pi r_C^2 \sigma_C \Phi(y_C, \cos \varphi_C) - \frac{2}{3} \pi r_B^2 \sigma_B \Phi(y_B, \cos \varphi_B) - \frac{n_M m_M}{\rho_M} k T \nu \left(\ln \frac{x_{MB}}{x_{MC}} + \right. \\ & \left. + \ln \frac{f_{MB}}{f_{MC}} \right), \end{aligned} \quad (19)$$

where

$$x_M = \frac{n_M V_M}{n_W V_W + n_M V_M}; \quad x_W + v x_M = 1$$

and

$$\Phi(y, \cos \varphi) = 1 + \left(\frac{1 - y \cos \varphi}{z} \right)^3 + y^3 \left[2 - 3 \frac{y - \cos \varphi}{z} + \left(\frac{y - \cos \varphi}{z} \right)^3 \right] + 3y^2 \cos \varphi \left(\frac{y - \cos \varphi}{z} - 1 \right)$$

In this latter function

$$y = \frac{R}{r}; \quad z = (1 + y^2 - 2y \cos \varphi)^{1/2}$$

If $\varphi = 0$, the eq. (19) will be transformed into the following expression

$$\Delta F^* = \frac{4}{3} \pi (r_C^2 \sigma_C - r_B^2 \sigma_B) - \frac{4}{3} \pi R^2 \left[\sigma_C \left(3 - 2 \frac{R}{r_C} \right) - \sigma_B \left(3 - 2 \frac{R}{r_B} \right) \right] - \frac{n_{MM} m_M}{\rho_M} k T v \left(\ln \frac{x_{MB}}{x_{MC}} + \ln \frac{f_{MB}}{f_{MC}} \right). \quad (20)$$

If $R = 0$, from (20) an equation for pure soluble particles is obtained

$$\Delta F^* = \frac{4}{3} \pi (r_C^2 \sigma_C - r_B^2 \sigma_B) - \frac{n_{MM} m_M}{\rho_M} k T v \left(\ln \frac{x_{MB}}{x_{MC}} + \ln \frac{f_{MB}}{f_{MC}} \right) \quad (21)$$

which practically gives the formula deduced by Köhler [1] if the solution is ideal ($f_{MC} = f_{MB} = 1$).

It is possible to obtain the following interesting case by assuming that $m_M = 0$ (this means that $r_B = 0$). In this case $r_C = R^*$ and σ refers to pure water. In this way the eq. (19) gives

$$\Delta F^* = \frac{2}{3} \pi (R^*)^2 \sigma \Phi(y, \cos \varphi), \quad (22)$$

which is equivalent to the formula deduced by Fletcher [3] and by Krastanov and Miloshev [8].

If $\varphi = 0$, (22) transforms into the Krastanov's formula elaborated for insoluble wetttable nuclei [8] (This case may also be obtained from eq. (20), if $m_M = 0$):

$$\Delta F^* = \frac{4}{3} \pi (R^*)^2 \sigma - \frac{4}{3} \pi R^2 \sigma \left(3 - 2 \frac{R}{R^*} \right). \quad (23)$$

Finally, if $\varphi = m_M = r_B = R = 0$, the eq. (19) transforms into the free energy of germ formation of the homogeneous nucleation of water vapour condensation [2, 4].

Application of formulae. For the application of formulae obtained in previous paragraphs, it is necessary to make some estimation on the size and chemical nature of water soluble particles and, in the case of mixed nuclei, on the ratio of the mass of soluble materials to that of insoluble substances. From the point of view of this problem, the cases of cumulus clouds and fogs will be discussed separately. In addition, the importance of coagulation of insoluble and soluble particles will be briefly illustrated.

It is to be noted here that in all calculations, for the sake of simplicity, $\varphi = 0$ was assumed, that is eqs. (20), (21) and (23) were used. Calculations for more general cases will be made in the next future probably by an electronic computer.

a) *Cumulus clouds.* It was shown by aircraft samplings that at the formation level of summer cumulus clouds the number of large and giant particles ($r > 10^{-5}$ cm) is much smaller than that of cloud droplets [9]. As a consequence, the majority of cloud nuclei has a radius smaller than 10^{-5} cm. On the other hand, chemical analyses on the atmospheric particulate matter have demonstrated [10, 11] that water

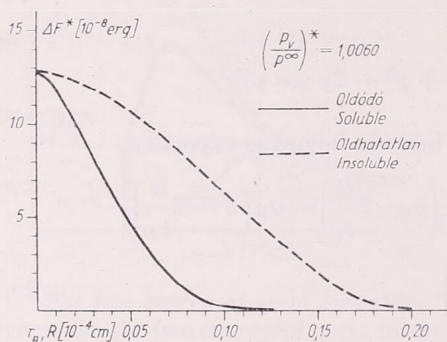


Fig. 3: Variation of the free energy of germ formation as a function of r_B and R in the case of soluble and insoluble nuclei. Case of cumulus clouds (see the text)

3. ábra: A csíráképződési szabadenergia sugár szerinti változása vízben oldódó, illetve oldhatatlan magvak esetén. Gomolyfelhők esete (lásd a szöveget)

soluble substances consist mainly of sulfate and ammonium (a large fraction of which is ammonium sulfate). An important part of these ions can be detected in the Aitken range, where their mass gives about 20% of that of all aerosol particles. For these reasons it can be assumed that *cloud nuclei are either pure or mixed ammonium sulfate particles in the range 10^{-6} cm $< r < 10^{-5}$ cm.* In the latter case one particle contains 20% water soluble material, as an average. If a supersaturation of 1,006 is assumed, which gives approximately the average condition for cumulus clouds, then for pure ammonium sulfate particles (see Fig. 2) $r^* = 1,25 \cdot 10^{-5}$ cm ($m_m^* = 10^{-16}$ g), while for mixed nuclei containing 20% ammonium sulfate, according to eq. (17), $r^* = 1,35 \cdot 10^{-5}$ cm ($m_m^* = 0,92 \cdot 10^{-16}$ g). Further, by means of eq. (17), r_B and r_C values can be determined for the supersaturation mentioned above and for different $m_M (< 10^{-16}$ g). Thus, if f_M are known, it is possible to apply eqs. (20) and (21) for this supersaturation. The values of f_M may be taken as a function of the concentration from appropriate tables [12].

The free energy of germ formation for pure water soluble ammonium sulfate particles calculated by eq. (21) as a function of r_B , is shown in Fig. 3 (solid line). For comparison, the curve of insoluble, perfectly wetttable nuclei (dashed line) is also plotted. This latter curve was calculated by eq. (23). It seemed best to compare the free energy of germ formation of soluble and insoluble particles by taking insoluble nuclei having radius (R) equal to the initial radius of solution droplets (r_B). The curves of Fig. 3 reflect *quantitatively* the well known fact that soluble particles are more active condensation nuclei than the insoluble ones. For this reason let us consider the factors controlling the free energy of germ formation in the case of water soluble nuclei. The first part of eq. (21) illustrates the free energy necessary for the increase of surface area during the growth of droplet from r_B to r_C . This energy is decreased by the change of chemical potential with increasing r (see the member containing the concentrations in the second parentheses). This effect is slightly moderated by the fact that the solution is a real one.

The comparison of the activity in condensation of soluble and mixed nuclei is

the next important problem. In this case it is not meaningful to plot the curves against r_B , because the pure soluble particle is always more active for a fixed r_B . For this reason the free energy of germ formation was taken as a function of m_M . The solid line of Fig. 4 gives the free energy of germ formation for soluble nuclei, while the dashed line represents the case of mixed particles (see eq. 20) containing 20% ammonium sulfate. It may be seen that, for the same m_M , the mixed nuclei require a smaller free energy of germ formation. This fact can be explained first of all by the effect of greater r_B of mixed nuclei. It may be also seen from Fig. 4 that the difference

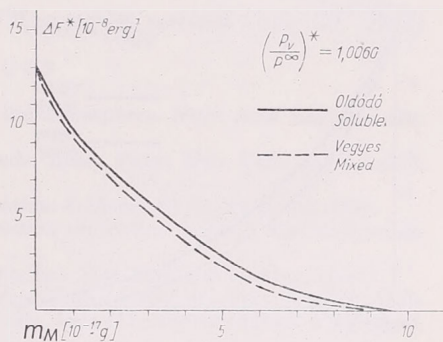


Fig. 4: Comparison of the free energy of germ formation of soluble and mixed nuclei in average condition of cumulus cloud formation

4. ábra: Az oldódó és vegyes magvak csíráképződési szabadenergiájának összehasonlítása gomolyfelhők átlagos keletkezési feltételei esetén

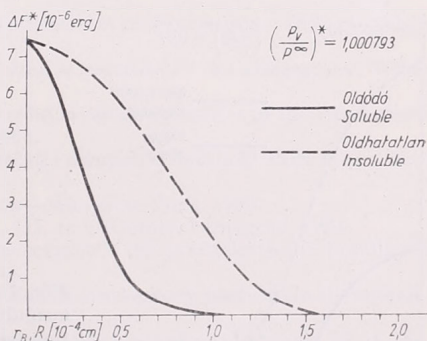


Fig. 5: Variation of the free energy of germ formation as a function of the radius in the case of soluble and insoluble nuclei. Case of fogs (see the text)

5. ábra: A csíráképződési szabadenergia értékének sugár szerinti változása vízben oldódó, illetve oldhatatlan magvak esetén. Ködök esete (lásd a szöveget)

between soluble and mixed nuclei is not so important. Thus, such a conclusion may be reached that there is no important difference, from the point of view of thermodynamics of condensation, whether a nucleus dissolves entirely in water, or it consists of a mixed particle containing 20% of soluble material at least.

b) *Fogs*. The conditions for the formation of fogs differ fairly from those of cumulus clouds. The first important difference is reflected by the fact that in fogs [15] the liquid water content is much smaller (by about one order of magnitude) than in cumulus clouds [9]. It means that in the case of fog formation the rate of cooling, or the supersaturation, is much smaller. On the other hand, in the occurrence of fogs the concentration of large and giant aerosol particles is fair higher than the number of fog droplets [15]. In this size range, from the point of view of the condensation, the particles are more active, in spite of the fact that the relative amount of water soluble materials is only 1—2% [16]. On account of these differences, a smaller supersaturation was assumed in this case (1,000793). Besides, the size of particles was chosen in the large size range, because the quantities of sulfates and ammonium are very

small in the giant range ($r > 10^{-4}$ cm) [10]. The importance of mixed nuclei (now containing 1% ammonium sulfate) is much higher, because, according to measurements [17], the great majority of water soluble materials can be detected in mixed particles in this range. In conditions mentioned above, $r^* = 1,04 \cdot 10^{-4}$ cm ($m_M^* = 5 \cdot 10^{-15}$ g) for soluble, while $r^* = 1,10 \cdot 10^{-4}$ cm ($m_M^* = 4,15 \cdot 10^{-15}$ g) for mixed nuclei.

The results obtained by means of formulae (21) and (23) are shown in Fig. 5, while the free energy of germ formation for soluble and mixed nuclei can be compared

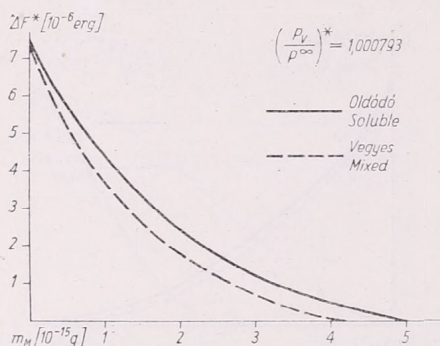


Fig. 6: Comparison of the free energy of germ formation of soluble and mixed nuclei in average conditions of the formation of fogs

6. ábra: Az oldódó és vegyes magvak csíráképződési szabadenergiájának összehasonlítása ködök átlagos keletkezési feltételei esetén

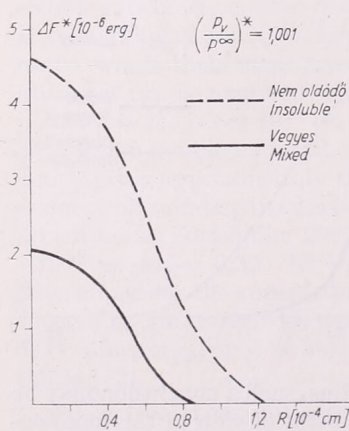


Fig. 7: Values of the free energy of germ formation of insoluble nuclei with radius R before and after the coagulation with ammonium sulfate nuclei of $m_M = 10^{-15}$ g.

7. ábra: R sugarú oldhatatlan magvakhöz tartozó csíráképződési munka értékei $m_M = 10^{-15}$ g-os ammónium-szulfát magvakkal való koagulálás előtt, illetve után.

by curves given in Fig. 6. It may be seen that the difference between the activity of pure soluble nuclei and that of mixed ones is far more important, which shows that in average conditions of fog formation the mixed nuclei play an important part.

c) Importance of the coagulation. Finally the importance of coagulation among insoluble and soluble particles is briefly illustrated by an example. Let us consider a volume containing water vapour having a supersaturation of 1,001. For the homogeneous germ formation $4,63 \cdot 10^{-6}$ erg is necessary in this condition (see Fig. 7). On contrary, in the case of pure ammonium sulfate particle ($m_M = 10^{-15}$ g), the corresponding value is only $2,05 \cdot 10^{-6}$ erg. If water insoluble perfectly wettable particles of radius R are introduced into the system, one gets free energies of germ formation represented in Fig. 7 by the dashed line. In the case of the coagulation of these insoluble particle with the soluble one mentioned above, the solid line is obtained. The-

importance of the coagulation is obvious by the comparison of these two curves. There is a particularly important fact that as long as $R^* = 1,21 \cdot 10^{-4}$ cm for insoluble particles, the critical radius of the insoluble core of mixed nuclei is equal to only $8,30 \cdot 10^{-5}$ cm.

Acknowledgement. The possibility of calculations made in subparagraph „Importance of the coagulation” was proposed to the author by Dr. *G. Miloshev* (Geophysical Institute of the Academy of Sciences, Bulgaria, Sofia), while a part of the numerical calculations presented in this paper is due to Miss *K. Bónis* (Meteorological Institute of Budapest).

(Manuscript received July 23, 1968)

REFERENCES

- [1] *Köhler, H.*: On the problem of condensation in the atmosphere. *Nova Acta Reg. Soc. Sci. Upsaliensis*, Ser. IV, 14, N°9, 1950.
- [2] *Dufour, L.—Defay, R.*: Thermodynamics of clouds. Acad. Press, New York and London, 1963.
- [3] *Fletcher, N. H.*: Size effect in heterogeneous nucleation. *J. Chem. Phys.*, 29, p. 572, 1958.
- [4] *Abraham, F. F.*: A reexamination of homogeneous nucleation theory: thermodynamic aspects. *J. Atmosph. Sci.*, 25, p. 47, 1968.
- [5] *Callen, H. B.*: Thermodynamics. J. Wiley and Sons, Inc. New York and London, 1960.
- [6] *Robinson, R. A.—Stokes, R. H.*: Electrolyte solutions. Butterworths Sci. Pub., London, 1959.
- [7] *Erdey—Grúz, T.—Schay, G.*: Elméleti fizikai kémia. vol. III, Tankönyvkiadó, Budapest, 1962.
- [8] *Krastanov, L.—Miloshev, G.*: On the mechanism of condensation process in the atmosphere. *J. Rech. Atmosph.*, 1, p. 165, 1963.
- [9] *Mészáros, A.*: Sur la dimension des noyaux de condensation météorologique. *Időjárás*, 72, p. 243, 1968.
- [10] *Mészáros, E.*: On the size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Tellus*, 20, p. 443, 1968.
- [11] *Mészáros, E.*: The size distribution of nitrate and soluble calcium particles in the atmosphere. Paper submitted to *Annalen der Meteorologie*, 1968.
- [12] *Harned, S. H.*: The physical chemistry of electrolytic solutions. Reinhold Pub. Corp., New York, 1958.
- [13] *International Critical Tables*. vol 3, p. 60. Mc Graw—Hill, New York, 1933.
- [14] *Nikolski, V. R.* (red.): *Spravochnik khimika*. vol. III. Izd. Khimia, Leningrad, 1964.
- [15] *Mészáros, A.*: Concentration et distribution dimensionnelle des gouttelettes de brouillards atmosphériques. *J. Rech. Atmosph.*, 2, p. 53, 1965.
- [16] *Mészáros, E.*: Some data on the chemical composition of atmospheric particles in the submicroscopic range of sizes. *Időjárás*, 70, p. 257, 1966.
- [17] *Mészáros, E.*: Megjegyzések a légköri vegyes kondenzációs magvakról. *Időjárás*, 70, p. 164, 1966.

Vertical Profile of the Concentration of Large and Giant Atmospheric Particles

A légköri nagy- és óriás-részecskék vertikális eloszlása. Repülőgépes felszállások során mértük az $r \geq 0,5 \mu$ -os részecskék koncentrációjának vertikális eloszlását. Vizsgáltuk az eloszlás jellegzetességeit télen és nyáron. Kiszámítottuk, hogy a légkör alsó 3 km-ében 2,5-szer nagyobb a részecskék száma nyáron, mint télen. Tanulmányoztuk az óriás-részecskék nagyság szerinti eloszlásának a magassággal való változását. Megállapítottuk, hogy a nagy-részecskék vertikális eloszlásának kialakításában a turbulens diffúzió és a csapadék kimosó hatása játszik döntő szerepet, míg az óriás-részecskék esetén a szedimentációnak is jelentős hatása van. Ezzel magyarázható a nagyság spektrum magassággal való változása. Meghatároztuk a K turbulens diffúziós koefficiens értékeit télen és nyáron.

*

Répartition verticale de la concentration des gros noyaux et des noyaux géants dans l'atmosphère. A l'aide des vols effectués en avion on a mesuré la répartition verticale de la concentration des particules de rayon $r \geq 0,5 \mu$. Dans cette note les caractéristiques de ces répartitions mesurées en hiver et en été sont étudiées. Ces études montrent que, dans la basse troposphère (jusqu'à trois kilomètres d'altitude) le nombre des particules est 2,5-fois plus grand en été qu'en hiver. Ces analyses en altitude permettent d'étudier également la variation avec la hauteur de la distribution dimensionnelle des particules géantes. On constate ensuite, que la répartition verticale des grosses particules est formée par la diffusion turbulente et par l'effet du lessivage des précipitations, tandis que, dans le cas des particules géantes, la sédimentation a également une influence importante. C'est aussi la cause de la variation de la distribution dimensionnelle avec la hauteur. Enfin, à l'aide des données obtenues, les valeurs du coefficient de la diffusion turbulente ont été déterminées pour les mois d'hiver et d'été.

*

The investigations carried out in Hungary on the characteristics of atmospheric aerosols were confined, in the course of earlier years, mainly to the near-the-ground atmospheric layer. Informations have been obtained on the concentration of particles, its modifications due to different influences, its annual and diurnal variation [1], and in addition, the size distribution and the factors governing its modification were also studied [2].

The research was directed mainly to the investigation of the processes of atmospheric condensation, the formation of fogs and clouds, thus the measurements had to be extended to upper layers of the atmosphere, that is, to the levels at which clouds are formed. In following, the results of measurements made on aircraft are presented. The aim of these flights consisted of determination of the vertical distribution of aerosol particles in the lower atmosphere.

Method of Measurement. The measurements were carried out by aircrafts Super Aero 45 and L-200 D (Morava), of the National Hydrological Office, within atmospheric layer between 100 and 3000 m, the samplings were taken at the following levels: 100, 300, 500, 700, 1000, 1500, 2000 and 3000 m. The speed of the aircraft during the measurements was of 180 km/h.

For the collection of the particles, a plexiglas slide, 2 mm in width and 50 mm in length, has been used, that was exposed to airstream through the window of the aircraft. The slides were coated, before sampling, by a diluted solution of cedar oil in 1,2-dichloroethane. In this way, an extremely thin oil coating on the exposed surface was obtained, to which the particles are adhering. The sampling duration has been selected according to concentration in such a way, that a satisfactory number of

particles may adhere to the slides. Consequently, the exposition time varied between 0,5 and 10 minutes, and, during this time, particles contained in 150 to 3000 litres of air were captured on the slide.

The collection efficiency of the slide of 2 mm in width has been calculated for different particle sizes by means of the theoretical curve given by Ranz and Wong [3]. According to this theory, the radius of the smallest particle that can be captured is

$$r_{krit} = 0,5 \mu$$

that is, the results of measurements are valid for particles with radii greater than $0,5 \mu$.

The evaluation of the samples has been made with an optical microscope, by determining on randomly selected parts of the slide the number and size of the

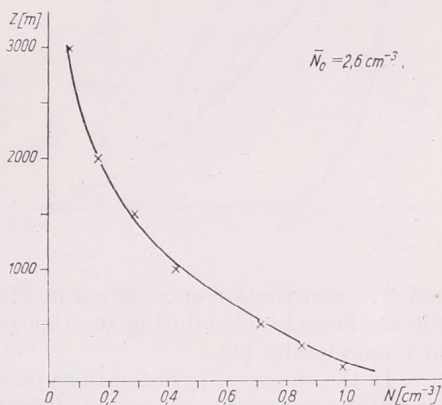


Fig. 1: Average vertical distribution of particles with $r \geq 0,5 \mu$

1. ábra: Az $r \geq 0,5 \mu$ -os aeroszol részecskék koncentrációjának közepes vertikális eloszlása

particles. Particles of $r > 2,0 \mu$ have been evaluated by using a magnification of 150, and those of $0,5 < r < 2,0 \mu$ by using a magnification of 1350. Particle concentration has been determined by using the formula

$$dN = \frac{n}{\epsilon S v t} \left[\text{cm}^{-3} \right]$$

where dN is the concentration for a given range of radii dr , n is the number of counted particles on a surface of S square-centimetres of the slide and appartaining to the same range of radii, v is the speed of the aircraft, expressed in cm/s, t is exposition time in sec, and ϵ is the collection efficiency as a function of the radius.

The values dN/dr are yielding the size spectrum of the particles, while ΣdN gives the concentration of particles with $r \geq 0,5 \mu$.

For controlling the eventual pollution of slides in the course of transportation, an evaluation of unexposed slides was executed several times. No pollution exceeding 10% was found.

Results of Measurement. During the years of 1965—67, 23 flights were executed over the Aerological Observatory Budapest—Lőrinc and Budaörs. Seasonal distribution of the measurements was as follows: spring 1, summer 11, autumn 7, winter 4. The flights were made in the time between 11 and 14 hours, that is, they are approximately simultaneous to the radiosonde ascent at noon.

Vertical profile of the concentration. The average vertical profile computed from the data of all flights is shown in Fig. 1. Unfortunately, as a consequence of technical difficulties, ground-level data for the same location over which the flight has been

made, were obtained only during the year of 1967. However, in every case, the ground-level concentration were determined at the Aerological Observatory Budapest—Lőrinc. Its average value is $N_0 = 2,6 \text{ cm}^{-3}$. For technical reasons, this value is shown as an inscription in Fig. 1.

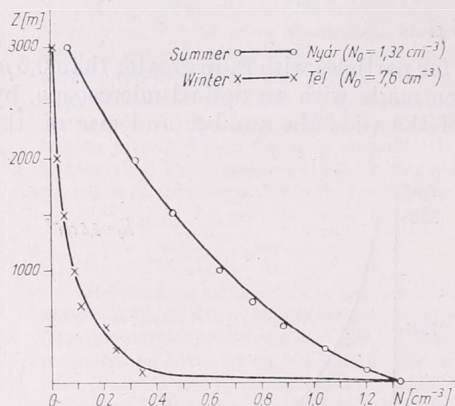


Fig. 2: Average winter and summer distributions of aerosol particles with $r \geq 0,5 \mu$.

2. ábra: Az $r \geq 0,5 \mu$ -os aeroszol-részecskék koncentrációjának közepes téli és nyári eloszlása

The distribution curve given in Fig. 1. shows a rather good agreement with the ditributions obtained during an other period by the workers of the National Institute of Public Health [4].

In the course of investigations on the aerosol at ground-level, it was found that particle concentration is, among all meteorological factors, the most strongly related to the thermal stratification of the atmosphere, namely as the particles, being unable to penetrate into the stable layers, are accumulated below it [1]. The influence of thermal stratification on the vertical distribution of the aerosol concentration was

TABLE I. — I. T Á B L Á Z A T

Average concentration of particles with $r \geq 0,5 \mu$ at the level z , for cases in which no inversion existed below the level z $N(I)$ and for cases in which an inversion existed below that level: $N(II)$

Az $r \geq 0,5 \mu$ -os részecskék közepes koncentrációja az z szintben, ha alatta nem volt: $[N(I)]$ illetve volt $[N(II)]$ hőmérsékleti zárórég.

z [m]	100	1000	2000	3000
$N(I)$ [cm^{-3}]	0,84	0,58	0,38	0,12
$N(II)$ [cm^{-3}]	0,23	0,13	0,038	0,012

investigated. Cases with lower inversion at four different levels were separated from those without an inversion of this type. Average values calculated according to such a grouping are shown in Table I. The discrepancy is very conspicuous.

The difference between the summer and winter thermal stratification of the atmosphere is well known. This must be also reflected in the vertical profiles of the aerosol concentration for both seasons. For the investigation of this questions, the data of winter and summer flights were separated. Average distributions are shown in Fig. 2. It is obvious that significant discrepancies exist both in absolute values of concentration and in their vertical distributions. While at ground level

$$N_{\text{winter}}/N_{\text{summer}} = 5,9$$

in 100 m this ratio is of 0,28, in 1000 m of 0,13, in 2000 m of 0,09 and in 3000 m is of 0,18. These results indicate a strong winter concentration peak at ground-level [1] which is extending only to a very shallow layer of the atmosphere.

For the further illustration of this statement the number of aerosol particles

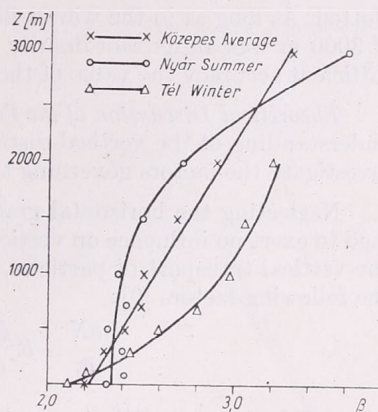


Fig. 3: Variation with altitude of the exponent β characterizing the size distribution of giant particles, for winter and summer data and for the average of all cases

3. ábra: Az óriás-részecskék nagyságspektrumát jellemző β kitevő változása a magassággal télen, nyáron, illetve az összes esetek átlagában

contained in the lowest 3 kilometres of an air column with a base of 1 cm^2 were calculated. It was found that

$$\Sigma N_{\text{winter}} = 6,4 \cdot 10^4$$

and

$$\Sigma N_{\text{summer}} = 1,6 \cdot 10^5$$

that is, the lower atmosphere contains in summer 2,5-times more particles than in winter. This result is also confirmed by actinometrical measurements, according to which the maximum of atmospheric turbidity is occurring in summer [5]. Probably this difference would be decreased if the calculations were executed for the entire atmosphere.

Variation with height of the size distribution of particles. The knowledge of the size distribution of aerosol particles is of interest in many problems of cloud physics, atmospheric optics and air chemistry.

For this reason at all levels the size distribution of particles was always determined. The spectrum obtained can be in every case described by the distribution formula proposed by Junge [6]:

$$\frac{dN}{d(\log r)} = Cr^{-\beta}$$

where dN is the particle concentration in the range of dr , while C and β are, according to Junge, constant. However, according to the investigation of the author, β has different values for the large ($0,1 \mu < r < 1,0 \mu$) and for the giant ($r > 1,0 \mu$) particles [2].

During these flights only the particles with $r > 0,5 \mu$ were collected, thus it was possible to determine only the size distribution of giant particles with a sufficient accuracy. It was found that the distribution can be approximated at all heights by expression (2) the value of the exponent β is, however, a function of altitude. On an average this dependence is a linear one and can be described by the following equation:

$$\beta(z) = 3,8 \cdot 10^{-4} + 2,2 \quad (3)$$

if altitude z is expressed in metres.

This relation is different for average values calculated from the data of winter and summer flights. In *Fig. 3* the variation with altitude of the exponent β is presented for the winter and summer half-years. In the figure the average of all cases is also plotted. As long as in the winter flights the number of giant particles at the altitude of 3000 m was an extraordinarily small one, it was impossible to determine with a sufficient accuracy the value of the exponent β for this level.

Theoretical Discussion of the Results of Measurements. In order to obtain a better understanding of the vertical distribution of atmospheric particles it is necessary to investigate the factors governing the distributions described above.

Neglecting the horizontal gradients of particle concentration, which may assumed to exert no influence on vertical distributions, and thus taking into account only the vertical transport of particles, variations of concentration are brought about by the following factors [6]:

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

where K is the eddy diffusion coefficient [$\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$], a is the removal rate by rainout with $a = 1/\tau$, if τ is the residence time of particles in the atmosphere [sec^{-1}]; v is the gravitational sedimentation velocity [cm sec^{-1}]; b is the coagulation coefficient [$\text{cm}^3 \text{sec}^{-1}$] and z is altitude [cm].

In the case of equilibrium, $\partial N/\partial t = 0$. The first term on the right-hand side of equation (4) characterizes the local increase of particle concentration under the influence of eddy diffusion. All the other terms exert an influence in the direction of decreasing particle concentration. The second term is the decrease of concentration caused by sedimentation, the third one is the decrease produced by the coagulation of particles while the fourth characterizes the rainout effect of precipitations, under the assumption, that this process is not changing in time and with altitude.

Generally, from equation (4) only the terms for turbulent diffusion and for sedimentation are taken into account [7, 8]. In this case the solution of the equation is as follows:

$$N = N_0 e^{-\frac{v}{k}z} \quad (4a)$$

Such a neglect of the other terms of equation (4) is yielding incorrect results. This is obvious from the following consideration. The value of the eddy diffusion coefficient as a consequence of its physical definition, cannot be dependent on the size of particles. However, when determining the value of K from the vertical distribution of particles of different sizes, as a consequence of the variation in sedimentation velocities, one can obtain values of K which are different from each other by orders of magnitude. E. g., using particles of the size $r_1 = 0,5 \mu$ and $r_2 = 5,0 \mu$, eddy diffusion coefficients of the order of $K_1 = 10^3$ and, of $K_2 = 10^5$ are obtained respectively. In order of eliminating this inadequacy, Laktionov [7] introduced for the description of the vertical distribution of large and giant particles the physically rather unfounded equation

$$N = N_0 e^{-\frac{v+C}{k}z}$$

where C is some constant with velocity dimension.

For finding a correct solution of equation (4), the orders of magnitude of the different terms were compared in the case of different particle sizes ($r_1 = 0,5 \mu$ and $r_2 = 4,0 \mu$).

The value of the eddy diffusion coefficient is, according to the data of different authors [6, 7, 9] of the magnitude of $K = 10^5$ [cm² sec⁻¹]; $v_1 = 2 \cdot 10^{-3}$, $v_2 = 1,02 \cdot 10^{-1}$ [cm sec⁻¹] if $\rho = 0,5$ g · cm⁻³ [10]; $b_1 \approx b_2 \approx 3 \cdot 10^{-10}$ [cm³ sec⁻¹] (assuming a monodis-

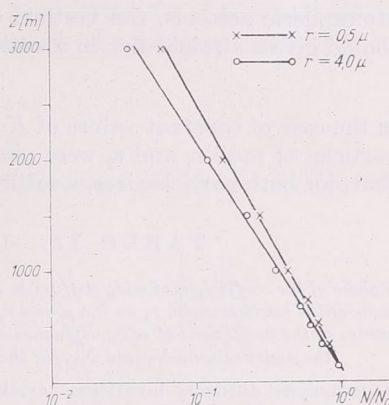


Fig. 4: Average vertical distribution of particles with size of $r_1 = 0,5 \mu$ and $r_2 = 4,0 \mu$

4. ábra: Az $r_1 = 0,5 \mu$ -os és $r_2 = 4,0 \mu$ -os részecskék közepes vertikális eloszlása

perse aerosol), [11]; $a_1 \approx a_2 = 6 \cdot 10^{-6}$ [sec⁻¹] according to measurement executed in Hungary [12]. $N_1 = 10^{-1}$, $N_2 = 10^{-3}$ [cm⁻³]; $\partial N_1 / \partial z = -10^{-6}$. $\partial N_2 / \partial z = -10^{-8}$ [cm⁻⁴]; $\partial^2 N_1 / \partial z^2 = 10^{-11}$, $\partial^2 N_2 / \partial z^2 = 10^{-13}$ [cm⁻⁵]. Thus,

$$K \frac{\partial^2 N_1}{\partial z^2} = 10^{-6},$$

$$v_1 \frac{\partial N_1}{\partial z} = 10^{-9},$$

$$aN_1 = 10^{-7}$$

$$bN_1^2 = 10^{-12}$$

$$K \frac{\partial^2 N_2}{\partial z^2} = 10^{-8};$$

$$v_2 \frac{\partial N_2}{\partial z} = 10^{-9};$$

$$aN_2 = 10^{-9}$$

$$bN_2^2 = 10^{-16}$$

On the basis of the above data, the influence of the coagulation of particles among themselves may be neglected in both particle sizes. In the case of particles of $0,5 \mu$ radius, the sedimentation does not yet play an essential role, and, in addition to the effect of eddy diffusion, only the rainout effect of precipitation (including the formation of clouds and the coagulation with cloud droplets) is of importance. In the case of particles of $4,0 \mu$ radius, in addition to rainout, the sedimentation of particles has also a strong influence on the vertical distribution. Thus the vertical distribution of large particles may be described by the differential equation

$$K \frac{\partial^2 N_1}{\partial z^2} - aN_1 = 0 \quad (4b)$$

and that of the giant particles by the differential equation

$$K \frac{\partial^2 N_2}{\partial z^2} - aN_2 - v \frac{\partial N_2}{\partial z} = 0 \quad (4c)$$

By solving equations (4.b) and (4.c) for N , the following expressions are

$$N_1(z) = N_1(o) \exp\left(-\sqrt{\frac{a}{k}} z\right) \quad (5)$$

and

$$N_2(z) = N_2(o) \exp\left(-\frac{v_2}{2K} - \sqrt{\frac{v_2}{2K} + \frac{a}{K}} z\right) \quad (6)$$

Inasmuch the equations (5) and (6) really describe the distribution function of atmospheric aerosols, the vertical distributions of the particles of radius r_1 and r_2 should give a straight line in a system of of coordinates

$$\log N/N_0, z$$

in the case of constant values of K and a . In *Fig. 4*, the average distributions of the particles of radii r_1 and r_2 were plotted (beginning with $z_0 = 100$ m). It will be seen that, for both particle-sizes, a rather satisfactory straight line was obtained.

TABLE II. — II. TÁBLÁZAT

Values of the coefficient of eddy diffusion in summer (a) and in winter (b), N_1 and N_2 are concentrations of the particles with $r_1 = 0,5 \mu$ and $r_2 = 4,0 \mu$ at the measurement levels [cm^{-3}]; K_1 and K_2 are values of the coefficient of eddy diffusion computed by means of equations (5) and (6) on the basis of the distributions N_1 and N_2 , for the layers between the measurement levels [$\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$]

A turbulens diffúziós koefficiens értékei nyáron a) és télen b). N_1 és N_2 : az $r_1 = 0,5 \mu$ -os és $r_2 = 4,0 \mu$ -os részecskék koncentrációja a mérési szintekben [cm^{-3}] K_1 és K_2 : A turbulens diffúziós koefficiensnek az N_1 és N_2 eloszlása alapján (5) és (6) egyenlet szerint számított értékei a mérési szintek között [$\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$]

a) NYÁR — SUMMER

z [m]	100	300	500	700	1000	1500	2000	3000
N_1	1,21	1,04	0,88	0,77	0,64	0,46	0,32	0,066
$K_1 \cdot 10^{-5}$	1,1	1,0	1,4	1,6	1,4	1,2		0,25
$N_2 \cdot 10^3$	10,0	8,7	7,6	6,7	5,4	3,8	1,7	0,09
$K_2 \cdot 10^{-5}$	1,4	1,5	1,6	1,4	1,4	0,6		0,11

b) TÉL — WINTER

z [m]	100	300	500	700	1000	1500	2000	3000
$N_1 \cdot 10^4$	3,5	2,5	1,8	1,3	0,85	0,46	0,28	0,12
$K_1 \cdot 10^{-5}$	0,21	0,25	0,25	0,32	0,39	0,61		0,84
$N_2 \cdot 10^3$	3,5	2,0	1,1	0,64	0,26	0,11	0,06	0,03
$K_2 \cdot 10^{-5}$	0,13	0,11	0,11	0,11	0,27	0,50		0,85

It may be noted that *Junge* [13] used equation (5) for the description of the vertical distribution of Aitken particles above 5 km.

The coefficient of eddy diffusion can be determined from the slopes of the two straight lines in *Fig. 4*, by using equations (5) and (6). The values of K_1 and K_2

should be, in principle, identical. Executing the calculation $K_1 = 6,8 \cdot 10^4$ and $K_2 = 6,6 \cdot 10^4$ are obtained [$\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$]. The agreement is rather a good one, indicating that the factors selected above are, in fact, those which play a decisive role in the formation of the vertical distribution.

As the measurement of the vertical distribution of aerosol particles yields a rather good possibility for the determination of the coefficient of turbulent diffusion, this problem will be shortly discussed. It is well known that the turbulent character of atmospheric motions causes the vertical or horizontal transfer of physical substances in the atmosphere. The turbulent vertical flow P_q of a physical quantity q can be written in the following way [14]:

$$P_q = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z} \quad (7)$$

ρ being air density and K the coefficient of eddy diffusion, which determines the verti-

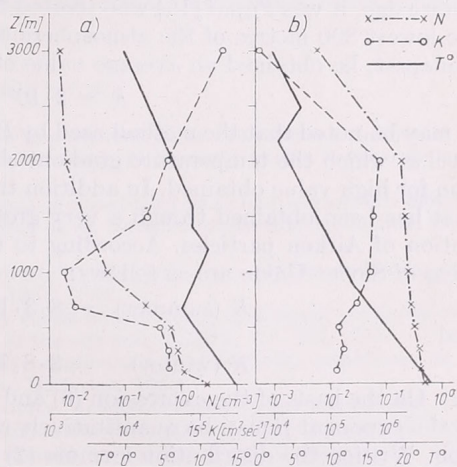


Fig. 5: Vertical distributions of particle concentration (N), of the coefficient of eddy diffusion (K) and of temperature (T), *a*) on Oct. 29, 1965; *b*) on July 7, 1967

5. ábra: A részecskekoncentráció (N), a turbulens diffúziós koefficiens (K) és hőmérséklet (T) vertikális eloszlása. *a*) — 1965. X. 29; *b*) — 1967. VII. 7.

cal transfer of different physical quantities under the influence of eddy diffusion. The value of K is always positive. There is no possibility for its direct measurement. Its determination is made using so-called „gradient” measurements employing formulas, in which the vertical variation of some physical quantity can be correlated with the coefficient of eddy diffusion. For such quantities could be selected the following ones: temperature, windspeed, atmospheric humidity, vertical distribution of trace gases and, of course, the vertical distribution of aerosol particles.

As the value $K = 6,7 \cdot 10^4 \text{ cm}^2 \text{sec}^{-1}$, found from average distributions, probably cannot be considered, in view of the uneven seasonal distribution of the measurements, as a realistic average value, again two values of K from winter and summer distributions were computed, respectively, and these are presumably extreme values. Table II contains the values of the coefficient of eddy diffusion computed, by means of equations (5) and (6), for the layers situated between the different levels of measurement, on the basis of the winter and summer vertical distributions of the particles of radii $r_1 = 0,5 \mu$ and $r_2 = 4,0 \mu$, respectively. The concentration values N_1 and N_2 are equally shown in the table.

It appears, from the table, that the value of K varies with altitude. This change can be explained in both cases in terms of the thermal stratification of the atmosphere.

In all of the winter cases a strong inversion was present already below the 1000 m level impeding vertical transfer. Above 1000 m, stratification was somewhat more unstable, and, as a consequence, the mixing of particles equally proceeded more intensively in these layers. On the other hand in summer, an inversion below 2000 m occurred only in one case, between 2000 and 3000 m in three cases and closely above 3000 m in the remaining cases. From this circumstance, the rapid decrease of K occurring above 2000 m may be explained.

For the dependence of particle concentration and eddy diffusion from the thermal stratification a characteristic example is given by the two extreme cases presented on Fig. 5.

From Table II it appears that the values of K_1 and K_2 computed on the basis of the distributions N_1 and N_2 by using equations (5) and (6) are in reasonably good agreement with each other.

In order to determine the value of the coefficient of diffusion, several authors undertook calculations by using different methods. In this country, to author's knowledge, it was Pápai [15] who treated this problem, computing the value of K for the lowest 800 metres of the atmosphere on the basis of different wind profiles. For Budapest, he obtained an average value of

$$K = 2 \cdot 10^5 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}.$$

It may be noted that the method used by Pápai is valid only in cases when there is no level at which the temperature gradient changes sign. This is probably the explanation for high value obtained. In addition the result got by Selezneva [9] is mentioned, that has been obtained through a very great number of measurements on the distribution of Aitken particles. According to these results, average values for different areas of Soviet Union are as follows:

$$K \text{ (summer)} = 8.3 \cdot 10^4 \quad \text{cm}^2 \text{ sec}^{-1}$$

and

$$K \text{ (winter)} = 3.8 \cdot 10^4 \quad \text{cm}^2 \text{ sec}^{-1}$$

On the basis of the expression (6) and of the knowledge of K values, the changes in the exponent β may be quantitatively explained by using the following consideration. Writing the distribution formula (2) in the following way:

$$N = C_1 r^{-1}$$

N being the concentration of particles of a radius greater than r . The ratio of the concentrations corresponding to two different particle sizes at the level z (0) is:

$$\frac{N_1(z)}{N_2(z)} = \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \beta(z) \quad (8)$$

The same ratio at the level z may be expressed from equations (6) and (8) as follows

$$\frac{N_1(z)}{N_2(z)} = \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \beta(z) = \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \beta(0) \cdot \frac{\exp\left(-\frac{v_1}{2K} - \sqrt{\left(\frac{v_1}{2K}\right)^2 + \frac{a}{K}} z\right)}{\exp\left(-\frac{v_2}{2K} - \sqrt{\left(\frac{v_2}{2K}\right)^2 + \frac{a}{K}} z\right)}; \quad (9)$$

Thus

$$\beta(z) = \beta(0) + \frac{\frac{v_2}{2K} + \sqrt{\left(\frac{v_2}{2K}\right)^2 + \frac{a}{K}} - \frac{v_1}{2K} - \sqrt{\left(\frac{v_1}{2K}\right)^2 + \frac{a}{K}}}{\ln \frac{r_2}{r_1}} z \quad (10)$$

According to the expression (10), by considering particles of the radii $r_1 = 4,0 \mu$ and $r_2 = 8,0 \mu$, and using, on the basis of average distribution, the value $K = 0,7 \cdot 10^5$, the relation: $\beta(3000) = \beta(0) + 1,15$ is obtained. This result is in excellent agreement with the average curve in Fig. 3, according to which $\beta(3000) = \beta(0) + 1,1$. By using the value of K obtained from the summer flights: $\beta(2000) = \beta(0) + 0,3$ and $\beta(3000) = \beta(2000) + 0,9$. This result is equally in agreement with the summer curve of Fig. 3. For winter cases a somewhat poorer agreement is obtained. By using the average value $K = 0,4 \cdot 10^5$ one has $\beta(2000) = \beta(0) + 1,35$, while the figure yields $\beta(2000) = \beta(0) + 1,1$.

By executing a similar consideration concerning this size distribution of large particles, it readily appears that the variation of size distribution of the large particles, with altitude is not born out by theory. Similar results had been obtained by *Laktionov* [7].

An evaluation of the above described results from the points of view of cloud physics is given in another paper [16].

Finally, the author is indebted to the pilots of the National Hydrological Office, *S. Katona* and *L. Sipos*, who attributed, by their willing and conscientious co-operation to the efficiency of our measurements.

REFERENCES

- [1] *Á. Mészáros*: A légköri aeroszol-részecskék koncentrációjának kapcsolata az időjárási elemekkel. (Relation of the concentration of the atmospheric aerosol particles to other meteorological elements), *Időjárás*, 68, 145, 1964.
- [2] *Á. Mészáros*: Ultramembrán szűrőn felfogott aeroszol-részecskék nagyság szerinti eloszlása (Size distribution of aerosol particles captured on an ultramembrane filter), *Időjárás*, 69, 71, 1965.
- [3] *Ranz W. E.—Wong, J. B.*: Impaction of dust and smoke particles on surface and body collectors. *Industr and Engineering Chem.*, 44., 1351, 1952.
- [4] *Kelenffy, Sz.—Mórik, J.—Várkonyi, T.*: A városi levegő szennyeződésének vertikális terjedése (Vertical propagation of air pollution in the city air), *Időjárás*, 71, 268, 1967.
- [5] *Zs. Zemplényi*: A Kárpát-medence homályossági viszonyai (Turbidity conditions of the Carpathian Basin) promotional dissertation, Budapest, 1964.
- [6] *Junge, Ch. E.*: Air chemistry and radioactivity. Academic Press, New York-London, 1963.
- [7] *Laktionov, A. G.*: Raspledenie po visote koncentracii chastic aerosolja i opredelenie koeficientov vertikalnogo peremesenia v svobodnoj atmosfere. (Vertical distribution of the concentration of aerosol particles and the determination of the coefficient of vertical exchange in the free atmosphere), *Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. Geofiz.* 1960, No 9, p. 1397.
- [8] *Gajvorenskij, I. I.*: O jadrach kondenzacii v svobodnoj atmosfere (On condensation nuclei in the free atmosphere) *Trudi CAO vip. 4*, 1949.
- [9] *Selezneva, E. C.*: Atmosfernüe aerzoli (Atmospheric aerosols), *Gidromet, Izd. Leningrad*, 1966.
- [10] *Á. Mészáros*: A légköri aeroszol tömeg- és számszerű koncentrációjának kapcsolata (Relation between the mass and number concentrations in the atmospheric aerosol). *Időjárás*, 70, 355, 1966.
- [11] *Fuchs, N. A.*: The mechanics of aerosols. Pergamon Press, Oxford—London, etc., 1964.
- [12] *Mészáros E.—Simon A.*: A mesterséges eredetű radioaktív részecskék száraz és nedves kihullása a troposzférából (Dry and moist fall-out of particles of artificial radioactivity from the troposphere). *Időjárás*, 71, 86 1967.
- [13] *Junge, Ch. E.*: Vertical profiles of condensation nuclei in the stratosphere, *Journ. of Met.* 18, 501, 1961.
- [14] *Tverskoj, P. N.*: Kurs meteorologii (Treatise on meteorology). *Gidromet. Izd. Leningrad*, 1962.
- [15] *Pápai, L.*: A kieserélődési együttható meghatározása Budapest fölött (Determination of the exchange coefficient over Budapest), *Időjárás* 65, 113, 1961.
- [16] *Á. Mészáros*: Sur la dimension des noyaux de condensation météorologiques, *Időjárás* 72, 243, 1968.

A hófelhalmozódás és hóolvadás figyelembevétele vízgyűjtők csapadékrendszerének elemzésénél

Berücksichtigung der Schneeanhäufung und der Schneeschmelze bei der Analyse des Niederschlagssystems der Einzugsgebiete. In der Arbeit wird ein Berechnungsverfahren mitgeteilt, durch welches der *Durchschnittswert* des auf dem Boden in flüssigem Zustand angelangten Niederschlages (V) festgestellt werden kann. Dieses Rechnungsverfahren wurde durch den Verfasser für das Einzugsgebiet der Donau abgeleitet. Zur Durchführung der Berechnung werden außer den in der Arbeit mitgeteilten Behelfen nur folgende Angaben benötigt: Monatsmittel der Niederschlagssummen und Monatsmittel der Zahl der Tage mit einer Schneedecke. Zur Veranschaulichung des besprochenen Verfahrens werden in der Arbeit die Ergebnisse der Berechnungen für das Einzugsgebiet der Tisza angeführt. Aus den Resultaten werden folgende Faktoren erläutert: Verschiebungen der durchschnittlichen Dauer der Schneeanhäufung und der Schneeschmelze in Abhängigkeit von der Höhenlage; Abweichung zwischen den Monatsmittel des gemessenen Niederschlage und der in flüssigem Zustande auf den Boden angelangten Niederschlages; und in den Abbildungen 1. und 2. wird die geographische Verteilung der Größe V in den Monaten Januar und März angegeben.

*

Учет накопления и таяния снега при анализе систем осадков водосборных бассейнов. В статье излагается расчетный прием с помощью которого можно определить *среднее значение* (V) осадков, выпадающих в жидком состоянии на почву в течение зимних месяцев. Этот метод расчета испытывался автором на материале водосборной территории Дуная. Для расчетов нужны — кроме пособий, упомянутых в статье — только месячные средние суммы осадков, а также месячные средние числа дней со снежным покровом. Для иллюстрации метода автор приводит результаты расчетов, касающихся водосборной территории реки Тиссы. Результаты эти объясняют изменения с высотой средней продолжительности накопления и таяния снега и различия между месячными средними измеренных осадков, и осадков, выпадающих на почву в жидком виде. *Рисунки 1 и 2* иллюстрируют географическое распределение величины V в январе и марте.

*

Vízgyűjtőterületek hidrológiai és vízháztartási vizsgálatánál, a vízkészletek időbeni alakulásának feltárásánál alapvető a csapadékvizonyok ismerete. E vizsgálatokhoz legkönyebben hozzáférhető és leggyakrabban használt éghajlati adat az átlagos havi, évszakos és évi csapadékösszeg, amely a terület vízbevételének szokásos mennyiségéről, éven belüli ritmusáról tájékoztat. Az említett csapadékadatok felhasználása voltaképpen feltételezi azt, hogy azok a *hidrológiai ciklusba bekapcsolódó átlagos vízmennyiséget szolgáltatják*. Belátható azonban, hogy éghajlatunkon ennek a követelménynek *csak az évi csapadéknormálok* tesznek eleget: a téli hófelhalmozódás és a tavaszi olvadás miatt a *felszín vízbevétele az év jelentős részében merőben másként alakul, mint ahogyan azt a csapadék havi átlagai jelzik*.

Annak érdekében, hogy a vízgazdálkodó és a tervező a rendelkezésére álló csapadékatlagokból az adott hónap során valóban megjelenő *felszíni vízmennyiségre* tudjon következtetni, meg kell határoznunk azt a vízbevételt, ami részint a felszínre *folyékony halmazállapotban jutó lecsapódásokból, részint pedig a felszínen felhalmozódott szilárd halmazállapotú csapadékok elolvadásából származik*.

Ezen légköri eredetű *felszíni vízbevétel* azokban az időszakokban, amikor nincsen hótakaró, megegyezik a lehulló csapadék mennyiségével. Hófelhalmozódás idején, amikor a leeső csapadékok vízmennyiségének nagy része a hótakaróban tározódik, jelentősen kisebb, míg a hóréteg olvadásának időszakában jóval nagyobb annál.

Tanulmányunkban a *felszíni vízbevétel* havi átlagainak meghatározására kidolgozott módszer alapjait ismertetjük, alkalmazását a Tisza vízgyűjtőjére elvégzett

számításokkal illusztráljuk. Megjegyezzük, hogy az alábbiakban ismertető számí-
tási eljárást a Dunának a Tisza torkolatáig terjedő vízterületére vezettük le. E terü-
letről összesen 1250 állomás adatát dolgoztuk föl a felszíni vízbevitel havi normál-
értékeinek meghatározásához, a Tisza vízgyűjtőjére elvégzett számítások kereken
400 állomás alapján készültek.

A felszíni vízbevitel havi normálértékeinek meghatározása

A probléma egzakt megoldása olyan sűrűségű és hosszú ideje működő hóvízház-
tartásmérő hálózatot követelne, amellyel nemcsak a jelenben, de a jövőben sem
számolhatunk. Bizonyos megmondásokra és a vizsgált terület különböző pontjain
sporadikusan végzett rövidebb időtartamú hóvízértékmérésekre támaszkodva talál-
ható azonban olyan közelítő számí-tási eljárás, amelynek segítségével rendelkezésre
álló éghajlati adatok alapján is képet alkothatunk a tényleges csapadék valószínű
havi átlagos eloszlásáról.

Vezessük be a következő jelöléseket:

V = a felszíni vízbevitel átlagos havi összege,

C = a csapadék átlagos havi összege,

h = a hótakaróból elfolyó hólé (elolvadt hó, átszivárgó esővíz) átlagos havi
összege,

C_{ht} = a hótakaróval borított talajra hulló csapadék átlagos havi összege,

C_f = a hótakaróval nem födött talajra eső csapadék átlagos havi összege.

E tényezők között az alábbi triviális összefüggések állanak fenn:

$$C = C_{ht} + C_f \quad (1)$$

$$V = h + C_f \quad (2)$$

Ha valamely vízgyűjtőre V normálértékeit elő akarjuk állítani, a számításokhoz
 C értékei általában sok helyről megtalálhatók. A C_{ht} és C_f mennyiségek meghatározá-
sához viszont szükségünk van a hótakarós napok havi átlagos számának ismeretére is
(n_{ht}), amiből a hótakaró valószínűségének (p_{ht}) havi értékei megadhatók. Fennáll
ugyanis az alábbi sztochasztikus kapcsolat:

$$\frac{C_{ht}}{C} = f(p_{ht}) \quad (3)$$

A (3) függvényt a vizsgált területről kiválasztott mintegy 40 állomás hosszabb
sorozatú napi csapadék- és hótakaró észlelései alapján empirikusan határoztuk meg,
mértékadó értékeit az I. táblázatban közöljük.

I. T Á B L Á Z A T

$$A \frac{C_{ht}}{C} = f(p_{ht}) \text{ függvény értékei}$$

p_{ht}	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,0	0,00	0,03	0,05	0,07	0,09	0,10	0,12	0,14	0,15	0,17
0,1	0,18	0,20	0,22	0,23	0,25	0,26	0,27	0,29	0,30	0,32
0,2	0,33	0,35	0,36	0,37	0,39	0,40	0,41	0,42	0,43	0,45
0,3	0,46	0,47	0,48	0,49	0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,55
0,4	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60	0,61	0,62	0,63	0,64	0,65
0,5	0,66	0,67	0,68	0,68	0,69	0,70	0,71	0,72	0,73	0,74
0,6	0,75	0,75	0,76	0,77	0,78	0,79	0,80	0,80	0,81	0,82
0,7	0,83	0,83	0,84	0,85	0,86	0,87	0,87	0,88	0,89	0,90
0,8	0,90	0,91	0,92	0,92	0,93	0,94	0,94	0,95	0,95	0,96
0,9	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00
1,0	1,00									

Lényegesen több adatfeldolgozást és számítást igényelt a h havi értékek meghatározására szolgáló segédletek előállítására. A hólé *évi összegének* kiszámítása viszonylag egyszerű feladat, mivel a *hóhatár alatti* helyekre egyaránt érvényes az alábbi egyenlőség:

$$\Sigma h = \Sigma C_{ht} \quad (4)$$

s ily módon Σh a (3) összefüggés szerint meghatározott C_{ht} havi átlagok összegezésével megadható.

A (4) összefüggés alapján Σh értékei mindazokra a hóhatár alatti megfigyelőhelyekre kiszámíthatók, ahonnan a csapadékösszegek és a hótakarós napok számának éghajlati átlagai rendelkezésünkre állanak. Ezért továbbiakban az olvadás ütemét kifejező $k_1, \dots, k_i, \dots, k_n$ havi arányossági tényezőket kell levezetnünk azon feltétel mellett, hogy

$$\Sigma k_i = 1$$

Az összefüggésben k_1 az első, k_n pedig az utolsó hótakarós hónap arányszáma.

Salamin kutatásai nyomán ismeretes olyan közelítő pontosságú, könnyen kezelhető hóvízháztartásszámítási eljárás, amelynek segítségével, bizonyos empirikusan ellenőrzött feltételek figyelembevételével napi hóvastagság- és csapadékadatok alapján meghatározható minden napra a hótakaróból elszivárgó víz mennyisége, illetve pontosabban az elfolyt hólé, valamint a hótakaró szublimációs vízvesztésének s a hóréteg felszínén lerakódó mikrocsapadékok különbségének összege [1]. A számítási eljárás — annak általánosabb érvényességét biztosítandó — az időközben hálózatszerűen megindult hazai hóvízértékmérések terjedelmes statisztikai anyagának felhasználásával néhány kisebb módosítást hajtottunk végre [2], majd jelen vizsgálatunknál, figyelembevéve az Ausztria és Csehszlovákia számos magaslati állomásáról publikált hóvízértékméréseket, a módszer alkalmazhatóságát a hóhatár alatti magashegységi régióra is kiterjesztettük.

A hólé mennyiségének havi átlagait a Duna vízgyűjtőjének a Tisza torkolatáig terjedő szakaszáról kiválasztott 20 állomás hosszabb sorozatú hó- és csapadékmegfigyeléséből levezetett *napi hóvízmérlegek* alapján határoztuk meg, az adatokat a *II. táblázat* tartalmazza. A hólé átlagainak meghatározására általunk alkalmazott teljes számítási eljárás részletesebb ismertetése jelen dolgozatunk kereteit messze meghalad-

II. TÁBLÁZAT

A hólé havi átlagai az évi összeg százalékában

Állomás	φ	λ	M	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	Évi összeg mm	N_h nap
St. Gotthard	46° 33'	8° 34'	2095	1	2	5	11	47	20	1	1	3	4	4	1	1524	241
Sántis	47 15	9 21	2500	0	1	2	5	22	43	11	4	4	3	2	3	1908	268
Bever	46 33	9 53	1712	0	1	17	53	10	1	0	0	1	9	7	1	308	171
Zugspitz	47 24	11 01	2960	0	0	1	3	11	38	31	10	4	1	1	0	1814	312
München	48 10	11 30	515	21	29	22	7	1	0	0	0	0	4	5	11	133	64
Klagenfurt	46 38	14 19	448	11	32	25	4	1	0	0	0	0	2	11	14	165	79
Brno	49 12	16 34	212	25	28	27	2	0	0	0	0	0	3	15		60	42
Szombathely	47 15	16 36	218	21	26	28	0	0	0	0	0	0	1	3	21	77	40
Nagykanizsa	46 29	16 59	151	17	33	27	1	0	0	0	0	0	1	3	18	110	42
Dobogókő	47 43	18 54	700	14	17	39	4	2	0	0	0	0	3	6	15	193	86
Budapest	47 31	19 02	120	22	28	28	0	0	0	0	0	0	0	5	17	82	38
Kékestető	47 52	20 01	990	9	12	35	17	2	0	0	0	0	3	10	12	269	113
Štrbske Pleso	49 07	20 04	1330	2	3	23	46	10	0	0	0	1	5	5	5	341	141
Skalnate Pleso	49 12	20 14	1780	1	2	12	38	27	1	0	0	2	6	8	3	620	185
Orosháza	46 34	20 40	91	25	37	22	1	0	0	0	0	0	0	3	12	60	33
Nyíregyháza	47 58	21 43	107	24	42	17	0	0	0	0	0	0	0	3	14	58	37
Mókröje	48 23	23 51	636	5	13	44	16	0	0	0	0	0	3	8	11	494	131
Fájni	47 48	24 42	770	4	13	44	18	0	0	0	0	0	1	6	14	291	128
Fancehl-de-Sus	46 48	25 10	1064	1	7	41	32	1	0	0	0	1	4	7	6	392	144
Ditráu	46 48	25 30	742	8	18	41	8	0	0	0	0	0	6	9	10	101	98

ná, ezért azt egy későbbi összefoglaló tanulmányban szándékozunk közreadni. Alap gondolatát illetően az [1] tanulmányra hivatkozunk.

A (3) függvény mértékadó értékeinek, valamint a hólé havi átlagainak meghatározására kiválasztott állomások egyaránt jellemzik a vízgyűjtő alpi és kárpáti területek közép- és magashegységi régióit, völgyeit, zárt medencéit, s a Kárpát-medence síkvidéki és dombsági tájait. A megfigyelési sorok egyidejűségét sajnos nem biztosíthattuk, mivel a számításokhoz szükséges hozzáférhető „in extenso” közlések különböző időszakokra vonatkoztak. Az állomások nagy részéről 15—30 évi sorokat dolgoztunk föl, alsó határu 10 évet fogadtunk el. Az állomások kiválasztásánál nem ragaszkodtunk teljes szigorúsággal a vízgyűjtő határaihoz, hanem figyelembevéve a rendelkezésre álló adatokat s az állomások magasság szerinti kívánatos eloszlását, három kívül eső észlelőhelyre (St. Gotthard, Säntis, Skalnate Pleso) is elvégeztük a számításokat.

A II. táblázat adataiból grafikus kiegyenlítéssel meghatároztuk minden hónapra a

$$\frac{h}{\Sigma h} = k = F(N_{ht}) \quad (5)$$

függvényt, ahol N_{ht} a hótakarós napok átlagos évi összegét jelöli. Az (5) függvény mértékadó értékeit a III. táblázatban közöljük. E táblázatban rövidség kedvéért N_{ht} értékeit csak 10 naponként tüntettük föl, számításainknál azonban 2 napos értékközökre kidolgozott táblázatot használtunk.

Számítási módszerünk szerint tehát V meghatározása az alábbi sorrendben történik:

III. T Á B L Á Z A T

$$A \frac{h}{\Sigma h} = k \text{ arányszám értékei}$$

N_{ht}	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.
30	0,26	0,40	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,15
40	0,23	0,37	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,16
50	0,19	0,34	0,22	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,17
60	0,18	0,30	0,25	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,16
70	0,14	0,27	0,28	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,16
80	0,12	0,23	0,32	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,15
90	0,10	0,19	0,35	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,14
100	0,09	0,16	0,38	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,12
110	0,07	0,14	0,41	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,11
120	0,06	0,11	0,41	0,16	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,10
130	0,04	0,09	0,39	0,21	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,08	0,08
140	0,03	0,07	0,34	0,30	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,08	0,07
150	0,02	0,05	0,29	0,39	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,06	0,05
160	0,02	0,05	0,21	0,44	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,06	0,05
170	0,01	0,04	0,18	0,44	0,15	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,06	0,04
180	0,01	0,04	0,15	0,41	0,21	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,05	0,04
190	0,01	0,03	0,13	0,35	0,30	0,02	0,00	0,00	0,02	0,06	0,05	0,03
200	0,00	0,02	0,11	0,30	0,38	0,04	0,00	0,00	0,02	0,06	0,05	0,02
210	0,00	0,02	0,09	0,23	0,45	0,07	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04	0,02
220	0,00	0,02	0,08	0,18	0,48	0,10	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04	0,02
230	0,00	0,01	0,07	0,14	0,50	0,15	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04	0,01
240	0,00	0,01	0,06	0,11	0,48	0,20	0,01	0,00	0,03	0,05	0,04	0,01
250	0,00	0,01	0,04	0,09	0,43	0,29	0,03	0,00	0,03	0,04	0,03	0,01
260	0,00	0,01	0,03	0,07	0,31	0,39	0,07	0,01	0,04	0,03	0,03	0,01
270	0,00	0,01	0,02	0,05	0,22	0,46	0,11	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01
280	0,00	0,00	0,01	0,04	0,17	0,49	0,15	0,06	0,04	0,02	0,02	0,00
290	0,00	0,00	0,01	0,03	0,14	0,48	0,19	0,07	0,04	0,02	0,02	0,00
300	0,00	0,00	0,01	0,03	0,12	0,44	0,25	0,09	0,04	0,01	0,01	0,00

A kiválasztott állomásokról, ahonnan a C , n_{ht} és N_{ht} éghajlati átlagok rendelkezésünkre állanak, egy-egy táblázatot állítunk össze. A táblázat első sorába felírjuk a csapadékösszeg havi átlagait (C). A második sorban p_{ht} értékeit tüntetjük föl. A harmadik sorba a megfelelő p_{ht} -hez az *I. táblázatból* kikeresett C_{ht}/C arányszám kerül. A negyedik sorba ezen arányszám ismeretében beírjuk a C_{ht} havi átlagokat, összegezésük adja a $\Sigma C_{ht} = \Sigma h$ értéket. Az (1) összefüggésből következő $C_f = C - C_{ht}$ egyenlőség alapján az ötödik sorba a C_f havi átlagokat írjuk. Figyelembe véve N_{ht} -t, a *III. táblázatból* kikeressük a megfelelő k arányszámot, s azt a negyedik sor összegével ΣC_{ht} -vel szorozva nyerjük h havi átlagait, amit a hatodik sorba írunk. Végezetül az ötödik és hatodik sor számainak összegezése ($C_f + h$) szolgáltatja a keresett V havi átlagokat.

A C és V átlagok egybevetése kijelöli a hófelhalmozódás és a hóolvadás időszakát: hófelhalmozódás idején $C > V$, az intenzív olvadás hónapjaiban $C < V$, míg az év hónélküli részében $C = V$.

Megjegyezzük, hogy az első és utolsó hótakarós hónapnál egyes esetekben szükséges lehet kisebb korrekció alkalmazása, ami az (5) összefüggés szükség szerű statisztikai hibájából ered. A 20 állomásra elvégzett hóvízháztartás számítás alapján a vizsgált területen N_{ht} -től függően az első és utolsó hótakarós hónapra az alábbi V értékeket fogadhatjuk el reálisnak:

Első hótakarós hónap:	$V = C$	$V < C$	$V > C$
Szeptember	$N_{ht} > 0$	nem lehet	nem lehet
Október	< 100	$N_{ht} \geq 100$	nem lehet
November	< 60	≥ 60	nem lehet
December	nem lehet	> 0	nem lehet
Utolsó hótakarós hónap:	$V = C$	$V < C$	$V > C$
Március	nem lehet	nem lehet	$N_{ht} > 0$
Április	$N_{ht} < 70$	nem lehet	≥ 70
Május	< 120	nem lehet	≥ 120
Június	< 200	nem lehet	≥ 200
Július	< 260	nem lehet	≥ 260
Augusztus	< 300	nem lehet	≥ 300

Olyan magashegységi állomásoknál, ahol hótakaró egész éven át előfordulhat de $N_{ht} < 365$ nap, a hóolvadás befejeződésének és a hófelhalmozódás kezdetének hónapjául szeptembert tekintettük, s erre a hónapra minden esetben a $V = C$ értéket fogadtuk el. Az esetenként szükségessé vált korrekcióit oly módon hajtottuk végre, hogy a reális értékeket elfogadva az eltéréseket a havas időszak hónapjai között h arányában elosztottuk.

IV. T Á B L Á Z A T

A V/C arányszám magasság szerinti átlagai a Tisza vízterületén

Magasság	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.
200 m	0,77	1,20	1,22	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98	0,87
201—400	0,59	1,11	1,49	1,04	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,85
401—600	0,46	0,96	1,78	1,13	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,93	0,77
601—800	0,34	0,75	2,02	1,29	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,88	0,66
801—1000	0,25	0,59	1,98	1,50	1,09	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,80	0,56
1001—1200	0,19	0,47	1,75	1,98	1,14	1,00	1,00	1,00	1,00	1,98	0,76	0,47
1201—1400	0,16	0,44	1,52	2,15	1,19	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,72	0,41
1401—1600	0,14	0,41	1,35	1,81	1,22	1,00	1,00	1,00	1,00	0,96	0,68	0,37

A Tisza vízterületéről kiválasztott mintegy 400 állomás csapadékátlagai részben az 1901—40-es időszakból (Erdély, Kárpát-Ukrajna), részben pedig az 1901—50-es időszakból származnak. A szigorúan azonos periódusra vonatkoztatás elvét sajnos még a csapadékátlagoknál sem lehetett megtartani, ezért munkánk során olyan szempontot követtünk, hogy minden ország területéről azt a *leghosszabb* megfigyelési periódust választottuk, amelyből a regionális elemzéshez kellő mennyiségben állottak rendelkezésre éghajlati adatok.

Jóval több nehézségbe ütközött a hóklimatológiai adatok beszerzése, mivel a környező államok területéről közszétett hótakaró normálértékek Ausztria kivételével általában csak 20—30 évi időszakokra vonatkoznak, s e publikációk is csak jóval kevesebb állomás adatát tartalmazzák, mint a hasonló csapadék-kimutatások. Ezért azt az eljárást követtük, hogy csapadék- és hótakaró normálokkal egyaránt rendelkező állomások alapján földrajzi körzetenként regressziós összefüggést kerestünk a hótakarós napok átlagos évi száma, az állomás magassága és a november—márciusi időszak átlagos csapadékösszege között. A tényezőnkénti összefüggések igen szorosok voltak s a regressziós egyenletekkel nyert jó megközelítés alapján N_{ht} valószínű értékeit így azokra a helyekre is meghatározhattuk, ahonnan csak csapadéknormáljaink voltak. A számításokhoz még szükséges p_{ht} havi hótakaróvalószínűséget ezekre az állomásokra oly módon állítottuk elő, hogy a hótakarós napok havi átlagával rendelkező állomások adatainak segítségével minden hónapra grafikusán előállítottuk a

V. T Á B L Á Z A T

V és C területi átlagai, mm

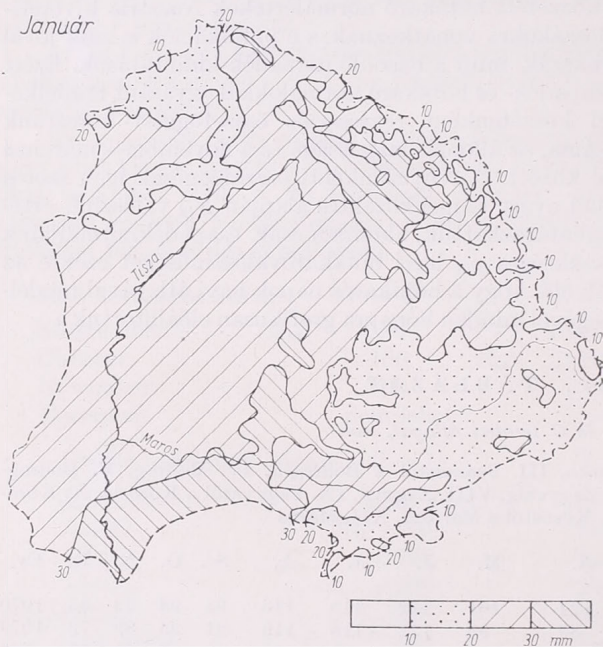
Vízterületek: I. Felső Tisza, II. Szamos, III. Szamostól a Bodrogig, IV. Bodrog, V. Bodrogtól a Sajóig, VI. Sajó, VII. Sajótól a Zagyváig, VIII. Zagyva, IX. Zagyvától a Körösig, X. Körösök, XI. Köröstől a Marosig, XII. Maros

Vízterület	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	Év	
I.	V	22	42	122	124	101	122	118	116	91	94	73	45	1070
	C	63	58	68	83	95	122	118	116	91	93	89	72	1070
II.	V	21	39	79	72	81	102	91	86	60	64	51	40	786
	C	47	41	46	63	80	102	91	86	60	64	54	52	786
III.	V	23	37	41	46	60	71	64	71	47	51	46	35	592
	C	31	30	33	46	60	71	64	71	47	51	47	41	592
IV.	V	27	46	87	70	75	98	95	98	71	75	66	47	855
	C	53	47	52	61	75	98	95	98	71	75	68	62	855
V.	V	22	33	36	43	60	72	66	62	48	47	48	32	569
	C	27	27	31	43	60	72	66	62	48	47	49	37	569
VI.	V	20	36	54	51	75	86	83	72	58	54	53	34	676
	C	32	31	38.	49	75	86	83	72	58	54	56	42	676
VII.	V	22	34	37	42	56	66	56	51	44	47	48	33	536
	C	27	28	32	42	56	66	56	51	44	47	49	38	536
VIII.	V	21	34	50	49	66	74	60	57	47	52	53	34	597
	C	30	31	36	47	66	74	60	57	47	52	56	41	597
IX.	V	22	34	36	45	58	57	50	48	42	48	48	33	521
	C	26	29	32	45	58	57	50	48	42	48	49	37	521
X.	V	26	40	61	68	76	92	72	71	53	58	52	40	709
	C	41	39	45	57	74	92	72	71	53	59	57	49	709
XI.	V	25	38	39	48	55	63	48	48	44	47	47	35	537
	C	31	32	34	48	55	63	48	48	44	47	48	39	537
XII.	V	19	32	61	65	84	109	88	80	54	55	41	31	719
	C	37	33	38	58	83	109	88	80	54	55	43	40	719
Σ	V	22	38	73	72	80	98	87	84	62	64	55	38	773
	C	43	40	46	60	78	98	87	84	62	64	60	51	773

$$p_{ht} = \varphi(N_{ht})$$

összefüggést. A talált szoros kapcsolat lehetővé tette p_{ht} értékeinek megadását olyan esetekre is, amikor csak N_{ht} értéke volt meg.

Számításaink alapján először a C és V értékek kapcsolatát mutatjuk be a Tisza vízterületéről a tengerszintfölötti magasság függvényében. Feldolgozott állomásaink mindegyikére kiszámítottuk a V/C arányszám havi értékeit, s azok magassági kategóriák szerinti átlagolásával nyertük a *IV. táblázatot*. Az arányszám maximális értéke, tehát az intenzív hóolvadás a Tisza vízgyűjtőjén 1000 méter alatt márciusra, e fölött



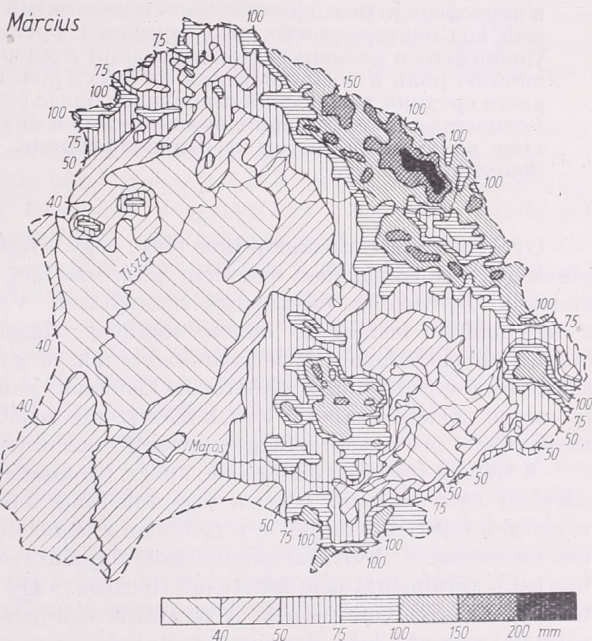
1. ábra.

áprilisra esik, 600 és 1400 méter között e hónapok felszíni vízbevétele a csapadék kétszeresét teszi ki. Januárban viszont még a síkságokon sem éri el ez utóbbi 80 százalékát, 1000 méter fölött pedig egyötöde alá csökken. Táblázatunk világosan mutatja a hófelhalmozódás hosszának növekedését a magassággal: átlagos időtartama 400 méter alatt 3 hónap, 1000 méter fölött már 5 hónapot ér el. Az olvadás ezzel szemben rövidebb időre koncentrálódik, átlagos tartama a magasság növekedésével 2–3 hónap között változik.

Vízgazdálkodási szempontból érdeklődésre tarthatnak számot a Tisza vízterületét alkotó részvízgyűjtők felszíni vízbevételeinek területi közepei, amelyeket összevetve a csapadék területi átlagaival, az *V. táblázatban* közlünk. A területi közepeket a részterületekre eső állomások adatainak egyszerű átlagolásával nyertük, tehát csak tájékoztató jellegűek, inkább a C és V átlagok közötti *különbségek* érzékeltetésére szolgálnak. A hegyvidékek hóolvadása különösen a Felső-Tisza, a Bodrog és a Sajó vízgyűjtőjén növeli meg erőteljesen a tavasz eleji vízbevételt, jellegzetes másodmaximumot alakítva ki, sőt a hóban gazdag Felső-Tisza vízterületén a tavaszi maximum válik dominánssá, itt április felszíni vízbevétele valamivel felülmúlja a júniusi átlagot. A Maros torkolatáig terjedő tiszai vízgyűjtő felszíni vízbevételeinek területi átlagában is felismerhető a márciusi másodmaximum: e hónapban eléri

a csapadék 160 százalékát, míg januárban mindössze a felét teszi ki. Végezetül bemutatjuk a felszíni vízbevétel területi eloszlását a két legjellemzőbb hónapról: január-ról, amikor évi minimuma van, s márciusról, amikor a hóolvadás a vizsgált terület túlnyomó részén a legintenzívebb (1. és 2. ábrák).

A januári eloszlás meglehetősen egyöntetű, a vízgyűjtő nagy részén 20—30 mm közötti értékekkel találkozunk. A 20 mm alatti területek zömmel az 500 méter fölötti hegyvidékekre esnek, 1000 méter fölött pedig általában még a 10 mm-t sem éri el e hónap vízbevétele. Legtöbb a januári vízbevétel az Északkeleti-Kárpátok alacsonyabb fekvésű délnyugati lejtőin s az ezzel határos területeken, továbbá az Erdélyi Közép-



2. ábra.

hegység nyugati peremén, ott tehát, ahol az orografikus tényezők csapadéknövelő hatása már érvényesül de ugyanakkor a tél még enyhébb, s így a csapadék egy része eső alakjában hullik, a hótakaró jobban ki van téve az olvadásnak.

A márciusi eloszlás már jóval változatosabb. A legkisebb értékek (30—40 mm között) a hőszegény alföldi területeken s a télen igen száraz és ezért vastagabb hótakaróban szűkölködő Erdélyi-medencében találhatók. A hegységekben rohamosan növekszik a felszín vízbevételének mennyisége. Értéke az Erdélyi-Középhegység egyes részein, valamint a máramarosi havasok délnyugati lejtőin nagyobb területen is 150 mm fölé emelkedik, sőt az utóbbi tájon helyenként 200 mm-t is meghaladó havi összegekkel találkozunk. A felszíni vízbevétel mennyiségének a magassággal történő növekedése márciusban csak 1000—1200 m-ig tart, a vízgyűjtő ennél magasabb területein mennyisége e hónapban még jóval kevesebb mint áprilisban, amikor ott az erőteljes hóolvadás kialakul.

(A kézirat beérkezett 1968. augusztus 27-én)

IRODALOM:

- [1] Salamin Pál: A hó olvadásának vizsgálata a Bükk hegységben. Időjárás (1956) p. 265—276
 [2] Péczely György: A hóolvadás szerepe Magyarország vízháztartásában. Időjárás (1968) p. 95—104

A vízgőzkészlet szerepe a zivatarok kialakulásában

Роль содержания водяного пара в возникновении гроз. По выводам авторов связь между грозовой деятельностью и содержанием водяного пара в воздушном столбе в значительной мере не зависит от географического положения и размера рассматриваемой территории. В дневное время грозы возникают в характеристически более сухой среде чем ночью. В работе определяются численные границы, выше которых грозы возникают лишь очень редко. Доказывается также, что собственный радиационный баланс водяного пара в атмосфере играет важную роль в механизме грозовой деятельности: суточный ход повторяемости гроз исчезает с ростом влагосодержания в средней тропосфере и радиационные изменения температуры облачности играют первичную роль в возникновении ночных гроз. При возрастающей неустойчивости средняя тропосфера становится более сухой; но это не мешает больших количеств водяного пара в верхние слои и сухой воздух средних слоев является важным фактором в интенсификации циркуляции больших систем конвекции.

*

Gyakran tapasztalt szinoptikus tény, hogy a légoszlop hidrosztatikai instabilitásának mértéke önmagában még nem határozza meg a mezo-skálájú területek fölött kialakuló konvekciós folyamatok intenzitását. Vízgőz-szegény környezetbe még a nagyobb fokú instabilitás esetén, alkalmas trigger hatására rohamos fejlődésnek induló konvektív felhők is belepárologhatnak, még mielőtt komolyabb időjárási fejlemények (csapadékhullás, elektromos kisülések) jönnének létre. *Austin* [1] vizsgálatai szerint például a záporok kialakulása szempontjából a konvektív felhők környezetének relatív nedvessége a függélyesmenti instabilitással egyenrangú fontosságú.

A Kárpát-medence térségében, ahol a troposzféra vízgőzkészlete szinte kizárólag advektív úton pótlódik, sokszor vagyunk tanúi annak, hogy a konvektív aktivitás magasabb fejlettségi formái egyértelműen a légnedvesség alacsony volta következtében maradnak el. A zivatar-prognózisok alapjául szolgáló instabilitási indexek azonban ezt a körülményt nem feltétlenül tükrözik, s így egymagukban téves következtetések levonására vezethetnek. A zivatarok előrejelzésére készült eljárásoknak a tapasztalat szerint a légoszlop vízgőztartalmát reprezentáló olyan *nedvességi indexeket* is tartalmazniuk kell, amelyek adott értéktartománya a zivatar fellépésének az instabilitásból adódó valószínűségét ismert mértékben módosítja.

A légoszlop elégséges vízgőzkészlete önmagában csak mint az egyik szükséges feltétel áll kapcsolatban a zivatarok kialakulásával. A felhők formájában megjelenő *kondenzálódott vízgőz* azonban két szempontból is közvetlen oksági szerepet kap a konvekciós folyamatok irányításában: egyrészt módosítja a talajra lejutó sugárzási energia mennyiségét, másrészt saját maga is önálló sugárzás-háztartást alakít ki. Így mindkét jelenség nagymértékben hat a légrétegződés alakulására és ezen keresztül a konvektív aktivitás végső formájára.

Az érintett problémák néhány szinoptikai vonatkozásának megvizsgálásához a légoszlop nedvességi viszonyainak jellemzésére két nedvességi indexet választottunk. Az *NI*-vel jelölt jellemszám az alsó-troposzféra főizobárfelületein mért harmatpontdepressziók összege:

$$NI = (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}, \quad (1)$$

míg az *NI'* karakterisztikát a konvektív felhő és környezete közötti keveredés hatásának jobb megismerése érdekében csupán a felső két szinten mért $T - T_d$ különbség összegeként definiáljuk:

$$NI' = (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}. \quad (2)$$

Ilyenformán mindkét index magas értékei a légoszlop kis vízgőztartalmát jelentik. Az alapanyagot a Magyarország területén 1965. május és augusztus között végzett megfigyelések alkották. A dolgozatban szereplő instabilitási és nedvességi indexeket a Kárpát-medence környezetében működő kilenc rádiószonda-állomás éjjeli és déli felszállásaiából számítottuk és térképeztük. A konvektív jelenségek előfordulását a naponta legalább egyszer táviratozó 115 hazai állomás jelentései alapján a nap két időszakára: éjszakára (19—07 óra) és nappalra (07—19 óra) szétválasztva térképeztük. Az összefüggések értékelését a [10] tanulmányban részletezett megmondolások alapján a következő területekre végeztük el: az ország három nagy tájegységére (Dunántúl, Alföld és az Északi-középhegység), a Balaton partvonalától számított 50 km-es sugarú körzetre, továbbá Budapest és Nyíregyháza 50 km-es sugarú környekére. Az egyes indexértékeknek e területekre történő vonatkoztatása az általánosan követett szinoptikus gyakorlatnak megfelelően az indexmezők lineáris interpolációja útján történt.

A vizsgálat eredményeként mindenekelőtt az derült ki, hogy az egyes nedvességi indexértékekhez tartozó zivataros esetek kumulatív gyakoriságát ábrázoló görbék menete az ország különböző tájain közel azonos, tehát a *zivatarvékenységnek a légoszlop vízgőzkészletével mutatott kapcsolata nagymértékben független a kiválasztott területek földrajzi fekvésétől és kiterjedésétől*. A két napszak között azonban már szignifikáns különbség lelhető fel: a besugárzás időszakában a zivataros esetek jelentős része a magasabb NI és NI' értékek felé tolódik el. Azok a maximális NI és NI' értékek, amelyek esetén az ország egyes részein még kialakulnak zivatarok, az éjszakai órákban több mint 10-zel alacsonyabbak, mint nappal. Ez annyit jelent, hogy az éjszakához viszonyítva nappal sokkal szárazabb környezetben jönnek létre zivatarok; e megállapítás oksági elemzésére a következőkben még visszatérünk.

A dolgozat bevezető soraiban vázolt előrejelzési problémára választ kapunk, ha megvizsgáljuk, hogy általában milyen NI illetve NI' értékhatár alatt figyelhető meg a zivataros esetek bekövetkezésének jelentős része. Az esetek „jelentős hányadát” önkényesen a 80%-ban jelöltük ki, kiindulva abból a megállapításból, hogy a hidrosztatikai jellegű instabilitási indexek mechanikus alkalmazásával a zivatar-előrejelzés kb. 80%-os sikerrel valósítható meg [8], tehát a kritikus nedvességi indexhatárokat is célszerű ehhez a körülményhez igazítani. A számítások szerint a zivataros esetek 80%-a

	<i>éjszaka:</i>	<i>nappal:</i>
az $NI \leq$	17	20
$NI' \leq$	12	15

intervallumba esik. Figyelembe véve a konvekciós jelenségek igen összetett természetét, a táblázatban szereplő számértékek a nedvességi indexek azon felső hataraként értelmezhetők, amelynél nagyobb NI illetve NI' (szárazabb légoszlop) már kifejezetten gátolja (illetve megakadályozza) a közönséges zivatarok kifejlődését. (A *közönséges zivatar* terminológiát a hazánkban aránylag ritkán előforduló *nagy konvekciós rendszerektől* való megkülönböztetésül használjuk. Ezen utóbbiak kialakulási feltételei nagymértékben különböznek a közönséges zivatarokétól, amiről a dolgozat végén lesz szó.)

Az éjszakára és a nappalra érvényes kritikus NI ill. NI' értékhatárok között egyöntetűen 3 a különbség: általában ennyivel szárazabb levegőben alakul ki zivatar az éjszakához viszonyítva a nappali órákban. Egyazon napszakon belül az NI és az NI' indexhatár közötti különbség 5, tehát a 850 mb-os szinten (nagyjából a konvektív felhők kondenzációs szintje környezetében) 5 foknál nagyobb harmatpont-depresszió már kedvezőtlen feltétel a zivatarvékenység megindulása szempontjából.

Az $NI \leq 25$ intervallum a nappali zivatarok 89%-át, az éjszakai zivataros eseteknek pedig a 97%-át foglalja magában. Az $NI' \leq 20$ nedvességi index-intervallum-

ba a nappali zivatarok 91%-a, az éjszakai zivataroknak pedig 98%-a tartozik. Kimondhatjuk tehát, hogy az $NI = 25$ és $NI' = 20$ értéknél szárazabb légszlopban zivatarok csak elvétve fordulnak elő. Lebegyeva [11] a Szovjetunió területére vonatkozóan hasonló eredményeket kapott. Természetesen állításunknak a zivatarelőrejelzés szempontjából csak akkor van információs értéke, ha a fenti index-határok kumulatív gyakorisága nem azonos a zivataros eseteknek az ezen index-határokhöz tartozó kumulatív gyakoriságával, azaz ha igazoljuk, hogy a zivatarok elmaradása valóban a nedvességhiány következménye. Az I. táblázat adatai arra engednek következtetni, hogy a kijelölt index-határok tényleg a közönséges zivatarokat kizáró, fizikai jelenléssel rendelkező küszöbértékek.

I. T Á B L Á Z A T — T A B L E I.

Az $NI > 20$ és 25, továbbá az $NI' > 15$ és 20 esetek, valamint a hozzájuk tartozó zivatarok százalékos gyakorisága

Percentage frequency of all the cases with $NI > 20$, $NI > 25$ and $NI' > 15$, $NI' > 20$ (Σ) and those accompanied by thunderstorms (\square)

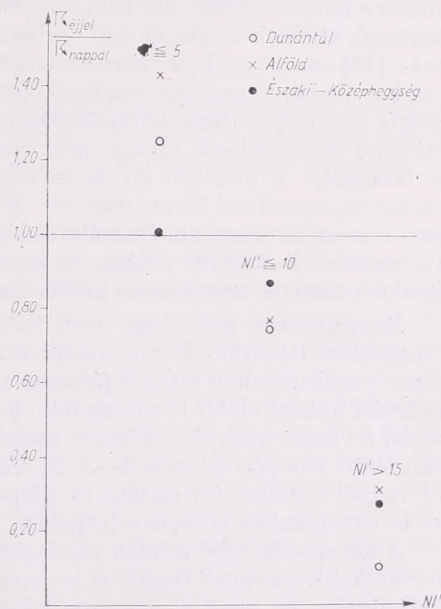
		$NI > 20$	$NI > 25$	$NI' > 15$	$NI' > 20$
éjszaka night	Σ	33	22	30	18
	\square	10	3	8	2
nappal day-time	Σ	42	27	39	30
	\square	20	11	20	9

A nyert eredmények — amint arra már előzőleg is utaltunk — egyértelműen arra mutatnak, hogy megfelelő mennyiségű vízgőz jelenléte különösen az éjszakai órákban elengedhetetlen feltétele a zivatartevékenységnek. A Dunántúl térségében például $NI' > 16$ esetén már nem fordult elő éjszakai zivatar, míg a nappali zivataros eseteknek több mint egynegyede esett ebbe az intervallumba. Ez a körülmény szintén arra mutat, hogy az éjszakai zivatartevékenység során a troposzféra közepes szintjeinek nedvességtartalma hangsúlyozott szerepet kap.

Érdekes képet nyerünk, ha a szóbanforgó probléma további elemzése érdekében a zivatartevékenység napi menetét az NI' függvényében ábrázoljuk. Ismert tény, hogy szárazföldek fölött a konvektív tevékenység maximuma a nyári félévben magas szignifikanciával délután lép föl (l. pl. [5] és [9]). Következésképpen, ha a 19 és 07 óra között kitört „éjszakai zivatarok” számát elosztjuk a 07 és 19 óra között kialakuló „nappali zivatarok” számával, akkor ez az egyszerű „napi menet index” szárazföldek fölött az egységnél lényegesen kisebb érték lesz. Vizsgálati időszakunkban az index értéke a Dunántúlon 0,62, az Alföldön 0,57, az Északi-hegyvidéken pedig 0,65. (Domboz és hegyes vidéken, ahol az orografikus emelés éjszaka is funkcionáló járulékos triggerrel jelent, az index értékei magasabbak, azaz a nappali felmelegedés hatása viszonylag kisebb súlyú.) Ha mármost a napi menet indexet az NI' függvényében tekintjük, az 1. ábrán bemutatott képet nyerjük. Eszerint viszonylag száraz közép-troposzféra esetén ($NI' > 15$) a zivatartevékenység csaknem teljes mértékben a nappali órákra korlátozódik, míg akkor, amikor a közép-troposzférában magas a vízgőztartalom ($NI' < 5$), a zivatartevékenység napi menete ellenkezőre fordul: éjszakai zivatar-maximum és nappali zivatar-minimum lép föl.

E megfelelő eredmény értékelésénél azonban figyelembe kell vennünk az esetek viszonylag csekély számát és azt, hogy az NI' is mutatthat napi menetet. A számítások szerint NI' valóban rendelkezik szabályos napi menettel: délben a közép-troposzféra

valamivel szárazabb, mint éjfélkor, aminek valószínűleg a sugárzásra visszavezethető oka van. (Nappal a vízgőzréteg, ill. a felhőzet a napsugárzás abszorpciója következtében felmelegszik, a $T - T_d$ különbséget T növekedése megnöveli, míg éjszaka a réteg egészének sugárzásos lehűlése csökkenő $T - T_d$ tendenciát eredményez.) Elképzelhető tehát, hogy az éjszakai zivatarokat kísérő nedvesebb légállapot bizonyos fokig a napi menet következménye. Az $NI' \leq 5$ esetek napi menet indexe már 1,75, azaz erősebb, mint a hozzájuk tartozó zivatarokénak, nem kell tehát feltételeznünk, hogy a zivatartevékenység napi menete ténylegesen is ellentétessé válik magas nedvességtartalmú közép-troposzférában. Az $NI' < 10$ esetek azonban a vizsgálati



1. ábra. A zivatarok napi menet indexének változása az NI' függvényében

Fig. 1. Variation of the quantity defined as the number of nocturnal thunderstorms per the number of day-time thunderstorms (ordinate) with the humidity index NI' for the three different territories of Hungary

időszak során éjfélkor és délben már gyakorlatilag egyenlő számban fordultak elő (napi menet indexük 1,05), így az az állítás, hogy a zivatartevékenység napi menete a közép-troposzférikus nedvességtartalom növekedésével eltűnik, teljes mértékben megalapozottnak tekinthető.

A jelenség magyarázata valószínűleg abban keresendő, hogy a légkörnek saját sugárzás-háztartása van, amely nyilván magas vízgőztartalom (felhőzet) jelenlétében a legkifejezettebb. Számottevő mennyiségű (vastagságú) felhőzet a rövidhullámú napsugárzás 50—70%-át visszaveri, így a talajfelszínre jutó besugárzás erős csökkenésével gátolja a nappali termikus instabilitás létrejöttét, s ezzel a zivatarok kialakulását. Az éjszakai órákban viszont a zárt közepmagas felhőzet (alacsony NI') jelenléte két szempontból is kedvez a zivatarok létrejöttének. Egyrészt csökkenti a talajfelszín effektív kisugárzását és ezzel gátolja a talajközeli inverziós réteg kifejlődését, másrészt a középső szintek labilizálódását eredményezi. Kiszámítható ui. (Elsasser [6]), hogy a netto fluxus következtében a felhő alapja sugárzásos felmelegedést, a felhő felső része pedig sugárzásos hűlést mutat, ami a felhőn belül a függélyeshőmérsékleti gradiens értékének növekedését vonja maga után. Möller [13] becslése szerint az 5 km magasságban elhelyezkedő 0,5 km vastag felhőrétegben az izotermikus rétegződés 20 perc alatt alakul át $0,5^\circ/100$ m értékű gradienssé, ami jól szemlélteti a sugárzá-

sos hőmérsékletváltozások intenzív voltak. A labilizálódási folyamat gyakran vizuálisan is megfigyelhető a rétegfelhőzetet létrehozó hatás gyengülése ill. megszűnése után: a felhőrétegben konvekciós cellák alakulnak ki és kisebb gomolyszerű felhőelemekre esik szét.

A felhőréteget labilizáló folyamat természetesen a nappali órákban is jelen van, ekkor azonban a felhősúcsok által elnyelt napsugárzás annak intenzitását jelentősen csökkenti. *Ohring* számításai szerint az abszorpció a felhő 20 mb vastag felső rétegében $2,5^\circ/24$ óra értékű melegedést idézhet elő. Bizonyára ez a körülmény is szerepet játszik abban a kontinensek fölött gyakran megfigyelhető jelenségben, hogy a délután képződő cumulus congestus felhők akkor alakulnak át cumulonimbus felhőkké, amikor a felhősúcsokat már nem éri direkt napsugárzás. A nappali órákban kialakult zivatarok üllőinek a világűr felé végbemenő hősugárzása, amelynek nyomán *Weickmann* [15] szerint az 1 cm^2 keresztmetszetű, 80 m vastag légoszlop percenként $0,185 \text{ gcal}$ hőt veszít, ugyanezen megfontolások alapján vezethet a zivataros terület napnyugtá utáni másodlagos labilizálódásához. Ez a sajátos önerősítő mechanizmus egy magában természetesen szintén nem magyarázza meg a zivatarfelhők kialakulását, de támogatja a délutáni zivatar-tevékenységnek az esti-éjszakai órákra átnyúló, sokszor tapasztalható fennmaradását. Napkelte idején a folyamat fordított irányban hat — ezért a prognózis összeállításánál mindig óvatosan kell eljárni az éjszakai zivataroknak a délelőtti órákra, és ugyanígy a délutáni zivatarmentes időjárásnak éjszakára történő kiterjesztése kérdésében.

Megjegyezzük még, hogy nem feltétlenül szükséges zárt felhőtakaró jelenléte a sugárzásos labilizálódás folyamatában. A vízgőz maga is erős szelektív elnyelő, s a magas vízgőztartalmú réteg is játszhat a felhőzettel analóg szerepet, minthogy aktív sugárzási felszín alakít ki a réteg felső határán. *Möller* [13] és *London* [12] számításai szerint a vízgőz-sugárzás a közepes szélességek felhőtlen normál légkörében a 3 km-es szint fölött középértékben is $2-3^\circ/24$ óra intenzitású hűlést eredményez. Az alacsony *NI* egyedi eseteiben így éjszaka az állapotgörbe jelentékeny balra tolódása következhet be a troposzféra közepes szintjeiben.

A közepes és felső szintek sugárzásos labilizálódása nyomán kialakuló éjszakai zivataroknak a nappali termikus konvekció zivataraitól való különbözőségére vall az a körülmény is, hogy a zivataros leáramlás esőhűtötte levegőjének a feláramlást csillapító és az alsó rétegeket stabilizáló hatása (*Byers* és *Braham* [4]) lényegesen kisebb jelentőségűvé válik. Ez az éjszakai zivatarok karakterisztikusan hosszabb élettartamában nyilvánul meg, amit a balatoni zivatarok elemzése során [9] nekünk is sikerült kimutatni: Siófokon például a nyári félévben az éjszakai konvektív zivatarok átlagos időtartama 144 perc, a nappaliaké pedig csak 99 perc.

Vizsgálatunknak a fentiekben összefoglalt eredményei általánosságban mutatnak rá a vízgőztartalomnak a zivatar-tevékenység folyamatában játszott szerepére. Felhőfizikai szempontból azonban további kérdések is feltehetőek, nevezetesen: (1) kimutatható-e, hogy amikor a légoszlop termikus rétegződése egyensúlyi szempontból alkalmas a zivatarok kialakulására, vajon a nedvességi indexek értékeinek növekedésével valóban jelentkezik a zivatar-tevékenység csökkenő tendenciája? (2) kimutatható-e — amint azt cumulus-dinamikai megfontolások valószínűvé teszik —, hogy az instabilitás növekvő mértékével csökken az a minimális vízgőztartalom, amely a közepes szinteken a zivatarok kialakulásához szükséges?

E kérdések pontos megválaszolása alkalmasan kiválasztott egyedi esetek alapos elemzését kívánja meg. A jelen dolgozatban alkalmazott munkamódszerrel csak a folyamatok tendenciájáról nyerünk képet, mivel a légoszlop hidrosztatikai egyensúlyának jellemzésére használt instabilitási indexek közvetett formában maguk is függvényei a nedvességekészletnek. Ennek ellenére kimutatható volt, hogy az instabi-

litási indexek alakulása szerint *intenzív konvektív aktivitás kifejlődésére kedvező réteg-ződésnél* az $NI \leq 20$ intervallumban az esetek mindössze 15%-ában maradnak el a zivatarok, míg az $NI > 20$ intervallumban a zivatarmentes esetek aránya 35%-ra nő. Az $NI > 30$ intervallumban kedvező réteg-ződés csak elvétve fordul elő; itt a zivatarok elmaradásának gyakorisága már 75%, s a zivatarok kizárólag a nappali órákra korlátozódnak. A második kérdéssel összefüggésben a Showalter-féle stabilitási index (SSI) növekvő zivatarhajlamot jelentő értékeihez tartozó közepes NI' értékeket vizsgáltuk. Bár fizikailag éppen nem szükségeserű, hogy a labilitás mértékének növekedésével a légoszlop vízgőzkészlete csökkenjen, mégis kiderült, hogy zivataros helyzetekben

	<i>éjszaka:</i>	<i>nappal:</i>
$SSI = 2$ esetén $\overline{NI}' =$	8	10
= 1	= 9	12

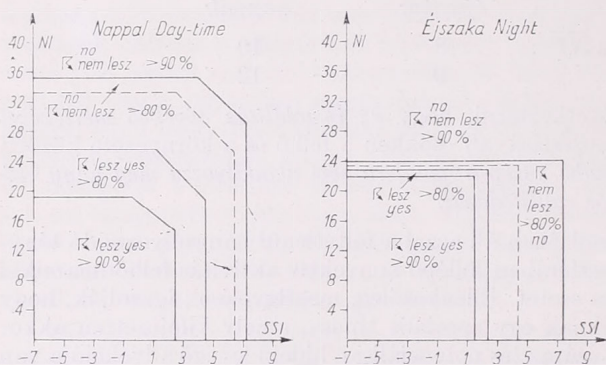
Ez a tendencia arra enged következtetni, hogy az *instabilitás növekvő mértékével* (a konvekció intenzitásának fokozódásával) csökken a felhő és a környezete közötti keveredés mértéke, tehát *szárazabb közép-troposzféra sem akadályozza meg nagy vízmennyiségeknek a felsőbb rétegekbe szállítódását.*

E megállapítás szoros kapcsolatban áll azzal a feltétlenül hangsúlyozandó tény-nyel, hogy a száraz közép-troposzférában föllépő konvektív aktivitás felhődinamikai szempontból *nem jelent* kivételes esetet. Ellenkezőleg, megfigyelések igazolják, hogy létezik a konvekciós folyamatoknak egy speciális típusa, amely kifejezetten akkor jön létre, amikor a többi között száraz (és potenciálisan hideg) levegő advekcója van folyamatban a közepes szinteken. Az ún. *nagy konvekciós rendszerek* típusáról van szó, amely, mint ismeretes, létrejöttének feltételein kívül szerkezetileg is különbözik a közönséges zivataroktól. Bár kialakulásának egyik előzménye a szinoptikus méretű differenciális advekcio nyomán előálló nagyfokú latens instabilitás (meleg és igen nedves levegő beáramlása az alsó szinteken, illetve a már említett advekción viszonyok a közép-troposzférában), tartós fennmaradását különböző hidrodinamikai hatások biztosítják. A hidrodinamikai hatások föllépése elsősorban a környezeti szélmező függélyes eloszlásának ahomogenitására (az erős vertikális szélnyírásra) és a közép- ill. felső-troposzférikus jet-zóna létére vezethető vissza [7, 14], tehát azokra a környezeti feltételekre, amelyek egyben a differenciális advekción is létrehozzák.

A nagy konvekciós rendszerek cirkulációjában a közepes szintek száraz levegője fontos szerepet tölt be. A keveredés folyamata, illetve a felhőelemeknek a környezetbe történő bepárolgása természetesen jelen van, ez azonban a felhőrendszer karakterisztikus méretét, a feláramlás és a kondenzáció sebességét, valamint az alsó szintekből érkező vízmennyiség tömegét tekintve itt másodrendű tényezővé válik. Sokkal lényegesebb körülmény, hogy az ezen rendszerek *Browning* és *Ludlam* által megszerkesztett tipikus modelljei szerint [2, 3] a dőlt tengelyű feláramlási csatornában kondenzálódó víz behullik a rendszert a közepes szinteken annak jobb oldali hátsó szárnya felől megközelítő száraz, potenciálisan hideg levegőbe. Az esőcseppek gyors párolgása nyomán ui. ebben a tartományban így jelentős negatív felhajtó erő alakulhat ki, s intenzív leáramlás jöhet létre, mégpedig a feláramlási tartomány *mellett*, tehát az azzal való ütközés elkerülésével. A száraz levegő állandó beáramlása a rendszerbe biztosítja a zivataros leáramlás tartós fennmaradását és ezen keresztül az egész zivatar-cirkuláció fokozódását.

Az egyszerű statisztikai feldolgozások eredményei természetesen elsősorban a Magyarországon sokkal gyakoribb közönséges zivatarok kialakulási feltételeit tükrözik, amelyeknél ugyan szintén szükséges az alsó szintek magas vízgőztartalma, a közepes szintek alacsony relatív nedvessége viszont már határozottan gátló tényező.

Alkalmasan megválasztott földolgozási módszer azonban lehetővé teszi, hogy az inkább egyedi vizsgálatokat igénylő nagy konvekciós rendszerek környezeti feltételei is előtűnjenek a megfigyelési sorból. Vizsgálati időszakunkból — a nagy konvekciós rendszerek természetéhez igazodva — mindenekelőtt azokat a zivataros eseteket válogattuk ki, amelyeknél a közép-troposzféra viszonylag száraz ($NI > 15$) volt. Az alsó szintek kellő vízgőztartalma fontosságának egyik mutatójaként tekinthetjük, hogy a 850 mb-os szinten a harmatpont-depresszió az ezen esetek 58%-ában 6 foknál kisebb volt, kiterjedt zivatar-tevékenység pedig kizárólag akkor lépett föl, amikor az itteni harmatpont-különbség nem haladta meg a 6 fokot.



2. ábra. A zivatarok kialakulásának ill. elmaradásának százalékos valószínűsége nappal és éjszaka az instabilitás (SSI) és a nedvesség (NI) függvényében

Fig. 2. Percentage probability of the occurrence (yes) or non-occurrence (no) of day-time and nocturnal thunderstorms at different values of Showalter stability index (SSI) and humidity index (NI)

A nagy konvekciós rendszerek speciális nedvességi feltételeit ilyen formán kielégítő légállapotban kiterjedt, jégesőkkel is kísért erős zivatar-tevékenység az 1965-ös vizsgálati időszakban 12 napon fordult elő. E napokon a konvektív aktivitás időpontjához legközelebb eső budapesti magassági szélmérések szerint a közép- illetve felső-troposzférában a maximális szél közepes értéke 29,0 m/sec volt (minimum 14 m/sec, maximum 55 m/sec). Ezek az adatok statisztikailag igazolják az erős magassági szelek karakterisztikus jelenlétét a nagy konvekciós rendszerek környezetében; a jet-zónának a konvekció fennmaradásában játszott hidrodinamikai szerepét Götz a [7] tanulmányban fejtette ki.

A zivatar-tevékenység előrejelzése minden esetben számos tényező egyidejű mérlegelését kívánó, összetett szinoptikus feladat. Az instabilitási és nedvességi feltételek számbavétele e munkának csak az egyik — de a bemutatott eredmények tükrében nélkülözhetetlen — részét képezi. A vázolt feldolgozások alapján készült diagram (2. ábra) a tapasztalat szerint hasznos segédeszközt jelent a zivatarok kialakulása százalékos valószínűsége megbecslésénél.

(A kézirat beérkezett 1968. szeptember 24-én)

I R O D A L O M

- [1] Austin, J. M.: A note on cumulus growth in a nonsaturated environment. *J. Meteor.*, 5, 103. 1948.
- [2] Browning, K. A.: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, 21, 634. 1964.
- [3] Browning, K. A.—F. H. Ludlam: Air flow in convective storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 88, 117. 1962.
- [4] Byers, H. R.—R. R. Braham: The thunderstorm. U. S. Govt. Printing Office, Washington, 1949.

- [5] *Einsle, E.*: Der mittlere Tagesgang der Gewitterhäufigkeit in Warnemünde im Vergleich zu Berlin-Schönefeld und Görlitz. *Z. f. Meteor.*, 19. 30. 1966.
- [6] *Elsasser, W. M.*: Radiative cooling in the lower atmosphere. *Mo. Wea. Rev.*, 68. 185. 1940.
- [7] *Götz Gusztáv*: Hidrodinamikai kölcsönhatás a nagy konvekciós rendszerek és a troposzférikus jet-zóna között. *Időjárás*, 72. 157. 1968.
- [8] *Götz Gusztáv—Pápainé Szalay Gabriella*: Hidrosztatikai tényezők szerepe a konvektív zivatarok kialakulásában. *OMI Hivatalos Kiadványai*, XXVIII. kötet, I. rész, 104. 1965.
- [9] *Götz Gusztáv—Pápainé Szalay Gabriella*: A balatoni zivatarok jellemzése. (Megjelenik az *OMI Hivatalos Kiadványai* XXXIV. kötetében.)
- [10] *Götz Gusztáv—Pápainé Szalay Gabriella—Tánczer Tibor*: Az instabilitási és nedvességi indexek egyidejű kapcsolata a konvektív aktivitás fejlettségével. (Megjelenik az *OMI Hivatalos Kiadványai* XXXV. kötetében.)
- [11] *Lebegyeva, N. V.*: Szposzob prognoza zon vünuzsdennoj i termiceszkoj konvekcii. *Metodiceszkie ukazanyja CIP-a*, Vüp. 35. Moszkva, 1959.
- [12] *London, J.*: The distribution of radiational temperature change in the northern hemisphere during March. *J. Meteor.*, 9. 145. 1952.
- [13] *Möller, F.*: Long-wave radiation. *Compendium of Meteorology*. Amer. Meteor. Soc., Boston, 1951. pp. 34.
- [14] *Newton, C. W.—H. R. Newton*: Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear. *J. Meteor.*, 16. 483. 1959.
- [15] *Weickmann, H. K.*: The language of hailstorms and hailstones. *Nubila*, 6. 7. 1964.

ON THE ROLE OF VAPOUR-CONTENT IN THE DEVELOPMENT OF THUNDERSTORMS

It can frequently be observed that the degree of hydrostatic instability alone does not determine the intensity of convective processes. In the area of the Carpathian Basin, it is often noticed that the absence of deep convection is unambiguously a consequence of low humidity content. Thus, for prognostical purposes, it is necessary to introduce the humidity indices NI and NI' [for definition, see Eq. (1) and (2)] for the characterization of moisture conditions in the lower and middle troposphere, respectively, and to investigate their connection with thunderstorm activity. The following results have been obtained:

1. The connection of thunderstorm activity with vapour-content is, in Hungary, greatly independent from the different size and geographical situation of the areas considered;

2. A dew-point depression exceeding the value of 5° at 850 -mb level appears to be an unfavourable condition for the formation of deep convection;

3. In air-masses with values lower than $NJ = 25$ and $NI' = 20$ the occurrence of thunderstorms is unfrequent; and

4. The environment in which day-time thunderstorms are occurring is characteristically drier than that of the nocturnal thunderstorms. That, in other words, means the presence of a sufficient quantity of water vapour (primarily in the middle troposphere) to be a necessary condition chiefly for nocturnal thunderstorm development.

Investigating the diurnal variation of thunderstorm frequency in terms of the quantity NI' the interesting result is obtained that the characteristic in-land diurnal variation (with a day-time maximum and nocturnal minimum) tends to disappear with increasing humidity content in the middle troposphere. An explanation of this phenomenon should presumably be sought in the radiative heating and cooling of air layers possessing high water vapour content (cloud layers), resulting in a rapid and intensive destabilization of the layers [6, 13, 15].

As the formation of nocturnal thunderstorms is governed mainly by destabilization of the middle and upper layers, the stabilizing influence of rain-cooled downdrafts in the lower levels becomes less important. A direct consequence of this fact is manifested in the characteristically longer duration of nocturnal thunderstorms:

at Siófok (West-Hungary), for instance, the average duration of non-frontal thunderstorms at night is of 144 minutes, while for those occurring at day-time the duration is only of 99 minutes.

Further, it was shown that

1. With instability conditions favourable for the development of thunderstorms, an increase of the values of NI and NI' tends to decrease the activity of thunderstorms; and

2. The greater the degree of instability, the more the rate of mixing between cloud and its environment is decreased, thus, among favourable hydrostatic conditions, the development of deep convection is less impeded by the presence of dry air in the middle troposphere.

This latter remark is closely related to severe local storms relatively infrequent in Hungary. As it is well known, the presence of relatively dry air in the middle troposphere plays an important role in the intensification and maintenance of the circulation of these systems. It was found that, in Hungary, severe local storms develop in air-masses characterized by considerable wind shear along the vertical, sufficient moisture content in the lower levels (the dew-point depression at 850-mb level not exceeding 6°) and a relatively dry middle troposphere (the value of NI' higher than 15).

Gubola Mária:

A légszennyeződés szagparaméterének kérdéseiről

On the Problems of the Odour-Parameter of Air Pollution (Summary). One of the important and, in this country, as to yet rather neglected aspects of the air pollution problem is that of the odour parameter of pollutants. However, at a given stage of development the investigation of odours cannot be further disregarded and in this task must be involved both odours emanating from industrial activities as well as those that are the products of the general activities of communities. On the basis of recent literature, the following factors are considered: source of odours; their quality and intensity; methods of odour assessment (subjective observation, instrumental measurements, mathematical determination); methods of the elimination of odours.

*

A levegőbe jutó légszennyező anyagokat — akár kifejezetten ipari eredetűek, akár valamely település általános élettevékenységéből adódnak — gyakran kísérik rossz, vagy erős szagok, melyek nagy területen okoznak kellemetlen pszichológiai hatást, tartós fennállásuk pedig maradandó biológiai követelményekkel is járhat (szaglóképesség csökkenése vagy teljes eltompulása). A sza-

gok előfordulásának ott van különös jelentősége, ahol a lakó- és az ipartelepek vegyesen települtek, mint pl. Budapesten. Minél kevertebb egy település, annál kisebb szagkoncentráció okoz terhelő reakciókat.

Kevés kivétellel — mint pl. szénmonoxid, széndioxid, — a legtöbb anyagnak van szaga. Általában az erős szagú anyagok illékonyak, kémiailag reagensek, gőznyomásuk nagy. Szag keletkezhet gázok és szilárd ill. cseppfolyós anyagokból (pl. szeméttel, kémiai cseppfolyós anyagok). A légkörben a szagok koncentrációja általában 1—1000 ppm* között van. Az emberi orr nagyon érzékeny, pl. 50 cm^3 -nyi levegőben levő 2×10^{-9} mg merkaptánt már érzékel.

$$* \text{ ppm} = \frac{\text{mólsúly} \cdot 273}{22,4 \cdot 293} \text{ mg/m}^3$$

(20 C°-on, 760 mm-nél), vagy

$$\text{ppm} = \frac{\text{mg/l}}{\text{mólsúly}} \cdot 24450 \quad (25 \text{ C}^\circ\text{-on}).$$

Az emberek szagfelfogó képessége azonos egyénnél is időről időre erősen ingadozó. A szagot kibocsátó anyag hatására a szájban és az orrban lévő idegvégződések az inerte felfogják és az agyba közvetítik. A kialakuló érzet erőssége a hatás erősségétől és az észlelő szagérzékenységtől függ. Bizonyos intenzitáshatárt átlépve minden szag kellemetlenné válik, még a természeti forrásokból eredő szagok is, mint pl. a növények, a fák szaga, melyek jelentősége általában eltörpül a mesterséges eredetű szagok problémája mellett. Az emberek szaglósága 1—2 szippantás után kimerül, de tiszta levegő beszívása után pár másodperc alatt regenerálódik. Egyes szagok nagyobb koncentrációja szagbénulást is okoz, pl. a kénhidrogén (100 ppm koncentrációban 2—15 percen belül), vagy a formaldehid. A szag és a szagérzet erőssége között matematikai kapcsolat van, melyet a *Weber—Fechner*-féle pszichofizikai törvény így ír le: az érzet erőssége az inger erősségének logaritmusával arányos. E törvényt laboratóriumi és szabadtéri kísérletek sorával igazolták (*Kaiser*, 1962; *Stone—Oubh—Pangborn*, 1962.)

A szagok minőségének, erősségének és eloszlásának meghatározása reális, objektív kutatási feladat, vizsgálatára és mérésére objektív módszereket dolgoztak ki. Számos helyen — pl. Los Angeles, New York, Philadelphia — a szagfelmérés máris megtörtént és jelenleg már a maximális megengedhető koncentrációértékek megállapítása folyik. A szagok minőségi értékelésére változó léptékű skálákat alkalmaznak az adott feladat természetének megfelelően: Gruber szagosztályozása 12 léptékű, *Hennig* 6 fokozatú, *Crocker—Henderson* pedig 4 fokozatú skálát alkalmazott. Egy település szagfajtaát vizsgálva *Weisburd* (1962) két fő szagcsoportot különített el: 1.: jellegzetes, általában ismert forrásokból származó szagok, pl. kávé, benzin, naftalin, dohány, füst stb., amelyek a koncentráció fokozódása esetén kellemetlenek; 2.: szúró, erős kémiai bűzök, melyek forrása általában ismeretlen,

mint: merkaptánok, hidrogén- és kénvegyületek, organikus bomlástermékek stb., ezeknek minősége erősségüktől függetlenül kellemetlen. A leggyakoribb panaszokat *Kerka—Kaiser* (*Kaiser*, 1962) szerint a következő tevékenységek, ill. folyamatok okozzák (a fontossági sorrend némi módosításával ezek bármely ipari közösségre jellemzők):

1. Hús konzerválás, hal- és baromfifeldolgozás (állati eredetű szagok).
2. Égési folyamatok: autóközlekedés, kocszolók, acélüzemek, hibásan üzemelő fűtőberendezések.
3. Élelmiszeripar: kávépörkölés, étkezédék, sütődék.
4. Festékipar: festék-, lakk-, kencegyártás, oldószerek.
5. Általános kémiai anyagokat (kénhidrogén, kéndioxid, ammónia) produkáló folyamatok.
6. Általános ipari folyamatok: vulkanizálás, vegytisztítás, műtrágya-gyártás, tető- és útburkolóanyagok előállítás, műanyag-gyártás.
7. Finomítók, főleg a merkaptánok, a nyersolaj, a benzin és a kén felhasználása révén.
8. Hulladékégetés: házi tüzelés és hulladékégetés, valamint hulladékégetés a szeméttelpeken.
9. Öntődék: tüzelés, hőkezelés, edzés, maratás, kohósítás.
10. Hulladékbomlás: rothadás és oxidáció (organikus savak), proteombomlás (organikus nitrogénvegyületek), mindezek főleg az élelmiszeriparban; növényi sejtek bomlása.
11. Szennyvíz: háztartási és ipari szennyvizek, derítők.

A kellemetlen szagok 85%-a ipari eredetű (*Sherwood*, 1962) és többnyire a következő gyártási folyamatoknál lépnek fel:

1. Vegyipar (fenol, kénvegyületek, aldehidek, oldószerek).
2. Élelmiszeripar (aminok, merkaptánok, nitrogén tartalmú bomlástermékek).
3. Bőripar (kapronsavak, a kén redukciós termékei).

4. Olajfinomítók (kénhidrogének, merkaptánok, ammónia).

A légszennyeződés problémái közül a szagprobléma értékelhető és oldható meg a legnehezebben, mivel a legtöbb szag kis koncentrációban fordul elő, mérése tehát elég nehézkes. A meghatározására alkalmazott módszerek objektívnek és reprodukálhatónak kell lennie. A szagvizsgálat során a következő komponensek veendő figyelembe: 1. Szagminőség és -erősség. 2. Szagterjedés. 3. Áthatolóképesség. 1. A szagminőség és -erősség meghatározásának kétféle módja ismeretes: meghatározás szagmérő műszerekkel, vagy pedig organoleptikus (érzékszervi, szubjektív) módszerrel. Jelenleg a különböző koncentrációmérő műszerek közül egyik sem mondható megfelelőnek, mivel az ember szaglászervi érzékenységet nem érik el. Különböző mintavevő szondák is használatosak, a levegőmintákat szubjektív módszerrel vagy laboratóriumi analízissel (infravörös vagy ultrabolya spektroszkópia, gázkromatográfia) értékelik. A műszeres meghatározást azonban — a szakirodalmi közlemények szerint — csak segédeszköznek kell tekinteni a következőkben tárgyalandó szubjektív szagvizsgáló módszer mellett. Az organoleptikus módszert jelenleg általánosan alkalmazzák és egyértelműen a legjobbnak tartják. E vizsgálat első követelménye a megfelelő észlelők kiválasztása. Megfelelő észlelő az, akinek legalább átlagos a szagérzékenysége és jól meg tudja különböztetni a négy alapízt (sós, édes, savanyú, keserű). Az alkalmassági vizsgálat kiegészülhet az ún. háromszög-teszttel (a vizsgálatot laboratóriumban végzik, ahol egy háromszög csúcsain elhelyezett szagmintákból két azonosat kell kiválasztani, háromféle higitásban). E teszt során a következő anyagok valamelyikét: vanillint, jonont, amlacétátot vagy vajsavat és tiszta levegőt alkalmaznak. Az észlelőktől megkövetelik az ítélőképességet, a náthamentességet és azt, hogy az észlelést megelőző 30 percben ne egyék és ne dohányozzék. Az átlag ember 16 féle

szagot, három erősségi fokozatban tud megkülönböztetni, tapasztalt észlelőktől azonban hat erősségi fokozat megkülönböztetését kívánják. A felmérendő területen az észlelők néhány napig előzetes szagfelismerés gyakorlatot tartanak. Az észlelés előre meghatározott helyen és időben történik, úgy, hogy 1—2 gyors szippantás után szagvizsgáló lapra jegyzi a szag fajtát és erősséget. A terület nagyobb kiterjedése esetén mozgó méréseket is alkalmaznak. Általában a következő erősségskálát alkalmazzák: 0 = = szag nincs, 1 = szagküszöb, 2 = = felismerhető szag, 3 = határozott szag, 4 = erős szag, 5 = nagyon erős szag. A 2-es fokozat egyben a szag minőségének meghatározását is jelenti. Többen foglalkoztak az 1-es fokozat jelentőségével. Az 1-es fokozat a szagfelderítés első fázisát jelenti, azt a legkisebb koncentrációértéket, melyen a szag már észrevehető, de minősége még nem ismerhető fel.

Az 1-es fokozatot *Nader (Kaiser, 1962)* felosztotta és így definiálta az egyedi észrevevési küszöbértéket (az egyes észlelők reprodukálható pozitív válasza azonos szagerősségre) és a közösségi észrevevési küszöbértéket (az emberek 50%-ának reprodukálható pozitív válasza). Ez utóbbi definiálását az egyéni szagérzékenységi küszöb ingadozása miatt tartották szükségesnek.

A szagok maximálisan megengedhető koncentrációinak (levegőminőség norma) meghatározása szintén organoleptikus módszerrel történik, nagyszámú észlelő közreműködésével, e célra készült szagkamrákban. Újabban nem tartják elegendőnek a maximálisan megengedhető koncentráció megadását, hanem kétféle küszöbértéket határoznak meg (*Sullivan—Adams—Young, 1968*): felismerési küszöböt (az emberek 50%-ánál szagérzet keletkezik) és kellemetlenségi küszöböt (az emberek 50%-ánál kellemetlen reakciók keletkeznek). *Clawson* állította össze (*Weisburd, 1962*) a következő anyagok felismerési küszöbértékét:

Koncentráció
ppm

Akrolein	1,8
Ammónia	53
Arzín	0,5
Ciánhidrogén	1
Foszgén	5,6
Kéndioxid	2—3
Kénhidrogén	0,13
Klór	3,5
Merkaptánok	0,001—0,041
Nitrogénoxidok	5
Ozón	0,02—0,05

A szagküszöbérték számos anyagnál — pl. ammónia, kéndioxid, kénhidrogén — kisebb, mint a toxikus küszöbérték, ez anyagok tehát jó figyelmeztetők az élettani károsodás szempontjából. Az arzín, a klór, a foszgén stb. küszöbértéke azonban a toxikus küszöb alatt van.

A legtöbb szagvizsgálatot eddig organoleptikus módszerrel végezték (Weisburd, 1962; Jenkins, 1963). Ezt a módszert alkalmazzák annak megállapítására is, hogy az átlagosan meglévő szageloszláshoz egy-egy ipari üzem mennyiben járul hozzá (Heller—Kandiner—Reiber—Cohen, 1959).

2. A szagok terjedését — azonos szagminőség és -erősség esetén — a meteorológiai paraméterek: turbulens diffúzió mértéke, szélirány és szélesebesség, keveredési réteg vastagsága, léghőmérséklet, légnedvesség befolyásolják. A léghőmérséklet és a légnedvesség növekedése általában a szagok gyengülését okozza, ennek ellenére előfordul, hogy a légnedvesség és a szaganyag sajátos kémiai kapcsolata esetén nagy nedvességű helyeken a szag koncentráliódik. A léghőmérséklet hatását 5,0—38,0 C° között elhanyagolják. Fokozottan érvényesül a légáramlás és a keveredési folyamatok hatása. A gyenge légmozgás, a vékony keveredési réteg mind a vízszintes, mind a függőleges és az oldalirányú turbulens diffúziót gátolja, ekkor a szaganyagok nagy távolságokra jutnak magas koncentrációban. Erős szél, labilis időjárási helyzet fennállásakor a terjedési távolság kisebb, a szagdiffúzió gyorsabb. A szagterjedési távolsága tagolt terepen (tele-

pülések) 800 m—3 km, nyílt területen 8—16 km.

A szagok terjedését is organoleptikus módszerrel határozzák meg leggyakrabban. E vizsgálatokat általában állandó sebességű gépkocsival végzik. E mérések során gyakran tapasztaltak szag-fluktuálást, a helyi turbulencia hatására. Kiegészíthető e vizsgálat fluoreszcens vagy radioaktív nyomanyagok követésével. Gruber lassú emelkedésű léggömböt is alkalmazott (Weisburd, 1962).

A terjedési távolság meghatározása matematikai úton Sutton turbulens diffúzió egyenletével történik. Wohler (1962) ez egyenletet egyszerűsített formában alkalmazta és így határozta meg a füst-zászló tengelye mentén történő terjedést petróleumfinomító, hagymadehidráló és nyomda effluenseire, számított adatait pedig organoleptikus módszerrel meghatározott terjedésadatokkal vetette egybe. Legjobb egyezésre a petróleumfinomító szagadatainál jutott, a többi esetben az egyezés csak nagyságrendi volt. Ennek oka az volt, hogy az egyenletben lévő paraméterek (vízszintes- és függőlegesirányú diffúziós koefficiensek, stabilitás) adott területre kísérletileg mindenkor meg kell határozni, egyébként az egyenlet csak 3 km távolságon belül alkalmazható. Eredményeit az is befolyásolta, hogy vizsgálatainak többsége labilis légállapot idején történt, amikor a terjedési távolság relatíve kicsi, továbbá nem vette tekintetbe a terjedés során keletkező fotokémiai és oxidáló reakciókat. E kémiai reakciók nagyfontosságúak, mivel a forrásbőség növekedésével a nem-reaktív szennanyagok koncentrációja (pl. a szénmonoxidé) számtani haladvány szerint, a reaktív szennanyagok — melyek labilis kötéseikkel és könnyen egyesülnek más anyagokkal vagy pedig katalizátorként hatnak, mint pl. az aldehidek, a nitrogénoxidok, az organikus gázok (főleg olefin-szénhidrogének) — koncentrációja pedig geometriai haladvány arányában nő. Stabilis légállapot esetén a keveredés főleg turbulens diffúzióval történik, ekkor az örvények

nagyok, gyakoriságuk kicsi és a főáramban erős koncentrációjú örvények viszonylag nagy távolságra juthatnak. Mindezen tényezők reális értékelése nagymennyiségű adat birtokában lehetséges. *Frenkiel* (1964) derítőtavas szennyvíztisztítóból eredő szag terjedésére alkalmazta *Sutton* turbulens diffúzió egyenletét. Vizsgálatai semleges és stabilis egyensúlyú időjárási helyzetekre vonatkoznak. Mindkét légállapot esetén a terjedési távolság, a koncentráció és a szélsősebesség fordított arányban volt. Ez értelmileg egyezik *Cramer* és *Gifford* hasonló számításaival, turbulens diffúziós koefficienseinek számszerű értékei viszont már nem egyeznek az amerikai kísérletek során nyert adatokkal, mivel a helyi terépszonyokat nem vette kellően tekintetbe, s ezeknek főleg stabilis időjárási helyzetben döntő a befolyásuk.

3. Az áthatoló képesség a szagok azon tulajdonsága, mely lehetővé teszi, hogy azok nagyterefogatú légtömegben áthaladva érezhető erősségben nagy távolságra jussanak. Ilyen típusúak pl. a merkap-tánok, a bomló-fehérjék stb., melyek minden irányban azonos erősségben terjednek. Az áthatoló képességet szagpotenciálarányban adják meg, mely a szag koncentrációjának arányát fejezi ki a küszöbkoncentrációhoz viszonyítva. Pl. 100 : 1-hez arány jelentése = 100 egységnyi szagpotenciál, vagyis 1 egységnyi levegőben lévő szaganyag 100 egységnyi tiszta levegőt képes küszöbértéken szagósítani.

Foglalkoznunk kell a szagok megszüntetésének módszereivel is, melyeknek célja, hogy a szagosító anyag kiáramlását a forrásból küszöbkoncentráció alatt tartásuk. A szilárd anyagok szagkibocsátása általában elenyésző, közömbösítésükre elegendők a szűrők, ciklonok, elektrosztatikus leválasztók, melyeket egyébként is alkalmaznak a forrásoknál.

A gáz vagy gőz halmazállapotú szaganyagok megszüntetésének módszerei (*Betz*, 1964; *Courmins*, 1962; *Heller—Kandiner—Reiber—Cohen*, 1959; *Hess*,

1965; *Kaiser*, 1962; *Sherwood*, 1961; 1962; *Strauss*, 1965; *Weisburd*, 1962) a következők: 1. égetés, 2. katalitikus oxidáció, 3. adszorpció, 4. gázmosás, 5. semlegesítés (álcázás, ellenanyagok vagy kémiai reagensek alkalmazása).

1. Az égetés, amennyiben megfelelő hőmérsékleten és időtartamban történik, optimális hatásfokú módszer. A tökéletlen égetés megszüntetheti ugyan a szagot, de másodlagos termékek keletkeznek, melyek toxikusak vagy korróziót okoznak. Az égetés eredményeként a szennyanyag veszélytelen vízgőzzé, széndioxiddá vagy nitrogénné alakul, esetleg kéndioxid keletkezik, mely sokkal veszélytelenebb számos kénvegyületnél. E módszert sikerrel alkalmazzák olvasztás, halfeldolgozás, kénviesszanyerés, festék-, lakk- és kencegyártás, kávépörkölés stb. esetén. A szükséges égetési hőmérséklet magas, pl. festékipari végtermékeknél 750—1100 C°. A módszer üzemanyagszükséglete tehát nagy, 1 m³ hulladékgáz elégetésére 250—350 kilokalória hőmennyiség szükséges.

2. Katalitikus oxidáció esetén az égetés katalizátorok (nemes fém: platina csoportbeli vagy nem-nemes fém: alumínium, réz, nikkeloxid) közbeiktatásával történik, kémiai reakció segítségével. A szükséges égetési hőmérséklet 200—650 C°, pl. festékipari végtermékeknél 200—300 C°. A módszer gazdaságos és 100% hatásfokú 1000—1500 ppm hulladékgáz koncentráció esetén. Alkalmazzák főleg aldehidek, krezol, fenolgyanták, merkap-tánok, ketonok, szénmonoxid stb. égetésénél (műanyagipar, festékipar). A leggazdaságosabb módszer szagok megszüntetésére.

3. Adszorpciót általában oldószereket tartalmazó hulladékgázok szagtalanítására alkalmaznak. Az elnyelés leggyakrabban aktív szénen történik, melynek hatásfoka szagtalanítással fokozható. 1000—1500 ppm koncentráció között alkalmazzák, főleg a vegyiparban, nyomdákban.

4. A gázmosás során a szaganyagot vízzel vagy olcsó oldószerekkel töltött

csőrendszeren vezetik át. A gázzal szennyezett mosóanyag, mint elvezetendő szennyvíz további feladatot jelent. A módszer hatásfoka kb. 60%. Leginkább állati eredetű termékek (nátrium oldattal), merkaptánok (marónátronnal), fenol (ózzonnal, mely nemcsak abszorbeál, hanem kémiailag is reagens) szagának megszüntetésére alkalmazzák.

5. A semlegesítés egyik módszere az álcázás, melynek során az eredeti szaganyagnál erősebb, kellemes szagú anyagot (szintetikus aromatikusan vegyületek, illóolajok) alkalmaznak, mint: benzín-acetát, vanillin, o-klor-fenol, fahéj stb. Az eljárás olcsó, hatékony, beruházást nem igényel. Az álcázó anyagot permetezéssel vagy porlasztással juttatják be a szennyanyagba. Főleg a gumi-, a textil- és a műanyagiparban alkalmazzák. Az ellenanyagok módszerét főleg összetett szagú effluensek esetén alkalmazzák, a közömbösítő anyagot a termelés során juttatják a bűzös anyaghoz. Szintetikus aromatikusan vegyületeket, illóolajokat, klorofillt használnak. Az ellentétes szagpárok kiválasztását szakértők végzik. Ismert szagpárok pl. a gumi és a paraffin vagy a gumi és a cédrusfa. Szagpárok kiválasztásával pl. *Bergen* és *Airkem* (*Kaiser*, 1962) foglalkozott. A kémiai reagensek alkalmazása során az eredeti szaganyagot kémiai folyamattal megváltoztatják. Leggyakrabban a következő reagenseket alkalmazzák: ózon, klór, formaldehid, permanganát, organikus peroxidok. Az álcázás és az ellenanyagok módszere toxikus szaganyagokra nem megfelelő.

Fentiekben röviden ismertetett szag-téma tanulmányozása alakította ki véleményünket, hogy a légszennyeződések vizsgálatok keretében ma már foglalkoznunk kell a szagok tanulmányozásával is. A rendelkezésre álló lehetőségek közül

jelenleg legmegfelelőbbnek az organoleptikus módszert tartjuk, mellyel reális, objektív adatokat nyerhetünk mindazon esetekben, ahol a szagok problémája felmerül.

I R O D A L O M

ASA Z116.2—1966: Standard method for measurement of odor in atmospheres. ASTM Designation: D 1391—57.

Betz, E. C.: Beseitigung von lastigen Geruchstoffen durch katalitischen Oxydation. Farbe und Lakk, 1964. X., 807—10.

Courmins, B. T.: Chemistry of town air. Research Applied in Industry, 1962. X., 421—26.

Frenkiel, J.: Spreading of odours from anaerobic lagoon. Air and Water Pollution, Oxford Pergamon Press. 1964. II., 89—100.

Heller, A. N.—Kandiner, H. J.—Reiber, W. M.—Cohen, M.: The odor survey—a tool for air pollution control. Allied Chemical Corp.—Monsanto Chem. Comp. 1959.

Hess, W.: Industrielle Geruchsemissionen und Methoden ihrer Vernichtung. Technica, 1965. 1331—34.

Kaiser, E. R.: Odor and its measurement. Stern, A. C.: Air Pollution I. kötetében (1962), 509—27.

Sherwood, P. W.: Get rid of that smell! Food Manufacture, 1961. VII., 292—93, 298.

Sherwood, P. W.: Un nouveau débüché pour l'industrie de la parfumerie: l'élimination des odeurs industrielles. Parfums, Cosmétiques, Savons, 1962. IX., 390—93.

Stone, H.—Oubh, C. S.—Pangborn, R. M.: Determination of odor difference thresholds. Journal of Food Service, 1962. IV., 197—202.

Strauss, W.: Odour control for the process industry. Chemical and Process Engineering, 1965. III., 133—37.

Sullivan, D. C.—Adams, D. F.—Young, F. A.: Design of an "odor perception and objectionability threshold" test facility. Atm. Env., 1968. 121—33.

Weisburd, M. I.—Griswold, S. S.: Air Pollution Control—Field Operations Manual. U. S. Public Health Serv., Dep. of Air Pollution, Washington, 1962. 195—214.

Wohler, H. C.: Odor intensity and odor travel from industrial sources. Air and Water Pollution, Oxford, Pergamon Press. 1963. VII., 71—8.

Infravörös sugárzásmérések meteorológiai műholdakkal

Infrared Radiation Measurements from Satellites (Summary). In this paper the important fundamental problems of infrared measurements from satellites are discussed. It is stated that the measurement of terrestrial long wave radiation from satellites is yielding a determination of the temperature of the emitting surface (cloud or soil), as well as the location of cloud systems and the determination of the level of the upper cloud surface. Infrared measurements from satellites can be made at night as well as by day-time, and, in this way, they are supplementing at night-time the data of television cloud pictures which can be obtained only in the day. Finally results of some particular measurements found in foreign publications are discussed.

*

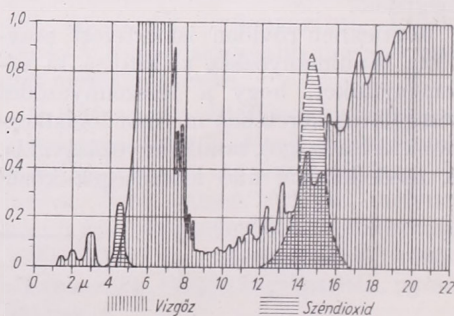
A meteorológiai műholdak által készített felhőképek jól használhatók a szinoptikai objektumok (frontok, ciklonok, különböző felhőrendszerek stb.) analízisére. Kevésbé ismert azonban a meteorológiai műholdak alkalmazásának egy másik fontos területe, ez pedig az *infravörös sugárzásmérés*. Ezeket a méréseket is föl lehet használni szinoptikai célokra, mégpedig többféle módon. Először is adatokat szolgáltatnak a felhőzet eloszlásáról *mind éjjel, mind nappal*. (Televíziós képet csak nappal tudnak készíteni a műholdak.) Másodszor fölhasználhatók a felhők magasságának megbecslésére *mind éjjel, mind nappal*.

Ha a talaj vagy felhő felszínének kisugárzásáról akarunk adatokat kapni, akkor először is alkalmasan kell megválasztani a sugárzásmérés hullámhosszát. Az infravörös tartományban (a földi tárgyak kisugárzása itt a legerősebb a Wien-féle eltolódási törvény szerint) a vízgőz és a széndioxid meghatározott hullámsávban erősen elnyelő (1. ábra). Bizonyos hullámhosszokon viszont, így pl. a 8–12 μ sávban az elnyelés minimális, ezért ezt a sávot „légköri ablaknak”, másképpen vízgőz- vagy infravörös „ablaknak” is szokták nevezni.

A TIROS közepes felbontású kamerája, ill. infravörös sugárzásmérője (MRIR = Medium Resolution Infrared Radiometer) olyan filmmel is föl volt szerelve, amely a „légköri ablakban”, azaz 8–12 μ -on érzékeny. Ugyanígy a későbbi meteorológiai műholdak, az ESSA, Nimbus és Kozmosz is mérték az infravörös kisugárzást. Ezért éjjel-nappal használni lehet a felhőzet megfigyelésére [1].

A magas, vastag felhők felső felszíne (FFF) hideg, ezért csak kevés energiát sugároz ki; az alacsony felhők és a felhőtlen területek, — kivéve a hideg, hóval borított felszínt —, melegebbek és több energiát emittálnak. Így a műhoddal mért sugárzási energia többé-kevésbé az alatta levő felhőfelszín hőfokának mérője. Mivel pedig a hőmérséklet a légkör bármely magasságában aerológiai mérésekből közelítőleg ismeretes, ezért a műhold mérése felhasználható a FFF hőmérsékletének megbecslésére és ebből annak magasságára való következtetésre.

Bár az MRIR a fenti célokra jól alkalmazható, kevésbé használható a felhőrendszerek tanulmányozására a kicsiny felbontás miatt. Ennek a nehézségnek a kiküszöbölésére a Nimbus I. nagy felbontású infravörös sugárzásmérőt (HRIR = High Resolution Infrared Radiometer) vitt magával. Ez a sugárzás-



1. ábra. A vízgőz és a széndioxid elnyelőképessége a különböző hullámhosszokon

mérő vizsont a 3,4–4,2 μ sávban érzékeny, ezért leginkább éjjel használható, mivel ebben a sávban nappal a visszavert napsugárzás keveredik a földi kisugárzással.

A nagy felbontás miatt a felhőrendszerek könnyen fölismerhetők. A HRIR képen a „fényes” területek megfelelnek a hideg sugárzó forrásoknak, a kép tehát ugyanúgy elemezhető, mint a TV képek, amelyeket a műholdak készítenek.

Az infravörös képen a sugárzásmérések kvalitatív fényesség árnyalatokban fejeződnek ki. De a műhold számszerű méréseit fölhasonlíthatjuk a FFF magasságának megbecslésére. Így pl. egy frontális felhősávban a mért leghidegebb felszíni hőmérséklet kb. 235 K° volt, ami megfelel pl. a 40°N szélességeken 9 km magasságnak, átlagos hőmérséklet eloszlást tételezve föl.

A kvantitatív mérésadatokat vagy közvetlenül K fokokban adják meg [2], vagy Langley \cdot min⁻¹ \cdot 10⁻³, ill. watt \cdot m⁻² egységeken [3, 4]. Nem célunk itt elmélyedni a számítástechnika részleteiben, csak vázoljuk a problémát.

Ismeretes, hogy a *Planck*-féle törvény értelmében a testek kisugárzása egyrészt a test hőmérsékletének, másrészt a sugárzás hullámhosszáinak függvénye. Ha fölveszünk egy olyan koordinátarendszert, amelynek abszcisszája a hullámhossz, ordinátája a sugárzás intenzitás, akkor a *Planck*-féle függvényt egy görbesereggel ábrázolhatjuk, minden hőmérsékleti értéknek egy-egy intenzitásgörbe felel meg. A görbe alatti terület integrálással számíthatjuk ki, és ez kifejezi a kisugárzás összegét. A kisugárzott összenergiát a *Stefan–Boltzman*-féle törvény írja le abszolút fekete testekre vonatkozóan:

$$E = \sigma \cdot T^4 \quad (1)$$

ahol $\sigma = 8,26 \cdot 10^{-11}$ Ly. min⁻¹. fok⁻¹, T a kisugárzó test hőmérséklete, abszolút fokokban.

A műholdak által mért nyers adatokat ezek alapján a következőképpen kell átalakítani. A TIROS-II. 5 csatornás sugárzásmérőt hordozott, ebből két csa-

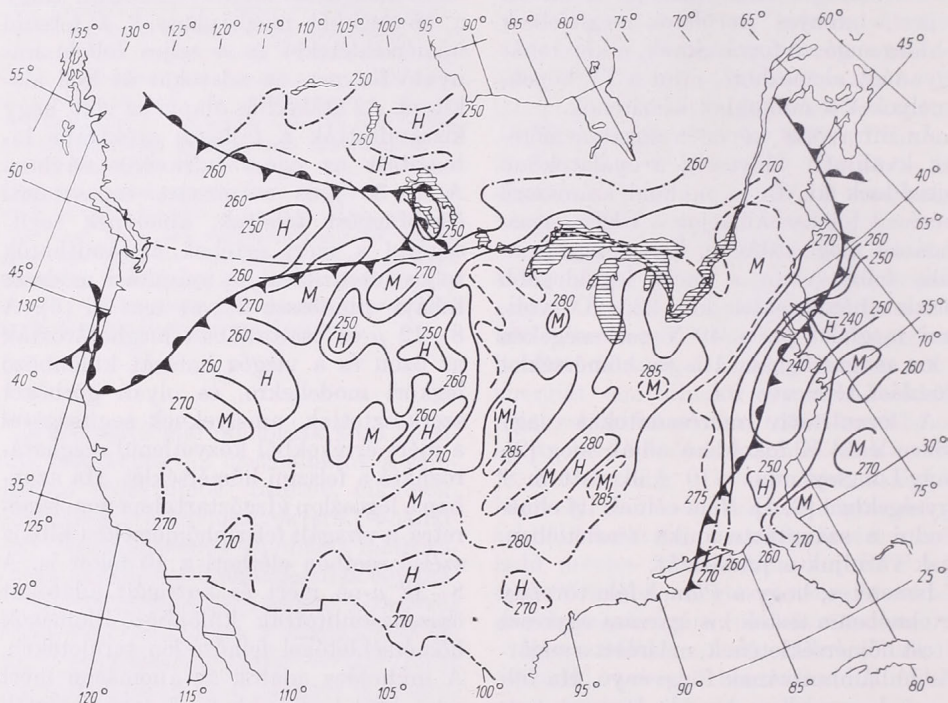
torna a fölfelé irányuló infravörös sugárzás mérését végezte, egyik a „légköri ablakban”, 8–12 μ -on, az effektív kisugárzási hőmérséklet meghatározására, a másik egy szélesebb sávban, 7–30 μ -on [5]. Ez utóbbi a teljes földi, hosszúhullámú kisugárzás mérésére szolgált. Hogy a mérésekből megkaphassuk a felszíni hőmérsékleteket és a teljes fölfelé irányuló fluxust, az adatokat át kell alakítani. Az átalakítás alapja az volt, hogy kiszámították a fajlagos spektrális intenzitást az egész infravörös sávban. A 7–30 μ -os csatornára tapasztalati összefüggést találtak, amelynek segítségével a mért értékek átszámíthatók teljes intenzitássá, a számítási módszer hibája mindössze 2%-ot tesz ki [6]. A 8–12 μ -os csatornában meghatározták az ózon és a vízgőz hatását különböző légköri modellekre, és olyan görbéket szerkesztettek, amelyeknek segítségével a mért értékekből közvetlenül meghatározható a felszíni hőmérséklet. Ha azonban a légoszlop vízgőztartalma nem ismeretes, a vizsgált felszínhőmérséklet hibája szélső esetben elérheti a 10 fokot is. A 8–12 μ -on mért és korrigált adatokat összehasonlították különböző állomások hőmérsékletével felhőzetlen területeken. A műholdas adatok az állomáson mért adatoktól legföljebb 3–5 fokkal tértek el.

A Nimbus nagyfelbontású infravörös sugárzásmérője (HRIR) 3,7–4,2 μ sávban mér. Föltételezve, hogy a kisugárzó testek abszolút fekete testként viselkednek, a *Stefan–Boltzman* törvény segítségével meghatározható az effektív hőmérséklet. Az effektív kisugárzáshoz tartozó hőmérsékleti értékeket a NASA (= National Aeronautics and Space Administration) táblázatba foglalta [7].

Az eddigiekben vázoltuk a műholdakkal történő infravörös sugárzásmérések néhány alapvető elvi problémáját. A gyakorlatban eddig elért eredmények a következők: A TIROS-II. infravörös sugárzásméréseit elemezték az USA felett áthaladó pályán, összehasonlítva a TIROS-II. televíziós képeivel és más

meteorológiai adatokkal. Azt találták, hogy a sugárzásadatok világosan megmutatják a közepes és magas, sűrű felhőtakarók nagyméretű rendszereit mind nappal, mind éjszaka (2. ábra). Ismerve

a felhő tetején. Ezért a világűrbe kisugárzott energia az ilyen felhő felszínéhez közeli vékony rétegből származik. A cirrusok ellenben diffúzabb közegek, ezért a felhő belsejéből származó sugárzás hoz-



2. ábra. Az effektív hőmérséklet eloszlása 1960. november 23-án 18.05—18.15-kor, K fokokban a TIROS—II. mérései alapján. A szaggatott-pontozott vonalak azokat az izotermákat jelölik, amelyek a megfigyelt területsáv szélére estek. Az M és H betűk a meleg, illetve hideg közép-pontokat jelzik. A frontok helyzete a 18.00 GMT talajmenti analízisnek felel meg. (S. Fritz és J. S. Winston nyomán.)

a hőmérséklet vertikális és horizontális eloszlását, a felhőrendszerek felső felszínének magasságára hasznos mennyiségi becslések végezhetőek. Ahol a borultság kicsiny, a mérések nem tudják megkülönböztetni a felhőket a derült területtől, de nappal, amikor a tv-képek is rendelkezésre állnak, a mérések jól megmutatják, hol alacsonyok a felhők [2].

Ismertes, hogy az altostratus, stratocumulus és nimbostratus felhők többnyire átlátszatlanok, azaz a felhő belsejéből eredő kisugárzás nem bukkan fel

zárjával a FFF kisugárzásához. Ha a cirrus vékony, ez nem okoz problémát. De ha a cirrus vastag, lényeges hozzájárulást jelent a felhőből eredő sugárzás.

Ugyancsak a TIROS-II. sugárzásméréseinek elemzéséből Krishna Rao és J. S. Winston [8] a következő konklúziókat vonták le. A felhőmagasság megbecslésének pontossága korlátozott még akkor is, ha a vízgőz és ózon sugárzás elnyelését figyelembe vesszük. Az alacsony felhőkre (3 km alatt) a becslés túl nagy magasságokat ad. A magasabb

felhőkre, ahol cirrus is jelen van, a becslés túl alacsony értékeket ad, de legalább jelzi a minimális magasságot.

A felszíni hőmérsékletek megbecslése legjobbnak mutatkozott a derült, száraz és kontinentális területeken. A Mexikói-öböl vízhőmérséklete a műholdról mérve jóval alacsonyabb volt, mint a hajóról mérve, bár a levegő száraz volt.

A hófelszín fölötti igen gyenge sugárzást és a nagyon magas felhők sugárzását nem lehet megkülönböztetni. A naponkénti sugárzásmérés és a tv-felhőképek együttes felhasználása lehetővé teszi a hófelszín azonosítását. A felhő ui. elmozdul, a hótakaró nem.

M. Weinstein és V. E. Suomi az Explorer VII. sugárzásmérései alapján készült hosszúhullámú kisugárzási térképeket elemezték és összehasonlították a megfelelő nephanalízisekkel és frontanalízissel [3].

J. S. Winston és Krishna Rao a hosszúhullámú kisugárzás planetáris méretű változásait vizsgálták a TIROS-II. mérései alapján, mégpedig az 1960. november és 1961. január közötti időszakra [9]. Összehasonlították a kisugárzás félgömbi térképeit a 700 mb-os cirkuláció félgömbi változásaival. A legnevezetesebb jelenség a hosszúhullámú kisugárzás éles csökkenése volt, amely a nyugati áramlásnak a szubtrópusra való behatolását kísérte, ahol előzőleg anticiklonok uralkodtak. A földi kisugárzás csökkenése a szubtrópuson (40°N-tól délre) természetes következménye a nyugati áramlás behatolásának, hiszen az utóbbi azt jelenti, hogy a planetáris frontálzóna a mérsékelt övről a szubtrópusok felé tolódott. Így a szubtrópusokon uralkodó

anticiklonális helyzetet felhősebb időjárás váltotta fel. Kevésbé egyszerű a magyarázat a kisugárzásnak a mérsékelt övben mért csökkenésére (40–50°N). A planetáris frontálzóna déleltolódásával ui. itt a felhőzetnek általában csökkennie kell. A felhőzet csökkenését azonban túlkompenzálja a sarki hideg levegő előnyomulása és a szárazföldeken megnövekedett hótakaró.

A kisugárzás átlagos szélességi profilját is megadták a nov.–jan. közötti egész időszakra. A kisugárzás maximuma a 20°N és 20°S közelében van, a magasabb szélességek felé mindkét félgömbön csökken a kisugárzás, ugyanígy az Egyenlítő felé haladva is (lásd [9]-ben a 13. ábrát).

Az utóbbi években jelentős figyelmet fordítottak a légköri hóforrások kérdésére, amelyek az általános cirkulációhoz szükséges energiát adják. V. E. Suomi és W. C. Shen az Explorer VII. műhold sugárzás méréseit dolgozták fel, hogy meghatározzák a légkör felső határán a világűr felé irányuló infravörös sugárzást [10]. Ez egyenértékű a nettó kisugárzással, mivel az Explorer VII. 560–1090 km magasságban keringett.

Miért fontos az általános cirkuláció szempontjából a kisugárzás eloszlása? Lorenz (1955) kimutatta, hogy ha a horizontálisan homogén légkör egyenlőtlenül melegszik vagy hűl, a rétegzés felborul és a potenciális energia egy része, az ún. *hasznosítható potenciális* energia kinetikussá alakul át. A hosszúhullámú kisugárzás mindenütt hűti a légkört, de némely területen erősebb a hűlés, mint másutt. A különböző lehűlés a hőmérséklet horizontális gradiensének növeke-

A hasznosítható potenciális energia örvény-komponensének termelődése

Szerzők	Energia term. erg. cm ⁻² sec ⁻¹	Szélességi öv	Megjegyzés
Wiin (Nielsen és Brown (1962)	—3500	20—90°N	Összmelegedés (január)
Clapp (1961)	+174; +382	30—60°N 0—60°N	Hőegyensúly (dec.—febr.)
Suomi és Shen (1963)	+580	30—50°N	Infravörös hűlés (dec.— ápr.)

déséhez vezet, mivel a lassabban hűlő terület aránylag melegebb marad.

Az említett szerzők a kisugárzásnak azon egyenlőtlenségeit vizsgálták, amelyek egy-egy szélességi övön belül különböző délkörök mentén következnek be, vagyis amelyek a hasznosítható potenciális energia örvény-komponensének a termelődését (vagy csökkenését) idézik elő. A vizsgálat a 30–50° N és 40–180° W közötti területre és 1959. dec. és 1960. ápr. közötti időszakra terjedt ki.

A hasznosítható potenciális energia örvény-komponensének a termelődése akkor pozitív, ha a relatív melegedés és a hőmérséklet eloszlás között pozitív a korreláció. Más szóval a HPE örvény-komponense akkor termelődik, ha a meleg területeken aránylag lassú, a hideg levegőben gyorsabb a lehűlés. A különböző szerzők — a táblázatunk szerinti — elég eltérő eredményeket kapták.

A magyar meteorológiai szolgálat most kapcsolódik be a műholdas sugárzás mérések kutatásába. A mérésadatokat előreláthatólag a moszkvai központból kapjuk majd meg. Remélhető, hogy legközelebb e témában már saját első eredményeinkről is beszámolhatunk.

IRODALOM

- [1] *Fritz, S.*: Synoptic Use of Meteorological Satellite Data and Prospects for the Future. National Weather Satellite Center U. S. W. B. Washington, D. C., 1965.
- [2] *Fritz, S.*—*Winston, J. S.*: Synoptic Use of Radiation Measurements from Satellite TIROS—II. *Monthly Weather Review*. Vol. 90. N. 1. 1962.
- [3] *Weinstein, M.*—*Suomi, V. E.*: Analysis of Satellite Infrared Radiation Measurements on a Synoptic Scale. *Mon. W. Rev.* Vol. 89. N. 11. 1961.
- [4] *Boldirev, V. G.*: Ob iszpolzovanyii radiacionnih izmereniy szto szputnyikov v szinoptyiceszkom analize. *Meteorologija i Gidrologija*, 10. 1962.
- [5] *Bandeem, W. R. and others*: Infrared and Reflected Solar Radiation Measurements from the TIROS—II. *Meteorological Satellite. Journal of Geophysical Research*. Vol. 66. N. 10. 1961.
- [6] *Yamamoto, G. and others*: Methods of Estimating Infrared Flux and Surface Temperature from Meteorological Satellites. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 19. N. 5. 1962.
- [7] *Maykut, E. S.*: An Experiment in Objective Nephanalysis Using Proposed HRIR Satellite Infrared Radiation Data. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 3. N. 3. 1964.
- [8] *Krishna Rao, P.*—*Winston, J. S.*: An Investigation of Some Synoptic Capabilities of Atmospheric "Window" Measurements from Satellite TIROS—II. *Journal of Appl. Met.* Vol. 2. N. 1. 1963.
- [9] *Krishna Rao, P.*—*Winston, J. S.*: Temporal and Spatial Variations in the Planetary-Scale Outgoing Long-Wave Radiation as Derived from TIROS—II. Measurements. *Mon. W. Rev.* Vol. 91. Oct.—Dec. 1963.
- [10] *Suomi, V. E.*—*Shen, W. C.*: Horizontal Variation of Infrared Cooling and the Generation of Eddy Available Potential Energy. *Jour. of the Atmos. Sciences*. Vol. 20. N. 1. 1963.

Városi és városperemi állomás hőmérsékleti különbségének napi járása Budapesten

Diurnal Variation of the Temperature Differences Between Downtown and Suburb Stations (Summary). The thermograph recordings executed during three years at the recently erected downtown observing station of the Hungarian Meteorological Service and at the Observatory Pestlőrinc are yielding a basis for the determination of the diurnal variation of temperature differences. The temperature differences between the downtown area and the suburb location are, during the whole year, more important in the nocturnal radiation period, and the amplitude of the diurnal variation is stronger in the summer and in clear weather. In winter, the city area is during the whole of daytime warmer than its surroundings. The temperature difference has a higher value in the winter even if computed from so-called real daily average temperatures rather than from average values of observations made at fixed hours.

*

A város belterülete és környezete között mutatkozó jelentékeny hőmérsékleti különbség a sajátos városklíma egyik legjellemzőbb megnyilvánulása. E különbség mértéke, sőt évszakos változása is helyről helyre számottevő eltérést mutat: befolyásolja a város földrajzi helyzete, beépítettsége, makroklimatikus jellemzői és — jóllehet az egészben más megítélés alá esik — az összehasonlítás alapjául szolgáló állomások elhelyezése is. A hőmérsékleti különbség napi járása — néhány külföldi városban végzett összehasonlító vizsgálat tanúsága szerint [1] — több azonos vonást mutat, de a helyi tényezők — mindenek előtt a különbség mértékében — szintén nem elhanyagolható szerepet játszanak. Egy-egy város klímájának alapos megismeréséhez tehát szükség van az ott mért adatok elemzésére, sőt ilyen vizsgálatok hozzájárulhatnak ahhoz is, hogy a városklímát előidéző ismert tényezők némelyikének még sok tekintetben vitatott szerepét, jelentőségét helyesebben értékelhessük.

Budapest belvárosában — a Főv. Tanács épületének udvarán — 1964

őszén kezdődtek meg a meteorológiai észlelések; korábban nem volt olyan állomás, amely a főváros belterületének klimatikus viszonyait reprezentálhatta volna. Jelenleg tehát három év észlelési anyaga áll rendelkezésre a városperemi állomással (Pestlőrinc) való összehasonlító vizsgálat elvégzéséhez. E vizsgálat során célunk a hőmérsékleti különbség évszakos eltérésén túl az egyes hónapokban mutatkozó közepes napi menet megállapítása volt.

Az átlagos eltérések ismerete ugyanis elősegíti a különböző időpontokban végrehajtott mérőutak adatainak elemzését, és annak megállapítását, hogy a különféle időjárási helyzetek miként befolyásolják a hőmérsékleti különbségek kibontakozását. A városklíma más jelenségeivel való összefüggés felderítésében szintén kívánatos e különbségek ismerete (Péczely [2] pl. a városi szélrendszer kialakulásával kapcsolatos vizsgálata során már 1962-ben hiányolta, hogy ilyen adatok Budapestről nem ismeretesek.)

A három év (1965—67) termográf-regisztrátumainak kiértékelése után minden egyes hónap egy-egy órájáról kb. 90 adat állt rendelkezésre a feldolgozáshoz. (Néhol egy-két nap regisztrátuma hiányos volt, ezeket nem vettük figyelembe). Ezután a pestlőrinci adatokkal összevetve megállapítottuk minden órára a hőmérsékleti különbség értékét. Annak eldöntésére, hogy a kb. 90 adatból nyert középértékek mennyire közelítik meg a sokévi átlag várható értékét, január és július 3—3 terminusának különbségi értékeire elvégeztem a t próbát (*I. táblázat*). Minthogy a hőmérsékleti különbségek értékei sokkal kevésbé szóródnak, mint maguk a hőmérsékleti értékek, már rövid időszak vizsgálata is — mint várható volt — kielégítő pontosságot nyújt.

Tehát az a szigorú követelmény is, hogy a mintából nyert középértékünk

$\pm 0,2^\circ$ C-ra közelítse meg a valódi középértéket, kb. 90%-os valószínűségi szinten teljesül a hároméves adatsor alapján. A napi menetben mutatkozó ennél kisebb kiugrásoknak is lehet azonban realitásuk, minthogy a napi menetet *összetartozó* értékekből képeztük, és így a szomszédos órákra meghatározott középérték aligha foglalhat helyet a konfidenciaintervallum két ellentétes határán.

hanem inkább a hajnali, napfelkelte előtti időpontban észlelhető, tehát a hőmérsékleti különbségek — bár csekély mértékben — inkább növekednek a kisugárzási időszak folyamán. Napkelte után a hőmérsékleti különbség gyorsan csökken, és de. 9^h—10^h körül a városperemi állomás — melyet akadálytalanul ér a napsugárzás — néhány tizedfokkal melegebb, mint a városi észlelő-

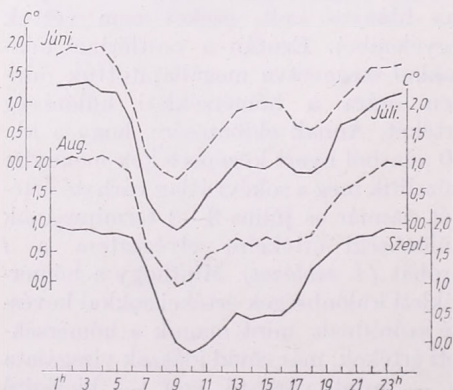
I. T Á B L Á Z A T

	minta szórása	szabadságfok	középérték X (°C)	konfidencia-intervallum határának eltérése X-től (°C)			
				p = 95% valószínűségi szinten	p = 90% valószínűségi szinten	p % 50% valószínűségi szinten	
január	7h	1,51	88	1,85	$\pm 0,32$	$\pm 0,27$	$\pm 0,10$
	14 h	0,87	89	0,99	$\pm 0,18$	$\pm 0,15$	$\pm 0,06$
	21h	0,96	87	1,55	$\pm 0,20$	$\pm 0,17$	$\pm 0,07$
július	7 h	1,14	92	0,33	$\pm 0,24$	$\pm 0,20$	$\pm 0,08$
	14 h	1,15	92	0,93	$\pm 0,24$	$\pm 0,20$	$\pm 0,08$
	21 h	1,09	92	1,75	$\pm 0,22$	$\pm 0,18$	$\pm 0,07$

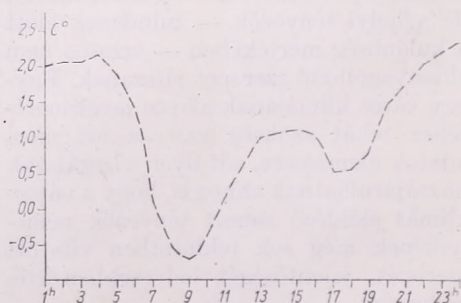
A belvárosi és városperemi állomás középhőmérsékleti különbségének napi menetét a három nyári és a három téli hónapra, valamint szeptember és november hónapokra is megállapítottuk. A nyári hónapokra is napi menetet (1. ábra) főbb sajátosságai a következők:

A legnagyobb (2° C körüli) hőmérsékleti különbségek az éjszakai órákban mutatkoznak. A maximum nem az esti,

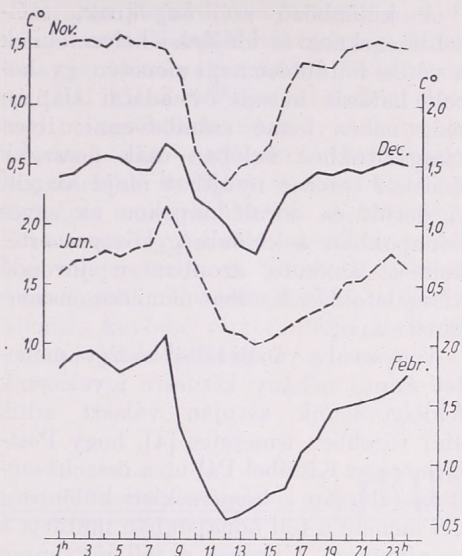
hely, mely csak magasabb napállásnál kezd erősen felmelegedni. A déli órákban ismét megnő a különbség a város javára (13—15^h tájban újabb maximum), majd a késő délutáni órákban csökken, t. i. ilyenkor a nyílt térszín sugárzás szempontjából újra kedvezőbb helyzetet élvez, egészen az alkonyat időpontjáig. A napi menet vizsgálatát elvégeztük a három nyári hónap derült napjaira is. (napfénytartam mindkét állomáson > 10 óra). Ez a görbe (2. ábra) az ingadozás amplitudóját tekintve nem tér el lényegesen az összes napok alapján számítható



1. ábra A városi és városperemi állomás hőmérsékleti különbségének napi menete a nyári hónapokban



2. ábra A hőmérsékleti különbség napi menete nyáron, derült napokon



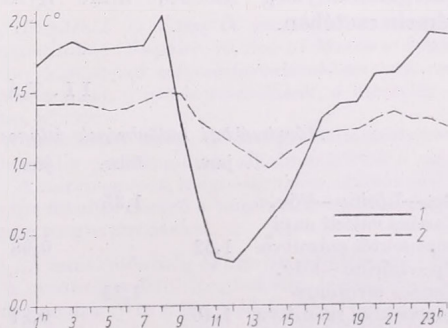
3. ábra A városi és városperemi állomás hőmérsékleti különbségének napi menete a téli hónapokban

értékektől, de a kora délelőtti minimum (a városi állomás 9^h-kor 0,66° C-kal hidegebb) és a délutáni 18h-kor jelentkező második minimum sokkal kifejezettebb. A minimumok jelentkezésének időpontjában bizonyára kifejezésre jutnak a Főv. Tanács udvarán elhelyezett észlelőállomás sugárzási helyzetének egyedi sajátosságai, ez az elhelyezés azonban elég tipikus, és így a napi menet vázolt alapvető vonásai általában jellemzőnek tekinthetők az erősen korlátozott horizonttű, beépített városi térszínre.

A téli hónapokban a hőmérsékleti különbség napi menete kiegyenlítettebb. Az éjszakai órákat 1,6—1,8° C-os középértékek jellemzik, és a belváros a kora délután jelentkező minimum idején is melegebb a peremterületeknél (decemberben 0,76° C, januárban 0,99° C, februárban 0,50° C a legkisebb különbség). Abban, hogy délelőtt alacsony napállás idején, amint látni fogjuk, még derült napokon sem hidegebb a város, mint környezete, annak hatását látjuk, hogy a besugárzás szempontjából hátrányosabb helyzetet más tényezők (hótakaró hiánya, fűtési energia) ellensúlyozzák.

A délutáni órákban a hőmérsékleti differencia fokozatosan növekszik, míg éjszaka csak kisebb ingadozásokat mutat. Érdekes, hogy mindhárom téli hónapban közvetlen a délelőtti gyors esökkenés előtt, reggel 8^h-kor kiugróan magas hőmérsékleti különbségek mutatkoznak. E maximum mindhárom téli hónapban azonos időpontban jelentkezik annak ellenére, hogy a napfelkelte időpontjában számottevő eltérés van közöttük. Lehetőséges, hogy a reggeli csúcsforgalom és ráfűtés eredményét tükrözi; figyelemre méltó, hogy egybeesik a levegőszennyeződés Gajzágó [3] által kimutatott, és részben ugyancsak az említett okokra visszavezethető maximumával. E maximum megítélésében óvatosságra int az a körülmény, hogy nem minden egyes hónap adatsorából mutatható ki határozottan, és az is, hogy az adatok szórása (1. táblázat) éppen ebben a terminusban a legnagyobb.

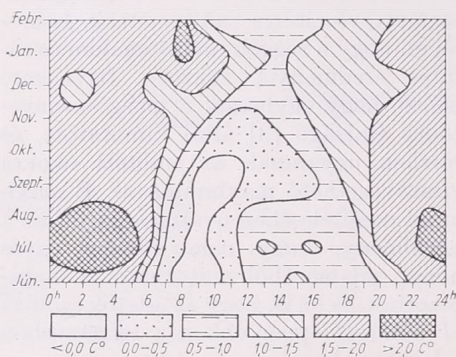
A három téli hónap összevont adatai módot adtak arra, hogy elkülönítve vizsgáljuk meg a derült (napfénytartam legalább az egyik állomáson >5 óra) és borult (napfényt egyik állomás sem regisztrált) napokat is. Derült napokon a hőmérsékleti különbség maximuma reggel 8^h-kor 2,07° C, minimuma déli 12^h-kor 0,30° C. A borult napok sokkal kisebb amplitudójú, kiegyenlítettebb napi menetet mutatnak, reggel 8^h-kor 1,51° C-os maximummal és 14^h-kor 0,97° C-os minimummal. Mind télen, mind



4. ábra A hőmérsékleti különbség napi menete télen derült (1) és borult (2) napokon

nyáron figyelemre méltó, hogy a derült napokat követő éjszakán a különbségi értékek valamivel nagyobbak, mint a megelőző éjszaka azonos órájában voltak.

Az a tény, hogy a hőmérsékleti eltérés maximuma az éjszakai órákban közel egyenletes, sőt hajnal felé növekvő érték-



5. ábra: A hőmérsékleti különbség napi és évi menetének izoplétái

kel jelentkezik, arra utal, hogy a magyarázatot a város és környezete eltérő kisugárzási viszonyaiban kell keresnünk. Mivel a jelenség télen-nyáron egyaránt megfigyelhető, nem annyira a levegőszennyeződés, hanem inkább a felszín tagoltsága jön elsőrendű okként számításba. A házfalak ugyanis részben egymásra sugároznak, ennek folytán a felületegységre számított effektív kisugárzási energiamennyiség kisebb, mint nyílt térszín esetében.

A különböző szélirányoknak, szélességeknek és időjárási helyzeteknek a városi hőtöbblet napi menetére gyakorolt hatását három év adatai alapján még nehéz lenne számbavenni; ilyen vizsgálatokhoz valóban csak hosszabb észlelési sorozat nyújthat majd alapot. A derült és borult napokon az egyes hónapokban a különbség közepes értékeinek ismerete azonban e jövődó vizsgálatokhoz is adhat némi összehasonlítási alapot.

Végezetül a városi hőtöbblet évi menétét érintő néhány kérdésre igyekeznünk feldolgozásunk alapján választ adni. Már régebben ismeretes [4], hogy Pest-Lőrinc és a Kitaibel Pál utca összehasonlítása alapján a hőmérsékleti különbség évi menete a téli hónapokban mutatja a maximumot. Ugyanez a téli maximum a belváros esetében is jelentkezik. Oka az, hogy az éjszakai kisugárzási időszak, mely — mint láttuk — kedvez a városi hőmérsékleti többlet kibontakozásának, télen hosszabb, másrészt pedig a város télen a nappal folyamán is mindvégig melegebb marad. Ismeretes a szakirodalomból olyan nézet [5], hogy a hőmérsékleti eltérés téli maximuma csak látszólagos, és abból adódik; hogy a 7 órai észlelési terminus télen még a kisugárzási periódusba esik, tehát nagyobb eltérési értékkel esik latba, mint nyáron. Ezzel szemben leszögezhetjük, hogy a városi hőmérsékleti többlet téli maximuma a terminusközepeknél ugyan valamivel kisebb mértékben, de az óraértékekből számított valódi napi közepek alapján is kimutatható (II. táblázat).

II. T Á B L Á Z A T

Hőmérsékleti különbségek átlagos havi középértékei 1965—67

	jan.	febr.	jún.	júl.	aug.	szept.	nov.	dec.
Bp.—Lőrinc—Főv. Tanács valódi napi közepektől számítva	1,52	1,35	0,98	1,28	1,17	1,09	1,23	1,36
Bp.—Lőrinc—Főv. Tanács terminusközepekből számítva	1,46	1,34	0,81	1,01	0,96	1,01	1,21	1,23
Bp.—Lőrinc—OMI terminusközepekből számítva	1,10	0,87	0,53	0,67	0,50	0,40	0,67	0,80

Nyáron június mutatja a minimumot, mely borús és szeles hónap, míg júliusban gyenge másodmaximum jelentkezik. Az OMI Kitaibel Pál utcai észlelőhelyének melegtöbblete télen is csekélyebb, nyáron pedig — nyilván a Budai-hegység mérséklő hatására — jóval kisebb a Belváros melegtöbbleténél. A különbség évi menete így a budai észlelőhely esetében kifejezettebb. A beépítettség közel azonos foka ellenére azonban a budai állomás kevésbé reprezentálja a városklíma sajátos vonásait.

IRODALOM

- [1] *Kratzer, P. A.*: Das Stadtklima. Braunschweig, 1956.
- [2] *Péczely Gy.*: A nagyváros által keltett helyi szélrendszer Budapesten. *Időjárás*, 59. évf. 1962. 354—360. o.
- [3] *Gajzágó L.*: A levegő kéndioxid tartalmának változásai az időjárási tényezőktől függően. *Időjárás*, 60. évf. 1964. 103—106. o.
- [4] *Probáld F.*: A levegőszennyeződés hatása Budapest globálsugárzási és hőmérsékleti adataiban. *Időjárás*, 71. évf. 1967. 288—292. o.
- [5] *Eriksen, W.*: Beiträge zum Stadtklima von Kiel. Kiel, 1964.

IRODALOM

ACTA CLIMATOLOGICA. Acta Universitatis Szegediensis, Pars Climatologica Scientiarum Naturalium. Tom. VII. Fasc. 1—4. (Éghajlattani közlemények. A Szegedi Egyetem Kiadványai, Természettudományi Kar, Éghajlattani Intézet, VII. kötet, 1—4 füzet) Szerkesztő: *Wagner Richard*. Szeged, 1967. 111 B/5 oldal, 50. ábra, 12 táblázat.

A Szegedi József Attila Tudományegyetem kiadványainak sorozatában, az Acta Climatologica VII. kötetében 4 dolgozat jelent meg, 3 német 1 angol nyelven. A tanulmányok híven tükrözik az Éghajlattani Intézet nagyhíru mikroklima-kutatásait. Az első dolgozat, amelynek *Wagner Richárd és Takács Lajos* a szerzője — két fejezetből áll, címe: Vertikális hőmérsékleti rétegek a talajban és ezek matematikai modelljei. Az első fejezetet *Wagner Richárd* írta „A talaj hőmérsékleti rétegződése” címen. Szerző nemcsak a mikroklimatológia, de általában a klimatológia iránt érdeklődőknek is sok újat mond tanulmányában. A Bükk helységben, valamint Kopáncson végzett nagyszámú talajhőmérsékleti mérések eredményeiből a vertikális hővezetés sajátosságait tanulmányozták. Meghatározták a napi inverziós réteget; a hővezetőképesség naponként jelentkező konvergens és divergens réteget, az ún. napi aktív réteget. Tárgyalják az évi inverziós réteget, amelynél az évi hőmérsékleti hullámok következtében a divergens és konvergens rétegek jelentkeznek. A mérési eredményekből levont következtetések a talajklíma alakulásának korszerű és alaposabb megismeréséhez nagyon fontos adatokat szolgáltatnak.

A dolgozat második fejezetét *Takács Lajos* írta: „A természetes talaj rétegződésének terminus matematikai modellje” címen. A tanulmány szerves folytatása és matematikai kiegészítője az első fejezetnek. Számos új talajklimatológiai fogalom leírását és magyarázatát találjuk a tanulmányban.

A kötet második dolgozata *Bodroglóczy Gy., Horváth I. és Tassy O.* szerzőktől származik: „Mikroklimavizsgálatok a Cynodonti—Poetum angustifoliae (Rapais) 26, Soó 57 Maros védőgát) őszi aszpektusában” címen. A Maros védőgátján, különböző növénytársulásokban végeztek mikroklima vizsgálatokat. Összefüggéseket kerestek a talaj, a növénytársulások, a kitétség és különböző meteorológiai tényezők egymásra hatása között.

A következő dolgozat szerzője *Kiss Árpád*. A tanulmány címe: „Nomografikus módszerek a szférikus koordinátahálózat transzverzális, azimutális projekcióinak alkalmazásával a napmagasság kiszámítására tetszés szerinti lejtőkön”. A napmagasság meghatározása számos meteorológiai, mikrometeorológiai vizsgálatnál igen fontos feladat. Szerző a tanulmányában módszert mutat be a különböző irányú lejtőkön a napmagasság meghatározására.

Barány Ilona a szerzője a következő cikkeknek: „A szintkülönbség és kitétség befolyása a lég-hőmérsékletre a Bükk hegység egy dolinájában”. A tanulmány feloleli egy dolina lég-hőmérséklet alakulását a dolina aljától a 20 m magasságban lévő peremig N és S kitétségű oldalakon. Részletesen ismerteti az itt kialakuló hőmérséklet napi menetének és szélső értékeinek alakulását.

A kötetben szereplő tanulmányok mindegyike igen értékes és lényegpótló. Új elméleteket, módszereket ismerhetünk meg belőlük, amelyek a korszerű, energetikai alapokon nyugvó mikro-

klimavizsgálatok szempontjából rendkívül fontosak és eredetiek. A kötetben szereplő tanulmányok mindegyike — éppen úgy, mint a sorozat megelőző füzetei — az elméleti és gyakorlati igények kielégítésére egyaránt törekedett, s ezt a célját el is érte.

A kötet nyomdai kiállítása, a papír jó minősége, az ábrák tisztasága a szöveg és a táblázatok példás szedése méltó a kötet tartalmához.

Szilágyi Tibor

HALABUK L.—HULYÁK K. Az időjárás és mezőgazdasági termelési eredmények Ökonometriai Füzetek 10. szám, Központi Statisztikai Hivatal Statisztikai és Matematikai Módszerek Közgazdasági Alkalmazásának Laboratóriuma, 133 (B/5) oldal, 6 ábra, 16 számozott és számos szövegek közötti táblázat. Budapest, 1968.

A KSH Ökonometriai Füzetek 10. számaként megjelent kiadvány az időjárás mezőgazdasági termelésre gyakorolt hatásának mennyiségi vizsgálatával foglalkozik, ami az agrometeorológiai kutatások végső célként megjelölhető feladata.

Ezért e feladatnak a tudomány és a gyakorlat szempontjából helyes megoldása csak akkor remélhető, ha a munka megkezdésekor az agrometeorológia egész területét átfogóan ismerjük, hiszen enélkül az időjárás-termésmennyiség kapcsolat elemzéséhez nincsen kellő szakmai alapunk. Természetesen a címben megjelölt szűkebb témakör legjelentősebb és legújabb munkáit is ismerünk kell. E témakörnek pedig egyre szélesedő nemzetközi és hazai irodalma van.

Sajnos már az első két fejezet olvasásakor meggyőződhetünk arról, hogy a szerzők az (legszükségesebb) agrometeorológiai irodalom kellő ismerete nélkül fogtak hozzá munkájuk megírásához. Megállapításunkat a 132. és 133. oldalon felsorolt irodalmi összeállítás teljes mértékben alátámasztja. S ezt igazolja a szerzők következő megállapítása is: „az időjárás tényezőknél a mezőgazdasági termelés alakulására gyakorolt hatását még nem mérték fel; e hatásnak megfelelő következtetéseket nem vonták le sem a termelőmunka értékelése, sem a mezőgazdasági termelés tervezése, sem a gazdasági irányítás és mechanizmus bizonyos vonatkozásai szempontjából.”

Ez a megállapítás nem veszi figyelembe a közel száz esztendeje, világszerte folyó agrometeorológiai kutatások eredményeit. Pedig *Brounov* orosz agrometeorológusnak a múlt század végén megjelent első munkái óta számos, a szerzők által hiányolt munka jelent meg napjainkig orosz, angol, francia, német, olasz, spanyol stb. nyelven és természetesen magyarul is.

A világ számos országában hosszú évek óta rendszeres agrometeorológiai tájékoztatás folyik, amelyet a mezőgazdasági szervek mindennapi munkájukban és a mezőgazdasági termelés tervezésénél is felhasználnak. Ez év tavaszától hazánkban is adunk agrometeorológiai tájékoztatást a MÉM számára. Az európai szocialista országok is már két éve dolgoznak egy nagyszabású munkán, amelyben az időjárásnak a mezőgazdasági termelésre gyakorolt hatását mérik fel azonos módszerekkel.

A második fejezeten különösen érződik a szerzők járatlansága az agrometeorológiai ismeretekben. Példaként egyetlen mondatot említünk: „Az azonos mennyiségű eső és jégeső hatásáról általában feltételezhető, hogy ellenkező előjelű.”

A harmadik fejezet a vizsgálat módszereit és eredményeit ismerteti. Az Iowa indexek szerzők által adott értékelésének lényegével egyetértünk.

A *de Martonne* indexek használatával kapcsolatban a legfontosabb megjegyzésünk, hogy az nem komplex időjárás index, hanem szárazsági index. A meteorológiában használt nedvességi indexek általános formája:

$$I_n = \frac{P}{E_0}$$

ahol I_n a nedvességi index jelölése, P a lehullott csapadék mennyisége és E_0 a levegő párolgatóképesége (egyes szerzők szerint potenciális evapotranspiráció). Ha az említett képletben az $E_0 = T$, ahol T az évi középhőmérsékletet jelenti, akkor az I_n a Lang-féle esőtényező; ha $E_0 = T + 10$, akkor a *de Martonne* — féle ariditási index; ha $E_0 = 0,1 \Sigma T$, akkor a Szeljanyinov-féle hidrotermikus koefficiens stb.

Ismeretes, hogy az I_n index vízkapacitásig telített talajok esetén a talajnedvességváltozás minősége jellemzője. Ha a talaj vízkapacitása vízkapacitás alatt van, akkor a levegő párolgatóképességének értéke helyett a tényleges párolgás értékét helyesebb használni.

Könnyen belátható az is, hogy a *de Martonne*-féle indexben lévő csapadék- és hőmérséklet értékek csak egymáshoz való viszonyukban értelmezhetők, önmagukban nem. Ha pl. a hőmérséklet hatását önmagában vizsgálnánk — feltételezve egvből tényezők konstans voltát — a szerzők *de Martonne* index segítségével végzett vizsgálata szerint a hőmérséklet terméseredményekre gyakorolt hatása

$$y = \frac{a}{f(t)}$$

függvénnyel fejezhető ki, a kritikus tényezők módszere szerint pedig

$$y = a + f(t)$$

függvénnyel, ami nyilvánvalóan egy és ugyanazon növényre vonatkozóan ellentmondás, tekintettel a kapott azonos előjelű korrelációkra.

Az elmondottakból nyilvánvaló, hogy ha időjárás-termésmennyiség vizsgálatoknál ezt az indexet használjuk, az azt jelenti, hogy vizsgálatunkban a meteorológiai tényezők közül egyedül csak a nedvességváltozást vesszük figyelembe.

A kritikus tényezők módszerének ismertetésekor (68. oldal) a szerzők a következőket írják: „A számítások első menete az egyes növények szempontjából lényeges időjárási változók kiválasztására irányult.” Ismeretes a növényfiziológiából, hogy a zöld növényeknek a meteorológiai tényezők közül sugárzási energiára és vízre van szükségük a fotoszintézishöz, s meghatározott hőmérsékletre a biokémiai reakciók lefolyásához. A növények szempontjából lényeges időjárási tényezők tehát ismertek, s az agrometeorológiai irodalomban ezeket alapvető (domináns) tényezőknek nevezik.

A feladat ezért nem e tényezők kiválasztása, hanem annak megállapítása, hogy milyen meteorológiai elemmel, s a kiválasztott elem milyen értékeivel jellemezzük az alapvető tényezőket. E célból két csoportba szokás osztani a meteorológiai elemeket: közvetlen és közvetett hatásúakra. Közvetlen hatású pl. a talaj növények által használható víztartalma, közvetett hatású a csapadék, mert hatása csak a talaj víztartalmának megváltoztatásán keresztül érvényesül.

Ha tehát a víznek, mint a növények számára alapvető tényezőnek a jellemzésére kiválasztjuk a közvetlen hatású talajnedvességet, akkor még azt is meg kell határoznunk, hogy az adatokat melyik időszakból vesszük, s hogy napi, pentád, dekád, stb. értékeinek átlagát, maximumát, minimumát, stb. használjuk-e vizsgálatunkban, s azt is meg kell mondanunk, miért.

Az elmondottak figyelembevételével értékelve a szerzők által kiválasztott négy meteorológiai elemet, megállapíthatjuk, hogy az említett követelményeknek leginkább a léghőmérséklet felel meg (mivel az lineáris összefüggést mutat a növényhőmérséklettel); a legmesterkéltbbnek pedig a relatív nedvesség termésre gyakorolt hatása tűnik, nem is beszélve arról, hogy pl. a búzánál a novemberi, decemberi relatív nedvességről van szó.

Megjegyezzük még, hogy olyan közismert tények megállapításához, mint a kukorica júliusi vízigénye, nagyszámú számítás elvégzésén keresztül eljutni felesleges és költséges. Ebből az ismert tényből kellett volna kiindulni, és a vizsgálatokat a júliusi talajnedvesség, s a termés közötti kapcsolat elemzésével kezdeni.

A dolgozatból csupán néhány fontosabb problémát vizsgáltunk meg az agrometeorológus szemével. Úgy gondoljuk, hogy észrevételeinkből is világosan kitűnik, az amit *Ulanova*, a kiváló szovjet agrometeorológus *A statisztikai analízis módszerei az agrometeorológiában* című könyvében így fogalmazott meg: „A statisztika alkalmazásához mindenekeelőtt a tanulmányozott jelenségek sajátosságainak előzetes minőségi analízise, s általános törvényszerűségeiknek ismerete szükséges.”

Varga H. Zoltán

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

L. KRASZTANOV 60 ÉVES

1968. november 15-én töltötte be 60. életét *Krasztanov* akadémikus, a Bolgár Kommunista Párt Központi Bizottságának tagja, országgyűlési képviselő, a bolgár tudományos élet kiemelkedő személyisége, a nemzetközi szakkörökben nagyrabecsült tudós, a világ-hírű felhőfizikus.

1931-ben fejezte be tanulmányait a Szófia-i Állami Egyetemen, s oklevelének megszerzése után, 1932-ben, a Központi Meteorológiai Intézetben kezdte meg pályafutását. 1950—59-ig a Bolgár Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője volt, s 1951-ben nevezték ki a Szófia-i Állami Egyetem geofizikai és meteorológiai tanszékén professzorrá.

1959 óta a Bolgár Tudományos Akadémia (BTA) keretében tevékenykedik. Igazgatója a Geofizikai Intézetnek, és 1962-ig alelnöke a BTA-nak. 1962—68 között a BTA elnökének tisztét látta el, s jelenleg tagja a BTA elnökségének. Szerterágzó tudományos tevékenységének illusztrálására megemlítjük még, hogy elnöke a Kozmikus Tér Kutatásával Foglalkozó Bolgár Nemzeti Bizottságnak, s felelős szerkesztője a „Bolgár Tudományos Akadémia Beszámolóí” c. folyóiratnak.

Hatékony nemzetközi aktivitást fejtett ki a Meteorológiai Világszervezetben (WMO) a Bolgár Népköztársaság állandó képviselőjeként (1950—59), s mint a WMO Konzultatív Bizottságának munkatársa (1964—68), 1967 óta tagja a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió Felhőfizikai Bizottságának.

Munkásságának magas szintű elismerését fémjelzi — számos hazai, állami érdeméremen kívül — a *Dimítrov*-díj I. fokozata, mellyel a Bolgár Népköztársaság Tudományának Szervezőjét kormánya 1968-ban tüntette ki. Méltán övezi *Krasztanov* akadémikust a nemzetközi megbecsülés széles köre is: külföldi tagja a Szovjetunió Tudományos Akadémiájának, a Toulouse-i Tudományos és Művészeti Akadémiájának, s tiszteletbeli tagja a Magyar Tudományos Akadémiájának, a Magyar Meteorológiai Társaságnak, a Csehszlovák Meteorológiai Társaságnak és a

Német Meteorológiai Társaságnak. Tulajdonosa „A tudománynak és az emberiségnek tett szolgálatért” csehszlovák érdemrendnek.

A sok elismeréssel és kitüntetéssel jutalmazott pályafutás rövid vázlatla után szükség-szerűen merül fel a kérdés: vajon a felhőfizika mely területein alkotott maradandót e nemzetközi szinten is nagyrabecsült tudós? E célból derítsük fel alkotó munkásságának jellemző jegeit, azokat az eredményeket, amelyeket ma, szerte a világon, *Krasztanov* nevéhez fűznek, s attól elválaszthatatlanok.

Előljáróban utalunk arra, hogy mintegy 35 esztendővel ezelőtt indult meg Bulgáriában a felhők mikrofizikai kutatása. Ebben vezető szerepet töltött be az *I. Sztranzkóij* és *R. Kaisev* alapította fizikai-kémiai iskola.

Az e téren folyó munka legeredményesebb szakaszának előterében a heterogén fázisalakulás elméletének alkalmazása volt, vagyis az az alap gondolat, hogy a léghőmérséklet és a vízgőz, vagy túlhűlt vízből származó cseppek, vagy kristályok elsődleges képződésekor. Ennek feltételezése esetén egyetlen energetikai kritériumot kapunk, a munkát, amely ahhoz szükséges, hogy a léghőmérsékleten csepp- vagy kristályvesírak keletkezzenek. Kiderült, hogy ez a termodinamikai és kinetikai úton számított munka (következésképpen: a csíráképződés valószínűsége) a mag nagyságától, a hőmérséklettől és a vízgőz túltelítettségének állapotától függ, és kisebb, mint amennyit a homogén és túltelített vízgőzben a folyékony csírák spontán (magvak nélküli) kialakulása megkíván. Ilyen módon tisztázta *Krasztanov* — mennyiségileg először — a magvaknak, mint a vízcseppek csíráinak szerepét.

Ennek alapján — az adiabatikusan emelkedő légtömegben — elemezhető volt a kondenzációs szint magassága s a magvak mérete, a hőmérséklet és a vízgőz túltelítettség közötti összefüggés. Az eredmények azt mutatták, hogy a kondenzációs szint annál alacsonyabban fekszik, minél nagyobbak a magvak, ha erősen hajlamosak a nedvesedésre, ha minél kisebb



a légtömegek talajmenti hőmérséklete, s ha minél nagyobb a vizgáz kezdeti nyomása.

Krasztanov és munkatársai sikeres kutatást végeztek a kondenzációs folyamatok mesterséges befolyásolása érdekében is. Azt vizsgálták: miképpen változtatható mesterséges úton a magvak aktivitása, hogyan csökkenthető a víz felületi feszültsége, ha adszorpció lép fel a mag felületének aktív anyagában és a kondenzáló vízben. Elméletileg tisztázták — a nem teljesen átnedvesedő magvak esetében — a külső anyagok adszorpciójának hatását a folyékony csírák képződésére. Az adszorpcióval kapcsolatos csíráképződésre olyan általános elméleti formulát vezettek le, amelyből kiindulva — megfelelő határfeltételek alkalmazásával — jól értelmezhető a folyékony csírák képződésének valamennyi további variánsa (homogén vízpárát, teljesen és nem teljesen átnedvesedő magvakat feltételezve stb.).

A légköri jégreszecskek keletkezésére irányuló kutatásai során megállapították, hogy az két szakaszban megy végbe: először a vízcseppek alakulnak ki (leggyakrabban túlhűlt állapotban) a szilárd és vízben nem oldódó kondenzációs magvakon, ázután pedig — a hőmérséklet további csökkenése esetén — a külső magvak hatására megfagynak. Ebből nyilvánvalóan a szublimációs magvak korábbi hipotézisének (*Findeisen*) elvetése következett, s annak felismerése, hogy az oldhatatlan kondenzációs (kifagyási) magvakon, amelyek jégszerűen kristályos szerkezetűek, kifagyási folyamat megy végbe.

A jégkristályok növekedésének és átalakulásának problémáját is eredményesen oldotta meg *Krasztanov*. Megtalálták a jégkristályok egyensúlyi formáit, amelyeket — meghatározott hőmérsékleti és túltelítettségi viszonyok között — bázisos és prizmatikus lapok határoznak. A magvak aktivitásának kutatása során pedig nagyobb pontossággal határozták meg a kétdimenziós jégcsírák formáját és szerkezetét a bázisos és prizmatikus magvakon, és azt a munkát, amely — túltelített vízgáz esetén — e csírák kialakulásához szükséges. Olyan módszert dolgoztak ki, amely építgy alkalmazható a jégkristályokon, mint a vízgőzből kialakuló jégcsírák vizsgálatára, olyan magvak jelenlétében, amelyeknek kristályos szerkezete a jégéhez hasonlatos (pl. AgI, stb.). Ez a módszer jelentős azért is, mert vele a mesterséges kifagyási magvaként szolgáló részecskék (jégképző) aktivitásának kritériuma is meghatározható, s alkalmazásával felkutatathatunk más jégszerűen kristályos anyagot is.

Jelenleg — elméleti és kísérleti úton egyaránt — a jégképző magvak aktivitását meghatározó tényezők további kutatása folyik, azzal a szándékkal, hogy újabb anyagokat találva tanulmányozzák a felhőfizikai folyamatoknak sokoldalúan gazdag lénységét.

Krasztanov ma sem pihen. Világhírűvé vált termodinamikai iskolájában a fiatalabb felhő-

fizikusok sorát nevelte fel, s indította útjuk. Tanítványai közül számosan vívták ki munkásságukkal a nemzetközi elismerés visszhangját. *Krasztanov* ma is ötletekben gazdag lendítője, irányítója és munkása e megejtően izgalmas légkörfizikai problémakörnek, s az elkövetkező években bizonyára termékeny szülője lesz újabb és jelentős eredményeknek. Ehhez a munkához kívánunk jó egészséget és hosszú életet Szerkesztő Bizottságunk nevében is, mert büszkék vagyunk arra, hogy *L. Krasztanov* akadémikust már 1956-ban tagjaink közé sorolhattuk.

Dési F.

*

BERKES ZOLTÁN NYUGALOMBA VONULT

Az első világháborút követő visszaesés után a meteorológia fejlődése többé-kevésbé új utakon indult meg. Az új utakat a légkörről nyert nagyobb információs anyag és az adatközlés gyors fejlődése nyitotta meg. A 30-as években a rádió alkalmazása egyrészt lehetővé tette a rádiószondák bevezetését, s ezzel mód nyílt a felsőbb légrétegek rendszeres megfigyelésére. Másrészt a rádió útján kisebb országok is gyorsan hozzájuthattak az aránylag nagy térségből, akár az egész hemiszférából származó meteorológiai adatokhoz. Az időjárás egynapos előrejelzésén túl egyre inkább realizálódott a hosszabb tartamú előrejelzések lehetősége. Ez az új feladat természetesen új szemlélet és új módszerek kialakítását kívánta, amelyek a technikai fejlődés adta lehetőségek felhasználásával nagyobb térség, végső fokon az egész légkör áttekintésével lehetővé teszik nagy légköri objektumok keletkezésének, változásának, elmúlásának nyomonkövetését, fizikai folyamatainak megismerését és végső célként előrejelzésüket. A távelőjelzés éppen ez a tágabbkörű szemlélet, a légkör egészének, sőt a kozmikus hatásoknak szintézise különbözteti meg a rövidtávú előrejelzések kisebb térségre, de ezen belül inkább a részjelenségekre irányuló módszereitől. Egyetérthetünk *Berkes Zoltánnal* abban, hogy a távelőjelzésre akkor vállalkozhatunk, ha rajta tarthatjuk a kezünket a légkör „érverésén”.

Ennek az érverésnek a ritmusát kezdte kutatni *Berkes* a kozmikus hatásokból, a napfelületi jelenségekből kiindulva a 30-as évek végén. Tudományos pályája egybeesik a hazai távelőjelzés megindulásával és fejlődésével.

A második világháború előtt nem voltak meg a személyi feltételek rendszeres távelőjelző szolgálat megindítására, de azoknak a nagyobb koncepciójú összefüggéseknek a vizsgálata, amelyekre *Berkes* kutatásai irányultak (a légnyomás változásai és eloszlása Magyarországon, szakaszok a csapadék járásában, az északi fényjelenségei Magyarországon, éghajlatváltozások és éghajlatingadozás, a földmágnesség és az időjárás kapcsolata, nap-

és holdhatások a Föld légkörében stb.), az átfogó szemléletre való törekvést mutatják, s megalapozták a távelőrejelzés bevezetését.

Előkészítő kutatásai jól átgondolt terv alapján a légkört a kozmikus térségből érő behatások, elsősorban a naptevékenység és az időjárás kapcsolatainak vizsgálatával kezdődtek. A Nap tengelyforgásának megfelelő 27 napos periódus figyelembevétele a távelőrejelzésben nem adott 60%-nál magasabb beválási valószínűséget. Ezt követően *Berkes* a 29,5 napos holdhónap periódusa szerinti ritmust látta a csapadékváltozásban. A holdhatás, amely valószínűleg a reflexióra visszavezethető szekundáreffektus, máig is vitatott kérdés a meteorológiában, de újabb — főként amerikai kutatások — ennek realitását megerősítik.

1945. november 1-én *Berkes* vezetésével megalakult az Országos Meteorológiai Intézet távelőrejelző osztálya, amely kezdetben a nap- és holdhatások, a perióduselemzés módszereit alkalmazta a két hetes előrejelzések elkészítésében, de ezzel párhuzamosan megkezdte a makroszintoptika módszereinek, elsősorban a Multanovszkij-féle gyújtótérképeknek alkalmazását is. *Berkes* és munkatársai az elmúlt két évtized során a távelőrejelzés fejlesztése érdekében a gyakorlatban is megvizsgálták a félhavi előrejelzések minden ismert módszerét, mind a szintoptikus, mind a fizikai-statisztikai módszereket, de nem hanyagolták el a nehéz és gyakran balsikerekkel járó kozmikus meteorológiai kutatásokat sem. Az 1952-ben Magyarországon rendezett nemzetközi távprognosztikai konferencia elismeréssel fogadta a hazai távelőrejelző kísérletek bemutatását. Az 1957—58-ban nemzetközi összefogással rendezett geofizikai év, és az ezt követő együttműködés, a Nyugodt Nap Éve stb. igazolták *Berkes* kezdeti irányvonalát: a kozmikus hatások tanulmányozása, különösen a mesterséges holdak bevezetésével, a meteorológia érdeklődésének előterébe került.

A távelőrejelző osztály munkája az északi félgömbi térképek rendszeres megrajzolásával jelentősen bővült, s a módszerek fejlesztése, a részletkutatások eredményeinek alkalmazása az előrejelzések beválását a 60-as évek elején már 70%-ra emelte.

A távelőrejelzések rendszeres közlése, elsősorban a népgazdasági szervek részére, 1946-ban kezdődött. Az előrejelzések iránti érdeklődés egyre nőtt, s ma a félhavi előrejelzés az Országos Meteorológiai Intézet egyik legelterjedtebb információs kiadványa.

A *Berkes* Zoltán által vezetett távprognosztikai kutatások a későbbiek során is két irányban folytak. A napfoltok és a földmágneses háborgások figyelembevételével folytatták a kozmikus hatások tanulmányozását, s kimutatták többek között, hogy a földmágneses tér korpuszkuláris jellegű háborgásai a kanadai—grönlandi térség nyomásváltozásain keresztül

kapcsolatban vannak a középeurópai hőmérséklet alakulásával. *Berkes* és munkatársai a távprognosztikai kutatások másik vonalán az előrejelzések makroszintoptikai módszereit fejlesztették, elsősorban a hideg légtömegeknek a Kárpátok térségében tapasztalt áthelyeződés tanulmányozására. Makroszintoptikai módszerekkel indíthaták meg 1967 végén az ötnapos előrejelzéseket (távolabbi kilátások címén).

Berkes Zoltán értékes kutatómunkája, távprognosztikai önálló módszerei, nemkülönben az időjárás globális folyamataira irányuló vizsgálatai, Európa és a Kárpát-medence térségére vonatkozó energetikai kutatásai nemzetközileg is elismertek, eredményeit gyakran idézik a világirodalomban. Munkásságának itt közölt, rövid áttekintése elválaszthatatlan a hazai távelőrejelzés történetétől. Munkamódszerei a távelőrejelzés későbbi szakaszában, amikor az előrejelző világközponthoz nagy térségű objektív előrejelzéseit hazánk területére alkalmazni s a helyi sajtóságok figyelembevételével részletezni kell, nem nélkülözhetők és tovább fejlesztendők.

Nyugalomba vonulása éppen ezért kutatómunkájának nem befejezését, hanem annak csak egy állomását jelenti. Megemlékezésünk sem bücsűvétel, hanem visszapiantás egy eredményes munkaszakaszra, és azt a kívánságunkat tükrözi, hogy operatív, szervező feladatoktól mentesen, tudományos tapasztalatait felhasználva még sok értékes eredménnyel gazdagítsa a meteorológia s a távprognosztika tudományterületét.

Béll B.

*

KÁRPÁTMETEOROLÓGIAI MUNKACSOPORT ÜLÉSE BUKARESTBEN

A III. Kárpátmeteorológiai Konferencia határozata alapján *A domborzat hatása az időjárás alakulására* néven megalakított munkacsoport második ülését Bukarestben tartotta, 1968. december 12—14. között. Az ülésen résztvettek a csehszlovák, jugoszláv, lengyel, magyar, román és az ukrán meteorológiai szolgálat képviselői. Prof. *M. Cadez*, a munkacsoport vezetője beszámolt arról a tevékenységről, amelyet a munkacsoport az 1966-ban megtartott első ülése óta végzett. E tevékenység során, a munkacsoport vezetője által javasolt metodikával, mezoszintoptikai térképek készültek a figyelembe vett hegyszintoptikai térségében jellegzetes, a szokásos, operatív szintoptikai elemzéssel fel nem deríthető időjárási jelenségek vizsgálata céljából. Az egyes analízisek összeállítására az egész térségre nem okozott nehézséget, s az összehozott térképek lehetőségét nyújtának mind a nyári, mind a téli időszakokban az orográfia által létrehozott jelenségek kialakulásának és fejlődésének elemzésére.

Prof. M. Cadez beszámolt arról is, hogy a Kárpát-munkacsoport tevékenységét megismerve, az alpi konferencia javaslatára, hasonló metodikával dolgozó alpesi kutatócsoport alakult meg, s a két munkacsoport tevékenységének egybehangolását ő vállalta el.

Az ülés résztvevői megvitatták a jövőben elvégzendő feladatokat. Elfogadták, hogy 1968 október és 1970 július között kijelölt időszakokra vonatkozóan — a korábbiakban már alkalmazott metodika szerint — részletes analízist készítenek, s ezt a többi résztvevőnek megküldik, illetve az analízisek összeállítását elvégzik. A kiválasztott periódusok egyeznek az alpi munkacsoport által elfogadott időszakokkal, így lehetőség nyílik e két munkacsoport eredményeinek szintézisére.

Koflanovits E.

*

BÉLL BÉLA 60 ÉVES

Hetvenharmadik évfolyamunk megkezdésekor Szerkesztő bizottságunk — úgy gondoljuk, olvasóink nevében is — köszönheti egy évtized óta tevékeny tagját, Béll Béla c. egyetemi tanárt, abból az alkalomból, hogy a közelmúlt napokban töltötte be hatvanadik életévét. Köszöntjük személyében nemcsak folyóiratunk egyik szellemi irányítóját, hanem negyedfél évtizede szorgos munkatársát, a magyar meteorológiai szakirodalom széles tárgyismertű, esiszolt stíluskészségű művelőjét, ki az Országos Meteorológiai Szolgálat tudományos igazgatóhelyetteseként ma már nemcsak személy szerint, de a Szolgálat keretében vezetőségre bízottak kutatómunkájának irányítójaként a magyar meteorológiai szakirodalomnak közvetve is egyik legszámottevőbb művelője.

Béll Béla matematika-fizika szakos középiskolai tanári oklevéllel a kezében lépett a meteorológus-pályára s vált hamarosan ízig-vérig meteorológussá, majd a meteorológus-képzés egyik erősségévé. A pályakezdés óta eltelt 35 év során kisebb-nagyobb tanulmányaival rendre találkoznak folyóiratunknak szinte minden évfolyamában.

Írásaiban eleinte a meteorológiai műszerek mérés technikai kérdései, de az állami ösztöndíjaként — Németországban, Potsdamban, Lindenbergben — eltöltött egyesztendő tanulmányútja befejeztével már inkább a sugárzásmérés, később pedig tel-

jesen a magaslégkör kutatás módszertani problémái foglalkoztatják. Amikor pedig a hazai, egyre terebélyesedő aerológiai mérések során kellő mennyiségű és minőségű anyag gyűlik össze, újszerű és eredeti feldolgozásmódszerekkel, külön kötetekben állítja előnk a Budapest fölötti szabadlégkörnek először hőmérsékleti (1941), majd légnyomásai, szél- és nedvességviszonyait (1954, 1965). Az aerológiai mérés-technika fejlődése, a pilót-mérések és ballon-szondák, majd a rádiószondák és rádióteodolitok szolgáltatta mind értékesebb anyag birtokában Béll Béla tanulmányai is egyre szélesebb skáláját fedik le az aeroklimatológiának s az aerológiai szinoptikának.

Nem lehet célunk, nincs is itt az ideje, hogy Béll Béla tudományos pályájának eredményeiről, szakirodalmi működéséről hatvanadik életévének betöltésekor életműnek kijáró részletességű, teljes, értékelő áttekintést adjunk. Az *Időjárás* hasábjai egyébként is csak lényegesen kisebb részét tartalmazzák annak a bő szakírói termésnek, melyet Béll Béla eddigi munkásságának eredményeként magáénak vallhat. Az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos kiadványsorozataiban megjelent, aerológiai tárgyú tanulmányai mellé u. i. majdnem nagyobb számmal sorakoznak a meteorológia tágabb területének eredményeit bemutató tudományos és ismeretterjesztő művei, a rokon tudományok (földrajz, fizika stb.) szakfolyóirataiban megjelent cikkei.

A magyaróvári Agráregyetemen, majd a budapesti Műszaki, valamint az Eötvös Loránd Tudományegyetemen megbízott előadóként, végül a szegedi József Attila Tudományegyetem természettudományi karán címzetes egyetemi tanárként kifejtett, két és fél évtizedet átívelő oktatói ténykedése bizonyossága annak, hogy egyaránt „otthon van” a meteorológiának úgyszólván minden ágában, s hivatott képviselője tudományunknak mind a hazai, mind a nemzetközi tudományos fórumokon.

Ennek a termékeny, sokrétű és fáradhatatlan tudományos kutatói-szervezői munkásságnak — szerzőként is, Szerkesztő bizottságunk tagjaként is — eredményes folytatásához kíván Béll professzornak, a műszaki (meteorológiai) tudományok doktorának, születése hatvanadik évfordulóján további erőt, jó egészséget

az *Időjárás Szerkesztő bizottsága*



A SZOCIALISTA ORSZÁGOK KÖZÖS ŰRKUTATÁSI KÍSÉRLETE

A Szovjetunióban 1968. december 20-án Föld körüli pályára juttatták a *Kozmosz*—261 elnevezésű mesterséges holdat. A műhold fel-lövésére a szocialista országok Szófiában tartott űrkutatási konferenciáján született meg-állapodás alapján került sor (1. *Időjárás*, 72. évf. 378. o.). A világűr békés célú vizsgálatára és felhasználására vonatkozó együttműködési programmal összhangban a kísérlet végrehaj-tásában részt vesznek Bulgária, Csehszlovákia, Magyarország, Lengyelország, a Német De-mokratikus Köztársaság, Románia és a Szov-jetunió tudományos kutatóintézetei és csillagá-szati megfigyelő intézetei.

A kísérlet fő feladata a Föld felső légkörében végbemenő változások vizsgálata, elsősorban mágneses vihar és sarki fény megjelenése idején. Ennek keretében a műhold méréseket végez a Napból érkező geoaktív elektron és proton részecskékre, a magas hőenergiájú elektronokra, valamint a felső légkör sűrűségé-nek a sarki fény idején mutatkozó változásaira vonatkozóan. A szocialista országok földi meg-figyelésekkel vesznek részt a közös űrkutatási kísérletben. E mérések között szerepel az ionoszféra vertikális szondázása, az ionoszféra elnyelésének mérése, a hirtelen ionoszférikus háborgások észlelése, továbbá a mesterséges hold optikai követése.

A *Kozmosz*—261 rátért kijelölt pályájára; kezdeti pályaelemei: apogeum 650 km, peri-geum 220 km, keringési idő 93 perc, inklináció 71°. A műholdon elhelyezett tudományos berendezések kifogástalanul működnek, a hold várható élettartama 30—45 nap.

Tánczer T.

*

IONOGRAM KIÉRTÉKELÉSI SZEMINÁRIUM ÉS NAP-FÖLD FIZIKAI SZIMPOZIUM A SZOVJETUNIÓBAN

A Szovjetunió Krimi Asztrofizikai Obszerva-tóriumában a Szocialista Országok Geofizikai Együttműködése (KAPG) rendezésében 1968. október 9—11 között ionogram kiértékelési szeminárium volt, amelyen a vendéglátó Szovjetunió szakemberein kívül Bulgária, Lengyelország, a Német Demokratikus Köz-társaság küldöttei, hazánkból pedig *Bence Pál*, *Flórián Endre* és *Saikó János* vettek részt. A szeminárium célja az első Nemzetközi Geofizikai Év (1957—58) óta az ionogramok kiértékelésénél összegyűlt problémák és a szer-zett tapasztalatok megvitatása volt, ezen kívül ebben a témában tíz érdekes előadás is elhangzott. A megbeszélések annak a törekvés-nek a jegyében zajlottak le, hogy a Föld vala-mennyi ionoszféra-vizsgáló állomásán ugyan-azokat a szempontokat figyelembe véve érté-keljék ki az ionogramokat és így a legtöbbet

nyújtsák mind az operatív, mind a kutató munka számára. A szeminárium végén, egyes kiértékelési szabályokkal kapcsolatban, a részt-vevők a ajánlásokat nyújtottak be a Nemzetközi Tudományos Rádió Uniónak (URSI), továbbá javasolták, hogy 1969-ben vagy 1970-ben a vertikális ionszondázással foglalkozó szak-emberek ismét jöjjenek össze.

A szemináriumot követően, 1968. október 12—18. között, a Szovjetunióban működő Nap—Föld fizikai bizottság, az Interkozmosz Tanács és a geofizikai bizottság ugyancsak a Krimi Asztrofizikai Obszervatóriumban *Nap—Föld fizikai szimpoziumot* rendezett. Ezen a szovjet delegáció mellett Bulgária és a Német Demokratikus Köztársaság küldöttei, valamint Magyarország képviselőiben *Barta György*, *Bence Pál*, *Dezso Lóránt*, *Flórián Endre*, *Saikó János*, *Somogyi György* és *Szeme-rédy Pál* foglaltak helyet. A szimpozium előadói (köztük olyan neves tudósok, mint *Mustel*, *Vernov* és *Alpert*) a Napot és földi hatásait mutatták be, felhasználva már a mesterséges bolygókról szerzett információkat is. Magyar részről *Bence Pál* (MTA) az *E* szporadikus felhőzet keletkezéséről, *Somogyi György* (KF KI) pedig a kozmikus sugárzásról tartott előadást. A szimpoziumot Jalta-Szimeizbe és Bahcsiszerájba vezető kirándulás tarkította, majd kellemes fogadást zárta be.

Saikó J.

*

NUMERIKUS ELŐREJELZÉSI SZEMINÁRIUM STOCKHOLMBAN

1968. október 28. és november 15. között a svéd meteorológiai és hidrológiai intézet, valamint a stockholmi nemzetközi meteoroló-giai intézet szemináriumot rendezett Stock-holmban, amelynek témáját az időjárás számszerű előrejelzésének időszzerű kérdései alkot-ták. A magyar meteorológiai szolgálat részéről a szemináriumon *Adámy László* tud. munkatárs vett részt. A rendelkezésre álló viszonylag rövid idő alatt a 60 órára terjedő elméleti előadásorozatot 20 óra gyakorlati foglalkozás egészítette ki. Az előadások szóltak a számsze-rű időjárás előrejelzés alapjairól, numerikus módszereket mutattak be a véges differencia-egyenletek megoldására, foglalkoztak az auto-matikus adatfeldolgozással, a barotrop és baroklín előrejelzési modellekkel, továbbá néhány órában dinamikus klimatológiával, az empirikus ortogonális függvények meteoroló-giai alkalmazásával és a számítógépes statisztikai előrejelzések módszereivel. Az előadásokat a svéd meteorológiai intézet tudományos munkatársai, a svéd tudományegyetem taná-rai, professzorai tartották, egy előadót Helsin-kiből hívtak meg a szemináriumra.

A svéd meteorológiai intézetben hazai gyártmányú, SAAB D—21 jelzésű elektronikus számítógépet használnak az időjárás számsze-

rú, operatív előrejelzésére. E gép 45 különböző utasítást képes végrehajtani, egy másodperc alatt 110 000 összeadást, ill. 25—28 ezer szorzást végez 2^{24} nagyságrendű számokkal. A gyorsmemória-egység 32 768 „szó” (2^{24} nagyságrendű szám) befogadására alkalmas. E technikai jellemzők alapján a svéd meteorológusok számítógépüket — összevetve a nyugati piacon jelenleg figyelembe vehető gépekkel — „közepes” teljesítményűnek tartják. Mivel az előadásokat e számítógép bemutatásával tudták kiegészíteni, a szeminárium szervezői elsősorban azon szolgálatok érdeklődésére tartottak számot, amelyek jelenleg közepes teljesítményű gépekkel dolgoznak, ill. a jövőben terveiket ilyen gépeken kívánják megvalósítani. Valóban, a szemináriumon a kis nemzetek képviselői vettek részt: egy-egy hallgató érkezett Dánia, Egyiptom, Finnország, Hollandia, Portugália és Svájc meteorológiai szolgálatától, míg a szocialista országokat egy-egy lengyel, román és magyar, továbbá két cseh meteorológus képviselte.

A szemináriumon bemutatták, hogyan választja ki a D—21-es gép a meteorológiai táviratokból az előrejelzésekhez szükséges adatokat. Mivel az operatív szolgálatban nincs lehetőség arra, hogy az esetleges hibás táviratokat szakember helyesbítse, a gép automatikusan ellenőrzi a kiválasztott adatokat, s a felfedezett hibákat — ha erre van lehetőség — kijavítja. A svéd szolgálat tapasztalata szerint a távközlési nehézségek következtében a meteorológiai táviratok 15% - a hibásan érkeznek a központokba. Így az ellenőrzés igen lényeges része a munkafolyamatnak, mivel a hibás adatok teljesen rossz előrejelzéseket eredményezhetnek. Az adatgyűjtés után az objektív analízis következik, amelyet az északi féltekén kijelölt 1856 rácspontra hajtanak végre (az általánosan használt rácsávolság 300 km), majd egy három-paraméteres baroklín modell segítségével az előrejelzés. Ennek eredményét a gép térképes formában közli, s ezeket használják fel a szolgálatban az időjárás előrejelzésének elkészítésénél.

A szeminárium résztvevői látogatást tettek a SAAB vállalat számítógép-gyáregységében, ahol az újabb, D—22 jelzésű gépek is készülnek. Ezek teljesítménye mintegy 2,5-szerese a jelenleg használt D—21-es gépnek. A közeljövőben a szolgálat is kap D—22-es gépet, ez már a gyár próbatermében áll, s a végső ellenőrzések után rövidesen átadásra kerül. A meteorológusok arra számítanak, hogy az új gép segítségével még tökéletesebb matematikai modellekkel készíthetik az előrejelzéseket, s felhasználhatják nemcsak a nyomási mező és a szél, hanem a hőmérséklet, a csapadék, ill. az időjárás komplex, gépi úton történő előrejelzésére is. A kutatási eredmények ugyanis azt mutatják, hogy a numerikus előrejelzések alapján tovább tökéletesíthető a hagyományosan jó skandináv előrejelzések minősége.

A szeminárium lehetővé tette, hogy a szakemberek egymással és a rendkívül szívélyes, vendégszerető házigazdákkal jó baráti kapcsolatokat teremtsenek. A résztvevők azzal búcsúztak egymástól, hogy remélik, ezek a kapcsolatok megmaradnak és a jövőben valamilyen nyírók számára hasznosan fejlődnek.

Adámy L.

*

KONFERENCIA AZ ÁLTALÁNOS CIRKULÁCIÓ KÉRDÉSEIRŐL TBILISZIBEN

A szovjet Hidrometeorológiai Szolgálat a Kaukázuson-túli Hidrometeorológiai Tudományos Kutatóintézetben, Tbilisziben, 1968. november 25—29. között össz-szövetségi konferenciát tartott az általános légkörzés kérdéseiről. A konferencián elhangzott előadások öt fő téma köré csoportosíthatók: 1. Az általános légkörzés hidrotermodinamikai modelljének tanulmányozása; 2. Az időjárás hosszútávú előrejelzésének módszerei; 3. A tenger-légkör kölesönhatások vizsgálata; 4. A meteorológiai műholdak méréseinek felhasználása az általános légkörzés kutatásában; 5. Globális légköri folyamatok.

A konferencián a szovjet szakembereken kívül néhány szocialista ország képviselője is részt vett. Meghívott vendégek érkeztek a Mongol Népköztársaságból, Lengyelországból, a Német Demokratikus Köztársaságból és Romániából, a magyar meteorológusokat *Bodolai István* tud. főosztályvezető és *Koppány György* tud. munkatárs képviselte.

Az általános légkörzés hidrotermodinamikai modelljének tanulmányozásával kapcsolatban néhány olyan rész-eredményt mutattak be az előadók, mint a légköri hatásközpontok kialakulása, továbbá a különböző határfeltételek esetén fellépő hosszuhullámok keletkezése stb. Igen érdekes volt az az előadás, amelyik a Földhöz közeli bolygók általános légkörzésének karakterisztikáival foglalkozott. Összehasonlította a Föld, Mars, Vénusz légkörében és a Merkúr hipotetikus légkörében lejátszódó általános cirkuláció főbb jellemvonásait. A bolygók légköre olyan hőerőgépek tekinthető, amely a napsugárzás energiáját a légkör mozgási energiájává alakítja át. Mint az előadásból kitudt, a különböző bolygók általános légkörzése közel azonos hatásokkal dolgozó hőerőgépként „működik”. Ez a hatások kb. 0,1, míg az óceánok, mint hőerőgépek hatásoka néhány nagyságrenddel kisebb.

A meteorológiai műholdak mérésadatai többek között segítséget nyújtanak a havi vagy évszakos átlagos felhőzet meghatározásához földi méretekben, továbbá a trópusi vidékek és óceánok fölötti ciklonok földértésében. Ezenkívül a műholdak által készített felhőképek közvetve lehetővé teszik a vertikális mozgások meghatározását, ill. a topográfia-térképek minőségének javítását.

Érdekes előadások hangzottak el a troposzféra és sztratoszféra cirkulációjának kapcsolatáról. Ebben a kérdésben a rakétával magasba juttatott nyomelemek követése jelent korszerű vizsgálati módszert. Néhány előadó foglalkozott az Északi- és Déli-félgömb cirkulációjának kapcsolatával.

Széles körben alkalmazott vizsgálati módszer a meteorológiai mezők felbontása természetes ortogonális összetevőkre. Ez a módszer egyebek között arra is alkalmas, hogy az éghajlat ingadozások természetét behatóbban tanulmányozhassuk. Így szinkron és aszinkron kapcsolatokat találtak az Atlanti- és a Csendes-óceán szekuláris éghajlat ingadozásai között. A kanonikus korreláció számítás alkalmazásával a természetes ortogonális összetevők felhasználhatók mint prediktorok az időjárás előrejelzésére.

A szovjet szakemberek mellett néhány külföldi vendég is tartott előadást. Magyar részről *Koppány György* „A csapadék és hőmérséklet középtávú előrejelzésének lehetőségei Magyarországon” címmel ismertette a legutóbbi évek hazai távprognosztikai kutatásainak néhány eredményét.

A konferencián rendkívül sok volt az előadás, így az utolsó napra tervezett általános vita sajnálatosan rövid időre korlátozódott. A konferencia színhelye a Kaukázuson-túli Hidrometeorológiai Kutatóintézet modern épülete volt. A grúz vendéglátók figyelmességét és szervezőkészségét dicséri az a szívélyes bánásmód, amiben a nagyszámú vendéget résziesítették. A konferencia befejezése után kirándulást szerveztek Grúzia évezredes történelmi emlékeinek megtekintésére.

Koppány Gy.

*

AEROKLIMATOLÓGIAI ATLASZ A DÉLI FÉLTEKÉRŐL

1967 januárjában az Egyesült Államok nemzeti légkörkutató központja (NCAR) és az ESSA adatszolgáltató központja megegyezett abban, hogy kooperáció keretében egy sor klimatológiai térképet szerkeszt a Déli Féltekéről. A térképek és diagramok négy kötetben jelennek meg. Az I. kötet a főszintek magasság (nyomás), hőmérséklet és harmatpont térképeit tartalmazza, főszerkesztője *J. J. Taljaard*, a dél-afrikai meteorológiai szolgálat munkatársa. A II. kötetben a zonális és meridionális geosztrófikus széladatok kapnak helyet, a III. kötet pedig az eredő geosztrófikus szél térképeit foglalja magában; főszerkesztők az NCAR munkatársai: *H. van Loon*, illetve *R. L. Jenne*. Végül a IV. kötetbe *H. L. Crutcher* (ESSA) irányítása mellett a magasság, a hőmérséklet és a harmatpont válogatott meridionális metszetei kerülnek.

Az atlasz II. és III. kötete 1968 második felében látott napvilágot, az I. és a IV. kötet 1969-ben jelenik meg.

Szalay G.

*

ÚJ LENGYEL METEOROLÓGIAI RAKÉTA

A lengyel hidrometeorológiai szolgálat krakkói rakéta- és műholdkutató intézetében új, a légkör alacsonyan fekvő szintjeinek vizsgálatára alkalmas meteorológiai rakétát szerkesztettek. A RASKO II elnevezésű, 1,5 m hosszúságú rakéta 3 km-es magasságot képes elérni. Segítségével felhőmódosítási és felhőszlatási kísérletek szándékoznak végrehajtani. A lengyel rakétakutatás ma már komoly múltra tekinthet vissza: a krakkói intézetben dolgozták ki annak az 1965 óta működő meteorológiai rakétaszondának a terveit is, amely 40 km magasságig méri a széladatokat.

Götz G.

*

VÁROSKLIMATOLÓGIAI SZIMPÓZIUM BRÜSSZELBEN

Városklimatológiai és építészeti alkalmazott klimatológiai szimpóziumot rendezett a Meteorológiai Világszervezet az Egészségügyi Világszervezet (WHO) közreműködésével 1968. október 15—25. között Brüsszelben. A szimpóziumon 25 ország és számos nemzetközi szervezet képviselőiben mintegy 130 szakember vett részt. A magyar meteorológiai szolgálatot *Gajzágó László* tud. csoportvezető képviselte, a WHO meghívására az Egészségügyi Minisztérium *Mórik József* tud. osztályvezetőt (OKI) delegálta.

A szimpózium első hetében elhangzott 40 előadás a városklíma-kutatás eredményeit mutatta be, amelyek a gyakorlatban elsősorban a korszerű városrendezésnél használhatók fel. Foglalkozott az időjárási tényezők — a légáramlás, sugárzás, hőmérséklet, légnedvesség és csapadék — városon belüli változásaival, módosulásaival. Számos előadó részletezte az eredet és a minőség szerint igen sokféle légszennyező anyag biológiai hatásait, klíma-módosító szerepét, speciális terjedési és felhalmozódási feltételeit a városi környezetben. E tárgykörökbe jól illeszkedtek *Gajzágó László* „A globálisugárzás eloszlása Budapesten” és „A kéndioxid-koncentráció időjárástól függő változásai” című, nagy érdeklődéssel kísért előadásai.

A második héten 28 előadás az időjárási tényezők technikai és építészeti vonatkozásait tárgyalta. Többek között a következő témák kerültek napirendre: a hőmérséklet és légnedvesség az épületen belül és a környezetben, a benapozás és sugárzásvédelem, a fűtés és légkondicionális klimatikus vonatkozásai, a szélnyomás, huzatosság, csapóeső, hőteher,

valamint a csatornázás és a téli közlekedés problémái. E témakört a hagyományos építkezéstől eltérő lakótelepi torony- és sávházak, az átlagos beépítési szint fölé emelkedő csupavég irodaházak, továbbá az aluljárók, gyorsforgalmi és magas utak építése és üzemeltetése során világszerte tapasztalt problémák tették időszerűvé. Több előadás ismertette a technikai szempontból felhasználható és felhasználandó klimatológiai tájékoztatás formáit, a műszaki és meteorológus szakemberek együttműködését.

A meteorológus, valamint a higiénikus, városrendező és építész szakemberek között az előadások után és gyakran a szünetekben is folytatódó viták elősegítették a problémák több oldalról történő megvilágítását. A brüsszeli meteorológiai intézetben tett látogatás és a kulturális programok során a különböző országok szakemberei között a jövőre vonatkozóan hasznos együttműködést biztosító személyes kapcsolatok létesültek. A mintaszerű rendezésért a WMO lelkes szervező gárdáját és a vendéglátó belga meteorológiai szolgálatot illeti köszönet.

Gajzágó L.

*

AZ ŪRKUTATÁS HÍREI

A floridai Cape Kennedy támaszpontonról 1968. augusztus 10-én indították el az ATS—IV távközlési kísérleti mesterséges holdat. A *Centaur*-típusú hordozórakéta hibája következtében azonban a tervezett geoszinkron pályát (a 36 000 km-es pályamagasságot) nem sikerült elérni, a hold erősen elliptikus pályára került és ezért bukdácsoló mozgásba kezdett; kezdeti pályaelemei: apogeum 787 km, perigeum 218 km, keringési idő 94,67 perc, inklináció 29,031° voltak. A nappali és éjszakai felhőzet megfigyelésére szerkesztett kis látószögű, nagy felbontóképességű meteorológiai televíziós kamera a hiba miatt nem volt képes használható információkat szolgáltatni. Bár a holdra szerelt két nagyfrekvenciás reléállomás hibátlanul működött, a nagyfokú bukdácsolás a tervezett telekommunikációs kísérletek végrehajtását is meghiúsította. A műhold még a múlt év végén megsemmisült.

Az amerikai űrhajózási hivatal, a NASA, bejelentette, hogy az ATS—III távközlési műhold 1968. december 6-án hajnalban az Egyenlítő mentén nyugat felé irányuló relatív mozgásba kezdett. Nyár közepe óta tartott pozíciója a 47°W hosszúság volt, a műhold jelenlegi mozgásának sebessége 0,50°/nap.

A második *Orbiting Astronomical Observatory* (OAO—2) mesterséges hold fellövését követően az ATS—III műhoddal végzett WEFAX-kísérletek időtartamát számottevően mérsékeltek (december 10 és 15 között az adások teljesen szüneteltek), mivel ezt atáv-közlési műholdat is igénybe vették az OAO-

hoddal kapcsolatos manőverek lebonyolításához. Az OAO—2 műholdat, a NASA eddigi legbonyolultabb és legköltségesebb automatikus mesterséges holdját 1968. december 7-én *Atlas-Centaur* hordozórakéta vezérelte 768 km magas körpályára. A két tonnás, 75 millió dollár költséggel megépített mesterséges holdon 11 távcsövet helyeztek el, elsősorban a csillagos égboltnak a Föld légköre által teljes mértékben elnyelt ultraibolya sugarak tartományában (a 0,11 μ körüli hullámhosszakon) történő tanulmányozására. Elődjét, az OAO—1 mesterséges holdat 1966. április 8-án bocsátották fel, és bár maga az indítás sikerült, a műhold rádióberendezése nem működött.

A californiai Lompoc állomásról 1968. augusztus 16-án fellőtt 156 kg súlyú, 57 cm magas és 107 cm átmérőjű, henger alakú ESSA—7 műhold sikeresen hajtja végre a felhőzeti és sugárzási megfigyeléseket. Pályájának apogeuma 1472 km, perigeuma 1469 km, periódusa 115,32 perc, inklinációja pedig 101,72°. A globális felhőkép-gyűjtést két azonos 2,54 cm-es AVCS-kamera végzi, az adatok a kiolvasásig mágnesszalagon rögzítődnék. A nap-és fűldugárzást mérő szenzorok a földfelszín által visszavert napsugárzás és a hosszszűhullámú kisugárzás hemiszférikus eloszlásáról szolgáltatnak adatokat a washingtoni meteorológiai világközpont részére.

A TOS-rendszer automatikus képtovábbító berendezéssel felszerelt negyedik mesterséges holdját, az ESSA—8 holdat a NASA 1968. december 15-én juttatta Föld körüli pályára. A fellövés az előzőleg bejelentett tervnek megfelelően sikerült: a napszinkron pálya apogeuma 1470 km, perigeuma 1430 km, közepes magassága 1450 km, inklinációja pedig 78,15°. A hold keringési ideje 114,42 perc, a szomszédos pályák földi vetületei egymástól 28,67 fokos távolságra helyezkednek el; a hold a Föld megvilágított oldalán az Egyenlítőt észak—déli irányban 0852 óra helyi időben lépi át. Az APT-képek kisugárzása a 137,62 Mc frekvencián december 17-én 1325 GMT órakor (23. körülfordulás) kezdődött el.

Az ausztráliai Woomera támaszpontonról 1968. november 30-án megkísérelték felbocsátani a háromlépcsős *Europe*—I elnevezésű rakétát. A kísérletet megelőzően két héten belül négyszer halasztották el különböző nehézségek miatt a rakéta kilövését. A felbocsátási szakaszban a kísérlet sikerült, a harmadik fokozat túl korai begyulladására következtében azonban a rakéta nem állt rá a tervezett pályára. A nyugat-európai országok közös vállalkozásaként az ELDO keretében megépített rakéta egyes fokozatait az angolok, a franciák, ill. a nyugatnémetek készítették el.

A meteorológiai mesterséges holdakkal nyerhető információk egyre szélesebb körű felhasználásáról az *Időjárás* hasábjain többször beszámoltunk. Legutóbb elhatározták, hogy az ESSA-holdakat az éhínség leküzdésére indított nagyméretű ENSZ-akcióba is bekapcsol-

ják. Az *Undaunted* óceánográfiai hajó APT-berendezése venni fogja a Guineai-öböl térsége fölött készített felvételeket, és remélik, hogy ezeken a műholdképeken — de elsősorban az 1969 közepétől az ITOS-rendszer keretében meginduló infravörös adások alapján — felde-ríthetővé válnak a meleg és hideg víztömegek határán húzódó „fekete víz” területek. Ezek-ben a körzetekben ui. a tapasztalatok szerint hatalmas tonhal-rajok tartózkodnak, s a kísér-let célja, hogy a kis afrikai államok halász-flottáit segítse e rajok felkutatásában.

Götz G.

*

AZ IDŐJÁRÁSKUTATÁS IDŐSZERŰ KÉRDÉSEI

Az elmúlt néhány év során az információ-gyűjtés és adattovábbítás technikája rohamos fejlődésének, az objektív analízis- és előre-jelzési módszerek térhódításának, továbbá a légköri folyamatokról alkotott elméleti ismereteink jelentős bővülésének lehettünk tanúi. A Magyar Meteorológiai Társaság ezért elhatározta, hogy *Az időjárás kutatás időszerű kérdései* témakörből három részből álló elő-adássorozatot rendez. Ennek keretében az első előadás 1968. november 14-én hangzott el a Technika Házában. *Béll Béla* társelnök megnyitó szavai után *Bodolai István* tud. fő-osztályvezető és *Jakus Emma* tud. főmunka-társ nagyszámú érdeklődő jelenlétében tartot-ták meg *Az időjárás előrejelzés lehetőségei és problémái a légköri mozgások három skáláján* című előadásukat.

Az utolsó évtizedekben a meteorológiai mérések, a megfigyelési adatok gyors továbbí-tása, összegyűjtése és tárolása terén óriási fejlődés indult meg. Önként vetődik fel a kér-dés: vajon mutatkozik-e hasonló méretű fej-lődés az előrejelzések biztonságának javulásá-ban is? Az előadók szerint az utóbbi fejlődés nem áll arányban az előbbivel. Ennek okát kutatva rámutattak a légköri mozgások ill. jelenségek különböző térbeli és időbeli méretei-re. A jelenlegi megfigyelési rendszer az idő-járási jelenségek *makroméretű* (100—1000 km nagyságú) elemzését teszi lehetővé, a gyakor-lati igények viszont a *mezo*, vagy még inkább a *lokális* jelenségek előrejelzésére irányulnak (10—100 km, ill. 5—10 km). A mezo és lokális

jelenségek (pl. egy-egy zivatarcella, helyi köd-képződés stb.) élettartama csak órákban mér-hető, az előrejelző szolgálat viszont 24—36 órára készít prognózisokat. A megfigyelő állomáshálózatnak a jelenleginél jóval sűrűbb-nek kellene lennie ahhoz, hogy lehetővé váljék a megkívánt finomságú diagnózis. A fennálló hiányosságot elsősorban az új technikai eszkö-zök hivatottak megszüntetni. A meteorológiai mesterséges holdak mérései, továbbá a nálunk jelenleg éppen csak megindult radar-megfigye-lések lehetővé teszik az időjárási helyzet min-den eddiginél finomabb diagnózisát és prognó-zisát. A radarberendezés képernyőjén a mete-orológus szemmel követheti a megfigyelőhely körül mintegy 200—300 km sugarú körzetben megjelenő csapadékgócok fejlődését és mozgá-sát. A felbontás olyan finom, hogy km-es nagyságrendű területekre vonatkozóan is ki-mutatható a csapadéksáv vagy jégeső jelene-te.

A legkorszerűbb és egyben legegzaktabb előrejelzési módszer a hidrodinamikai alapo-kon nyugvó előrejelzés, amelynek operatív alkalmazását a gyors elektronikus számítógépek megjelenése tette lehetővé. A numerikus előrejelzési módszerek helyettesítik az ember személyes közreműködését a nagyléptékű nyomási mezők előrejelzésében. A számítógép ui. automatikusan végzi a szükséges művelete-ket. A legtöbb szakember azonban úgy véli, hogy a jelenlegi numerikus előrejelzések nem zárják ki a tévedések lehetőségeit és nem pótol-ják az ember személyes irányítását a prognó-zisok megszerkesztésénél.

Az előrejelző szolgálatokhoz beérkező óriási adattömeg feldolgozása komoly nehézséget jelent. A meteorológiai világközpontok mellett (ilyen a washingtoni, moszkvai és melbourne-i világközpont) a közeljövőben megalakuló regionális központok feladata lesz, hogy a nem-zeti szolgálatokat némileg tehermentesítsék a feldolgozó és diagnosztikai munkák egy részétől.

Az előadást követő vitában *Béll Béla*, *Tar-dos Béla*, *Láng Sándor*, *Bódi Károly* és *Buda-vári Kurt* vettek részt. Hozzászólásaikban néhány szemponttal kiegészítették az érdeklő-déssel kísért beszámolót és kiemelték, hogy a napi előrejelzések sok értékes információt nyújtanak a prognózisok felhasználóinak.

Koppány Gy.

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató

69.0005 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

VÁNDORGYŰLÉSEINEK ANYAGÁT

tartalmazó kötetek korlátozott példányszámban még
kaphatók:

	ÁRA	
Az ipari meteorológia kérdései	31	Ft
Hévízfürdő természeti viszonyai és gyógyászatának néhány részlete	18	Ft
Alkalmazott éghajlattani kutatások Délkelet-Dunántúlon	26	Ft
A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken	26	Ft
A Balaton meteorológiájának és hidrológiájának néhány kérdése	26	Ft
Az erdészeti meteorológia néhány kérdése	26	Ft
Az öntözéses gazdálkodás agrometeorológiai kérdései a Tiszántúlon	26	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>Mészáros, E.</i> : On the Thermodynamics of the condensation on Water Soluble and Mixed Nuclei (English Text)	1
<i>Nagy, A.</i> : Vertical Profile of the Concentration of Large and Giant Atmospheric Particles (English Text)	12
<i>Péczely, Gy.</i> : Berücksichtigung der Schneeanhäufung und der Schneeschmelze bei der Analyse des Niederschlagssystems der Einzugsgebiete	22
<i>Balogh, Z.—Götz, G.—Szalay, G.</i> : On the Role of Vapour-Content in the Development of Thunderstorms	30
<i>Cubola, M.</i> : On the Problems of the Odour-Parameter of Air Pollution	38
<i>Koppány, Gy.</i> : Infrared Radiation Measurements from Artificial Satellites	44
<i>Probáld, F.</i> : Diurnal Variation of the Temperature Differences Between Downtown and Suburb Stations	49
Literature	
<i>Wagner, R. (red)</i> : Acta Climatologica (<i>Szilágyi T.</i>)	53
<i>Halabuk, L.—Hulyák, K.</i> : Weather and Crops (<i>Varga H. Z.</i>)	54
Chronicle	56

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. HROMOV (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

2

1969. MÁRCIUS—ÁPRILIS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

<i>Bónis Katalin</i> : A légköri vízgőz-kondenzáció kinetikája vízben oldódó magvak esetén (angol nyelven)	65
<i>Schienbein, S.—Nitschke, P.</i> : Egy munkaterem vízháztartásának ipari meteorológiai vizsgálata (német nyelven)	72
<i>Lingova, St.</i> : A sugárzási egyenleg napi és évi menetének néhány törvényszerűsége (orosz nyelven)	76
<i>Major György—Tárkányi Zsuzsanna</i> : A számtott sugárzási egyenleg területi eloszlása Magyarországon	81
<i>Szalay Gabriella</i> : A konvektív aktivitás hatása a meteorológiai elemekre a Balaton térségében	86
<i>Simon Antal</i> : A légköri nagy- és óriás-részecskék horizontális eloszlása a Kárpátmedencében	92
<i>Wirth Endre</i> : Jégesőképződési elméletek és megelőzési módszerek a Szovjetunióban	99
<i>Hirling György</i> : A meteorológiai rakéták mérőmódszerei	108
<i>Kapovits Albert</i> : Időjárásí radar Budapesten	113

Irodalom

Beszámoló a Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet 1966. évi munkájáról (<i>Antal Ernő</i>)	116
Agrobotanika (<i>Szakály József</i>)	117
<i>Sneyers, R.</i> : A hótakaró statisztikai jellemzői Belgiumban (<i>Koflanovits Erika</i>)	119
<i>Barry, R. G.—Charley, R. J.</i> : Légkör, időjárás és éghajlat (<i>Tóth Erzsébet</i>)	120
<i>Barbüsev, V. A.—Krülov, G. N.</i> : A meteorológiai mesterséges holdak irányításának szabályozása (<i>Aujeszky László</i>)	120

Krónika

A műholdak földi berendezéseivel foglalkozó munkacsoport ülése (*Mezősi M.*) — Évi beszámoló és klubdelután az MMT-ben (*Lépp I.*) — Ankét a föld anyag- és energiaáramlásairól (*Tánczer T.*) — *Czelnai Rudolf* szakértői útjáról (*Ambrózy P.*) — WMO-ösztöndíjasok hazaérkezése (*Mohácsi M.*) — Mikrometeorológiai tanulmányút Angliában (*Antal E.*) — Ötven éve halt meg *Hegyfok Kabos* (*Péczely Gy.*) — Új meteorológiai műhold-sorozat (ITOS) (*Tánczer T.*) — Az űrkutatás hírei (*Götz G.*) — Az időjárás kutatás időszerű kérdései (*Róth B.*)

121

E SZÁM SZERZŐI:

Bónis Katalin, az Aerológiai Főobszervatórium tud. segédmunkatársa; *Schienbein, S., Nitschke, P.*, a lipcsei Marx Károly egyetem munkatársai; *Lingova, St.*, a Bolgár Tud. Akad. Hidrológiai és Meteorológiai Intézetének tud. főmunkatársa; *Major György*, az Aerológiai Főobszervatórium tud. munkatársa; *Tárkányi Zsuzsanna*, az Aerológiai Főobszervatórium tud. csoportvezetője; *Szalay Gabriella*, az Előrejelző Központ tud. munkatársa; *Simon Antal*, az Aerológiai Főobszervatórium tud. csoportvezetője; *Wirth Endre dr.*, az Aerológiai Főobszervatórium tud. főmunkatársa; *Hirling György*, az Aerológiai Főobszervatórium tud. munkatársa; *Kapovits Albert*, az Előrejelző Központ tud. csoportvezetője.