IDŐJÁRÁS

3

1960. MÁJUS–JÚNIUS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
BODOLAI I., a fiz. tud. kandidátusa
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:
BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
TELEFON: 353-500

★

ELŐFIZETÉS:
EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

TARTALOM

Dési, F.: Vertical motion of isolated parcels of air (Zárt légtömegek függélyes mozgása) 129

Paszynski, J. (Warszawa): Luftverunreinigung und Sonnenstrahlung im Oberschlesischen Industriegebiet (Légszennyeződés és napsugárzás a felső-sziléziai iparvidéken) 137

Szepesi, D.: Die orographische niederschlagsbildende Wirkung der Gebirge des Karpatenbeckens (A Kárpát-medence hegységeinek orografikus csapadékképző hatásáról) 144

Pápai, L.: Empirical Ekman-model over Budapest (Tapasztalati Ekman-model Budapest felett) 152

Dobosi Zoltán: Vizsgálatok a talajközeli légréteg szélsőséges hőmérsékleteiről 164

Gajzágó László—Popovics Ivánné: Kísérlet hőérzeti tartományok megállapítására 170

Goll György: A talajközeli légtér gyorsfefolyású hőmérséklet-ingadozásai 175

Szakály József: Kísérlet mikrolégáramlás mérésére katatermométerrel 180

Aujeszky László: Középtartamú prognózisok a magyar meteorológiai szolgálatban 182

Mészáros Ernő: Néhány szó a csapadék keletkezésére vonatkozó újabb elméletekről 184

IRODALOM

Magyarország Hidrológiai Atlasza. III/3. Folyóink jégviszonyai *(Sz. Lőrincz A.)* 188

Grünewald, G.: A középeurópai időjárásváltozások tipizálása *(Péczely Gy.)* 188

Szohrina, R. F.—Cselpanova, O. M.—Sarova, V. A.: Az északi Félgömb légnyomása, hőmérséklete és csapadéka *(Péczely Gy.)* 189

KRÓNIKA 190

IDŐJÁRÁS

64. ÉVFOLYAM 3. SZÁM. 1960. MÁJUS—JÚNIUS

F. Dési:

Vertical motion of isolated parcels of air

Vertikale Bewegung geschlossener Luftmassen: Zur Bestimmung der vertikalen Geschwindigkeit wird eine Formel abgeleitet, in welcher auch das Gewicht der im aufsteigenden Luftquantum kondensierten Wassertröpfchen in Betracht gezogen wird. Es wird darauf hingewiesen, dass auf dem mit linearer Temperaturskale und logarithmischer Druckskale verfertigten Diagrammpapier die Labilitätsenergie — über dem Kondensationsniveau — genauer bestimmt werden kann, wenn der das Gewicht der Wassertröpfchen in Betracht ziehenden Korrektion gemäss, auch die sog. virtualen feuchten Adiabaten angewandt werden. Im Zusammenhange mit der Bestimmung der Labilitätsenergie wird ein in der theoretischen Fachliteratur nicht bekanntes Berechnungsverfahren mitgeteilt. Zum Abschluss wird vom Verfasser die Analyse und genauere Deutung der Gleichgewichtslagen und die praktische Abschätzung der Labilitätsenergie behandelt.

*

First of all it must be remarked that the friction is neglected in all of its forms, and the atmosphere is split up to layers in such way that within a layer the lapse rate of the factors determining the atmospheric state are continuous and in most cases constant, but on the boundary surface of the neighbouring layers one of the temperature curve shows discontinuity.

Let the air pressure be p_0 and its virtual temperature $\overline{T}_0$ at the lower boundary of a layer of thickness h. (In the course of the following always virtual temperatures in absolute degrees are meant, even if for the sake of simplicity only temperature is talked about.) Let a unit mass of air of pressure p_0 and of temperature T_0 place at the lower boundary of this layer. Lifting this to height z $(0 < z < h)$ let its pressure be there p and its temperature T. It is evident that

$$T = T_0 - \gamma \frac{z}{100}, \tag{1}$$

where γ is the dry or moist adiabatic lapse rate dependent on the circumstance whether the water vapour contained in the unit mass of air will remain unsaturated despite of the lifting, or became already saturated in consequence of the lifting. At level z the temperature of environment is given by the formula

$$\overline{T} = \overline{T}_0 - \overline{\gamma} \frac{z}{100} \tag{2}$$

$\overline{T}_0$ denotes the temperature of the environment at the lower edge of the layer of thickness h, $\overline{T}$ is the temperature of the environment at level z, while $\overline{\gamma}$ denotes the lapse rate of the environmental temperature. Since quasi-static change of state is supposed, the pressure of the environment is also p.

The buoyancy of the vertically moving unit parcel of air can be computed, as generally known, by means of the basic equation of hydrodynamics

$$-g-\frac{1}{\varrho}\operatorname{grad} p=\frac{dv}{dt} \tag{3}$$

If at some place of the atmosphere (in the surrounding) a state of equilibrium subists

$$-g-\frac{1}{\bar{\varrho}}\operatorname{grad} p=0, \tag{4}$$

the parcel of air of different density (ϱ), arriving there, will show an acceleration dv_z/dt.

$$-g-\frac{1}{\varrho}\operatorname{grad} p=\frac{dv_z}{dt}. \tag{5}$$

Subtracting (4) from (5)

$$\frac{dv_z}{dt}=g\frac{\bar{\varrho}-\varrho}{\varrho} \tag{6}$$

In formula (6) Archimedes' principle may be recognized : $\bar{\varrho}$ denotes the air mass which is driven back from its place by the moving parcel of air of the mass ϱ. Negative buoyancy, i. e. downward motion can be talked of, if $\varrho > \bar{\varrho}$. By using the gas equation

$$\frac{dv_z}{dt}=g\frac{T-\bar{T}}{\bar{T}}. \tag{7}$$

It must be mentioned here that (7) can be applied only to the motion of dry and unsaturated air-parcel. To the motion of a saturated parcel of air it can be applied only if the weight of water droplets, forming within the saturated air, is neglected. Considering this, formula (1) will be modified as follows [1] :

$$T\left(1-\frac{c_p}{r}\Delta T\right)=T_0\left(1-\frac{c_p}{r}\Delta T\right)-\gamma'\frac{z}{100}, \tag{8}$$

from which

$$T=T_0-\frac{\gamma' z}{100\,(1-c_p/r\cdot\Delta T)}, \tag{9}$$

or

$$\gamma'=(T-T_0)\left(1-\frac{c_p}{r}\Delta T\right)\frac{100}{z}, \tag{10}$$

where γ' is the moist adiabatic rate, c_p the specific heat of the air at constant pressure, r the evaporation heat and ΔT the temperature-difference between the dry- and the moist adiabat. Thus, when taking into consideration also the weight of the droplets, the value of T as in (9) must be substituted into (7). Evidently, $\bar{T}$ will not change because no droplets are supposed in its surrounding, and thus its value is in any case determined by (2).

The elementary work $dA = dv_z/dt$, displayed in the vertical motion, may be determined in the following way :

$$dA=g\frac{T-\bar{T}}{\bar{T}}dz, \tag{11}$$

and after the integration :

$$A=g\int_0^z\frac{T-\bar{T}}{\bar{T}}dz. \tag{12}$$

A denotes the work carried out and transmitted to its surrounding by the unit mass ascending from level 0 to level z. $\bar{T}\,(z)$ is the environmental temperature and

$T(z)$ the temperature of the ascending parcel of air, which may be determined up to the condensation level on the dry adiabat, and above the condensation level on the moist adiabat. It must be added however, that the unit parcel of air changes its temperature — on account of the increase of relative density [1] — along a virtual moist adiabat which falls between the dry and moist adiabat. On the basis of the correction factor $(1 - c_p/r \cdot \Delta T)$ it may be also concluded that this virtual moist adiabat lies nearer to the moist adiabat than to the dry one. If the corrected value of the temperature is T, the equation

$$T^* = T\left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T\right) \tag{13}$$

may be written also in the form

$$T^* = T - 273 \frac{0{,}24}{600} = T - 0{,}11 \ \Delta T \tag{14}$$

if approximate values are substituted. From (14) it can be clearly seen that T^* lies in fact nearer to T to be read on the moist adiabat.

By using the gas equation, (12) may be brought to the following form :

$$A = -R_l \int_{p_0}^{p} (T - \overline{T}) \ d\ln p = -R_l \, F \tag{15}$$

where p_0 and p are the pressures at levels 0 and z, and R_l is the gas constant of dry air. Formula (15) gives the energy of instability referred to the mass unit, on a diagram paper with linear temperature scale and logarithmic pressure scale. The energy of instability will be given by area F, determined by the environmental temperature $\overline{T}(z)$, and by the temperature of the rising parcel of air $T(z)$. On account of the increase of density (resp. : decrease of temperature) caused by the water droplets, the plotting of the virtual moist adiabats too, seems to be practical, because by their use the energy of instability (above the condensation level) can be better determined.

In the following we want to point out that the energy of instability A can be determined also in another way than that used in the literature. If the buoyancy f of the mass unit is written in the form

$$f = v(\varrho - \overline{\varrho}) \, g \tag{16}$$

where $v = R\,T/p$ is the specific volume of the unit parcel of air, we obtain — by using the gas equation and also (1) and (2) — the following form instead of (16)

$$f = \frac{\overline{T}_0 - T_0 - (\overline{\gamma} - \gamma) z/100}{\overline{T}_0 - \overline{\gamma}_z/100} \tag{17}$$

The elementary work $dA = f \cdot dz$ carried out in the case of ascending may be expressed as follows :

$$d\,A = \frac{\overline{T}_0 - T_0 - (\overline{\gamma} - \gamma)\, z/100}{\overline{T}_0 - \overline{\gamma} z/100} \, g dz \tag{18}$$

The work carried out up to the height z may be obtained by integration between the boundaries 0 and z. Before the integration the right side of (18) may be transformed as follows :

$$dA = \frac{\overline{\gamma} - \gamma}{\overline{\gamma}} \left[1 + \frac{100\,(\overline{T}_0 - T_0)/(\overline{\gamma} - \gamma) - 100\,\overline{T}_0 - \overline{\gamma}}{100\,\overline{T}_0/\overline{\gamma} - z} \right] g dz \tag{19}$$

Thus

$$A = g\frac{\bar{\gamma}-\gamma}{\bar{\gamma}}\int_0^z\left[1+\frac{100\,(\bar{T}_0-T_0)/(\bar{\gamma}-\gamma)-100\,\bar{T}_0/\bar{\gamma}}{100\,\bar{T}_0/\bar{\gamma}-z}\right]dz, \tag{20}$$

is obtained, and after the integration

$$A = g\frac{\bar{\gamma}-\gamma}{\bar{\gamma}}\left[z+100\left(\frac{T_0}{\bar{\gamma}}-\frac{\bar{T}_0-T_0}{\bar{\gamma}-\gamma}\right)ln\left(1-\frac{\bar{\gamma}z}{100\,\bar{T}_0}\right)\right], \tag{21}$$

or with certain transformations

$$A = g\frac{\bar{\gamma}-\gamma}{\bar{\gamma}}z\left[1+\frac{100\,\bar{T}_0}{\bar{\gamma}z}\left(1-\frac{\bar{\gamma}}{\bar{\gamma}-\gamma}\frac{\bar{T}_0-T_0}{\bar{T}_0}\right)ln\left(1-\frac{\bar{\gamma}z}{100\,\bar{T}_0}\right)\right]. \tag{22}$$

The work carried out from 0 to h will be the following — by expanding the logarithmic factor too, (23)

$$A = g\frac{\bar{\gamma}-\gamma}{\bar{\gamma}}h\left\{1+\frac{100\,\bar{T}_0}{\bar{\gamma}h}\left(1-\frac{\bar{\gamma}}{\bar{\gamma}-\gamma}\frac{\bar{T}_0-T_0}{\bar{T}_0}\right)\left[-\frac{\bar{\gamma}h}{100\,\bar{T}_0}-\frac{1}{2}\left(\frac{\bar{\gamma}z}{100\,\bar{T}_0}\right)^2-\ldots\right]\right\}$$

or expressing and simplifying $-\bar{\gamma}h/100\,T_0$ from the $ln/1-\bar{\gamma}\,h/100\,T_0$

$$A = g\frac{\bar{\gamma}-\gamma}{\bar{\gamma}}h\left\{1-\left(1-\frac{\bar{\gamma}}{\bar{\gamma}-\gamma}\frac{\bar{T}_0-T_0}{\bar{T}_0}\right)\left[1+\frac{1}{2}\left(\frac{\bar{\gamma}\,h}{100\,T_0}\right)+\ldots\right]\right\}. \tag{24}$$

From (16) it may be seen that $A \lessgtr 0$ if $\varrho \lessgtr \bar{\varrho}$. In case of a negative A the ascending will take place spontaneously : the potential energy of the system, formed by the ascending air mass and its environment, decreases at the same rate as its kinetic energy increases. Case $A = 0$ can occur only in an indifferent state of equilibrium. In the third case $(A > 0)$ the ascending of the air mass goes together with the employment of external work, and the potential energy of the system will increase. However, the internal energy of the ascending parcel of air may be increased by adding heat and thus it can be attained that the external work will be totally replaced by the increase of the internal energy. This way, essentially the first case $(A < 0)$ is created.

In the course of the further analysis we are going to discuss first the case when the water vapour remains unsaturated in the unit parcel of air. During its motion the temperature will change dry adiabatically. Evidently, this condition does not cause any structural changes in the formula obtained for A, only γ^* must be written instead of γ, where γ^* denotes the dry adiabatic rate.

As is well known, under such circumstances unstable equilibrium will subsist if $\bar{\gamma} > \gamma^*$; indifferent equilibrium if $\bar{\gamma} = \gamma^*$ and stable equilibrium if $\bar{\gamma} < \gamma$. Let us determine A in each one of the abovementioned cases, taking $\bar{T}_0 \lessgtr T_0$.

Let $\bar{\gamma} = \gamma^*$ and $\bar{T}_0 = T_0$, in which case

$$A = 0 \tag{25}$$

and if $\bar{T}_0 \lessgtr T_0$:

$$A = g\frac{\bar{T}_0-T_0}{\bar{T}_0}h\left[1+\frac{1}{2}\left(\frac{\bar{\gamma}\,h}{100\,\bar{T}_0}\right)+\ldots\right]\sim g\frac{\bar{T}_0-T_0}{\bar{T}_0}h \lessgtr 0. \tag{26}$$

Let $\overline{T}_0 = T_0$ and $\gamma \gtrless \gamma^*$. In this case

$$A = -g \frac{\overline{\gamma} - \gamma^*}{\gamma^*} h \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\overline{\gamma} h}{100 \overline{T}_0} \right) + \frac{1}{3} \left(\frac{\overline{\gamma} h}{100 \overline{T}_0} \right)^2 + \cdots \right] \lessgtr 0 \tag{27}$$

Let us take finally the case $\overline{\gamma} \neq \gamma^*$ and $\overline{T}_0 \neq T_0$. The right side of (24) be changed — by neglecting the terms of higher power as follows :

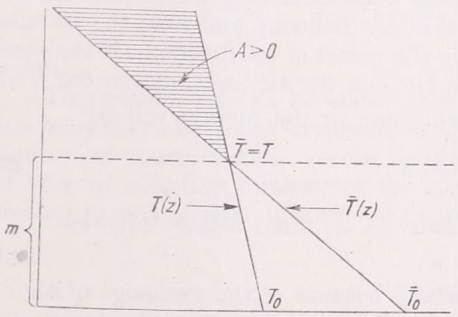
$$A \sim g \frac{\overline{\gamma} - \gamma^*}{\overline{\gamma}} h \left[1 - \left(1 - \frac{\overline{\gamma}}{\overline{\gamma} - \gamma^*} \frac{\overline{T}_0 - T_0}{\overline{T}_0} + \right. \right.$$

$$\left. \left. + \frac{\overline{\gamma} h}{200 \overline{T}_0} - \frac{\overline{\gamma}}{\overline{\gamma} - \gamma^*} \frac{\overline{T}_0 - T_0}{\overline{T}_0} \frac{\overline{\gamma} h}{200 \overline{T}_0} \right) \right], \tag{28}$$

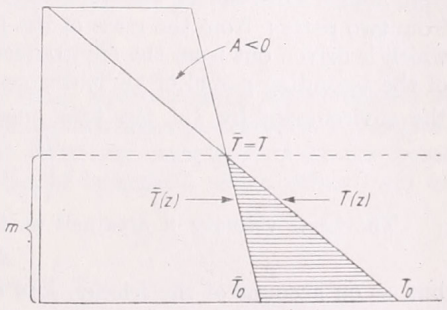
or

$$A = hg \left[\frac{\overline{T}_0 - T_0}{\overline{T}_0} \left(1 + \frac{\overline{\gamma} h}{200 \overline{T}_0} \right) - \frac{\overline{\gamma} - \gamma^*}{\overline{\gamma}} \frac{\overline{\gamma} h}{200 \overline{T}_0} \right]. \tag{29}$$

From the point of view of the forming of thunderstorms it is of particular interest if the signs of the differences $\overline{T}_0 - T_0$ and $\gamma - \gamma^*$ are identical. Thus two cases are possible *(Fig. 1—2)* :



1. ábra — *Fig. 1.*



2. ábra — *Fig. 2.*

Case 1 : $\overline{T}_0 > T_0$, $\overline{\gamma} > \gamma^*$.

Case 2 : $\overline{T}_0 < T_0$, $\overline{\gamma} < \gamma^*$.

Under and above the point $\overline{T} = T$ [lying at the height $z = m = 100\ (\overline{T}_0 - T_0)/(\gamma - \gamma^*)$] the sign of A is opposite and so the ascending from $m = 0$ to about 2 m gives a work $A = 0$. It may be seen from Fig. 1—2 that in case 2 the parcel of air — between 0 and 2 m — will oscillate around level m, and will arrive to the level of 2 m with the same final velocity as in case 2 to level m. There can be no doubt that from the point of view of the forming of thunderstorms, case 1 is favourable, while case 2 is unfavourable.

Let us pass to the case when the water vapour becomes saturated in the unit parcel of air. The environment is supposed to be saturated or unsaturated. The parcel of air, when moving, will change its temperature along the moist adiabat. Under these conditions however, γ', i. e. the moist adiabatic rate can not be put instead of γ into the equations obtained for A, because the theoretically exact equilibrium conditions can not be derived on the basis of merely comparing $\overline{\gamma}$ and γ'.

It has been shown in [2], [3], [4] that in saturated or unsaturated environment the saturated parcel of air will be in unstable, indifferent or stable equilibrium, if

$$-\frac{dT}{dz}\left[1+0{,}604\,\frac{d}{dT}\left(ST\right)\right]\lessgtr-\frac{d\overline{T}}{dz}\,, \tag{30}$$

where dT/dz is the (not virtual) change of the temperature of the ascending saturated parcel of air in the moist adiabatic process ; $d\overline{T}/dz$ is the environmental lapse rate, and S is the specific moisture of saturation. Taking into consideration the weight of droplets, condensed in the ascending parcel of air, the exact conditions of the equilibrium are given by the following expression [1]

$$-\frac{dT}{dz}\left(1+0{,}604\,S+0{,}604\,T\,\frac{dS}{dz}\right)\left(1-\frac{c_p}{r}\,\Delta T\right)+$$

$$+\,T\left(1+0{,}604\,S\right)\frac{c_p}{r}\,\frac{d(\Delta T)}{dz}\lessgtr-\frac{d\overline{T}}{dz} \tag{31}$$

(The meaning of each member figuring in the above expression has been cleared up in the foregoings.) The equilibrium conditions above the condensation level can be decided only after employing (30) and (31).

As for the ascending parcel or air, it can be stated that it ascends like a balloon : as much air flows under the balloon as the latter drives out from its environments from above. Thus the air mass, leaving its place when ascending, will be put together from two parts : from the mass of the parcel of air (balloon), and from the air mass which is driven out from the environment by the parcel of air (balloon). If the mass of the ascending parcel of air is denoted by $1/v$, and the air mass, driven out from the environment by $1/\overline{v}$, the total mass partaking in the motion will be

$$\left(\frac{1}{v}+\frac{1}{\overline{v}}\right)\sim 2 \tag{32}$$

The final velocity u attained at the altitude m, must satisfy equation

$$A_z = u^2 \tag{33}$$

but — on account of the friction and especially because of the exchange of air — the ascending parcel of air does not attain this final velocity. As a consequence of the exchange of air, a dead weight of air mass will partake in the motion, which is many times as much as the mass $v\varrho$, when at the same time also the buoyancy $(T-\overline{T})$ will also decrease because of the exchange of air. By comparing these, it can be concluded that the final velocity u will be only a small part of the expression

$$\sqrt{A_z\,(v\varrho+\overline{v}\,\overline{\varrho})}.$$

Some remarks must be added in connection with the theoretical computation and practical estimation of the energy of buoyancy. There is a possitibility also to the determination of the velocity of buoyancy, by starting from *Bernoulli*'s equation

$$-dp' = \frac{1}{2}\,\varrho\,d\,(v^2) \tag{34}$$

which expresses the principle of the conservation of energy. On the left side of (34) is the work, carried out by the dynamic pressure decrease from the point 0 to the point n, against the inertia of the material unit volume (mass ϱ), while the right side contains the increase of the kinetic energy of the mass ϱ — also related to the above path. Thus the equation of Bernoulli expresses really the conservation of the

energy of the flow mechanism, i. e. the fact that along the flow path the dynamic pressure decrease is equal to the increase of the kinetic energy of the material unit volume (mass ϱ).

As generally known, the hydrodynamic pressure p' is determined by the difference of the real pressure p and the hydrostatic pressure pt. [v, on the right side of (34), denotes the tangential velocity.]

According to this

$$dp = -g\bar{\varrho}\,dz, \tag{35}$$

$$dp_s = -g\varrho\,dz \tag{36}$$

and in accordance with (34)

$$\frac{1}{2}\,d(v_z^2) = g\frac{\bar{\varrho}-\varrho}{\varrho} = g\frac{T-\bar{T}}{\bar{T}}\,dz, \tag{37}$$

if also the temperature is introduced, and by using the gas equation

$$\frac{1}{2}\,d(v_z^2) = -R_l\frac{dp}{p}(T-\bar{T}). \tag{38}$$

The value given by (38) is too large, because — as mentioned above — $d(v_z^2)$ diminishes to the half of its value, on account of the friction, mixing and other forms of energy loss [5]. [Even in the case of neglecting the friction, only 2/3 part of $d(v^2)$ can be taken.] Thus

$$d(v_z^2) = -R_l(T-\bar{T})\frac{dp}{p}. \tag{39}$$

is left.

To conclude, it can be stated that the main hydrodynamic characteristics of the buoyancy have been discussed — by raising also some new aspects of the question — of course within certain limits, but relatively completely from the point of view of a further analysis of the energetics of buoyancy, which subject will be treated in one of the author's next works.

REFERENCES

[1] *Dési F.:* Gleichgewicht des Wassertröpfe enthaltenden Wolkenluftquantums. Időjárás. 1960. p. 65.

[2] *Dési F.:* A légrétegeződés egyensúlyi helyzeteiről. Időjárás. 1943. p. 161.

[3] *Dési, F.:* Vízgőzzel telített levegőrészecske egyensúlya. Időjárás. 1948. p. 27.

[4] *Dési F.:* Über das Gleichgewicht eines gesättigten Luftteilchens. Archiv f. Met., Geoph. und Biokl. Serie A. Band II., 2—3. Heft, 1950.

[5] *Raethjen, P.:* Einführung in die Physik der Atmosphäre. Band II. 1942. 55 p.

*

ZÁRT LÉGTÖMEGEK FÜGGÉLYES MOZGÁSA

A tanulmány a súrlódás elhanyagolásának feltevéséből indul ki, s mindvégig kvázisztatikus mozgásokat elemez. Mindenekelőtt az emelkedő légkvantum és a környezet hőmérsékleti gradienseit határozza meg, figyelemmel arra, hogy az egységnyi tömegű levegőben foglalt vízgőz az emelés ellenére telítetlen maradt-e, vagy pedig az emelés következtében már telítetté vált.

Továbbiak során a felhajtás meghatározásáról esik szó, megjegyezvén, hogy a

$$\frac{dv_z}{dt} = g\frac{T - \bar{T}}{\bar{T}} \tag{7}$$

formula csak száraz és telítetlen légkvantum mozgására alkalmazható, s a telített nedvességű légkvantumra csak akkor, ha a benne képződő vízcseppek súlyát elhanyagoljuk. Némi számolás után bizonyítható, hogy a vízcseppek súlyának figyelembevétele esetén (7)-ben T-t az alábbi formában kell helyettesítenünk :

$$T = T_0 - \frac{\gamma' z}{100\,(1 - c_p/r \cdot \Delta T)} \,. \tag{9}$$

A függélyes mozgáskor végzett munka meghatározásához azt kell hozzá fűznünk, hogy a tömegegységnyi légkvantum — a vízcseppek okozta relatív sűrűségnövekedés, illetőleg hőmérsékletcsökkenés miatt — olyan virtuálisnak nevezhető nedves adiabata mentén változtatja a hőmérsékletét, amely a száraz és nedves adiabata közé esik. Ismeretes, hogy

$$A = -R_l \int_{p_0}^{p} (T - \bar{T})\, d \ln p = -R_l F \tag{15}$$

a tömegegységre vonatkoztatott labilitási energiát adja meg lineáris hőmérsékleti és logaritmikus nyomási skálával készített diagrammpapíron, s a labilitási energia mértéke a $\bar{T}(z)$ mértani és a $T(z)$ individuális állapotgörbék meghatározta F felület lesz. A vízcseppek okozta sűrűségnövekedés, illetőleg hőmérsékletcsökkenés miatt célszerűnek mutatkozik a virtuális nedves adiabatáknak a megrajzolása is, mert felhasználásukkal pontosabban határozhatjuk meg — a kondenzációs szint felett — a labilitási energiát.

A következőkben — a labilitási energia meghatározásával kapcsolatban — olyan számítási eljárást is közöl a szerző, amely az elméleti szakirodalomban nem használatos. A tömegegység

$$f = v\,(\varrho - \bar{\varrho})\, g \tag{16}$$

felhajtása az

$$f = \frac{\bar{T}_0 - T_0 - (\bar{\gamma} - \gamma)\, z/100}{\bar{T}_0 - \bar{\gamma}\, z/100}\, g \tag{17}$$

alakra hozható, s ezért az emeléskor végzett $dA = f \cdot dz$ elemi munka így fejezhető ki :

$$dA = \frac{\bar{T}_0 - T_0 - (\bar{\gamma} - \gamma)\, z/100}{\bar{T}_0 - \bar{\gamma}\, z/100}\, g\, dz \tag{18}$$

A 0-tól h-ig végzett munka — a logaritmikus tényezőt is sorbafejtve — a következő lesz :

$$A = g\frac{\gamma - \gamma}{\bar{\gamma}} h \left\{1 - \left(1 - \frac{\bar{\gamma}}{\bar{\gamma} - \gamma}\frac{\bar{T}_0 - T_0}{\bar{T}_0}\right)\left[1 + \frac{1}{2}\left(\frac{\bar{\gamma} h}{100\,\bar{T}_0}\right) + \ldots\right]\right\}. \tag{24}$$

(24) adja meg a labilitási energia értékét a (15) alatt megadott és használatos formájától merőben különböző alakban. (24) részletesebb elemzése alapján az egyensúlyi helyzetek értelmezésére is rátér a szerző, kimutatván, hogy az elméletileg pontos

egyensúlyi feltételek nem származtathatók a környezet és az individuális hőmérsékleti gradiensek puszta összevetése alapján.

$$\frac{-dT}{dz}\left(1 + 0{,}604\,S + 0{,}604\,T\,\frac{dS}{dz}\right)\left(1 - \frac{c_p}{r}\Delta T\right) + T\,(1 + 0{,}604\,S)\,\frac{c_p}{r}$$

$$\frac{d\,(\Delta T)}{dz} \lessgtr -\frac{d\overline{T}}{dz} \tag{31}$$

határozza meg az egyensúly pontos feltételeit.

A felszálló légkvantum végsebességével kapcsolatban tett megjegyzésekkel és azzal a megállapítással fejeződik be a tanulmány, hogy a feláramlás fontosabb hidrodinamikai jellemzőinek néhány újabb szempontot is fölvető letárgyalása után, amely természetesen csak korlátozott keretek között történt meg, egy következő tanulmányban a feláramlás energetikája főbb vonásainak elemzésére kerül majd sor.

J. Paszynski (Warszawa):

Luftverunreinigung und Sonnenstrahlung im Oberschlesischen Industriegebiet

La pollution atmosphérique et le rayonnement solaire dans la région industrielle de la Haute-Silésie. Sur la base de la variation de l'obscurité de l'air et de l'extinction — se déroulant parallèlement à la variation de la quantité de la vapeur atmosphérique et des particules de la fumée — l'auteur constate que la partie de la plus forte pollution atmosphérique de la région industrielle de la Haute-Silésie se trouve à l'ouest de Chorzów, tandis que Katowice — région également industrialisée — est protégée de la pollution atmosphérique par ses forêts environnantes et par la direction favorable du vent prédominant. Les mesurements ont été exécutés par moyen d'un actinomètre du type Moll-Gorczynski. En employant aussi un filtre rouge RG—2 on a obtenu aussi les valeurs relatives des domaines courts et rouges du spectre.

*

Es ist allgemein bekannt, dass das atmosphärische Aerosol in Gestalt von Dunst- und Rauchteilchen in den Grosstadt- und Industriegebieten eine erhebliche Schwächung der Sonnenstrahlung verursacht. Dies ruft eine Reihe von nachteiligen Folge hervor, sowohl in bioklimatischer (vom Gesichtspunkte der Bioklimatologie des Menschen, der Tiere und der Pflanzen), als auch in wirtschaftlicher Hinsicht.

Der erwähnten Schwächung unterliegt vor allem die direkte Sonnenstrahlung. Im Zusammenhange damit ist in urbanisierten und industriellen Gebieten die atmosphärische Extinktion verhältnismässig gross, was eine bedeutende Zunahme der Lufttrübung verursacht [7]. Diese Zunahme der Lufttrübung, die man der Einwirkung des Stadtaerosols zuschreiben könnte, kann ihrerseits als eine Art Index der Luftverunreinigung dienen.

Unter diesem Gesichtswinkel wurden Untersuchungen über die Strahlung im Oberschlesischen Industriegebiet vorgenommen. Sie werden systematisch seit dem Jahre 1957 von der Forschungsanstalt für Klimatologie im Geographischen Institut

der Polnischen Akademie der Wissenschaften geführt und bilden einen Teil eines umfangreicheren lokalklimatischen Studiums über dieses Gebiet [6].

Zwecks Feststellung des Trübungsgrades der Luft werden Messungen der Intensität der direkten Sonnenstrahlung mit Hilfe von thermoelektrischen Moll-Gorczynski-Aktinometern (Solarimetern) durchgeführt. Die auf diese Weise erzielten Ergebnisse beziehen sich grundsätzlich auf den vollen Spektralbereich, der jedoch von der Durchlässigkeit der Glaskuppel bestimmt ist, die in Instrumenten dieser Art die Thermosäule schützt. Ferner wird bei Messungen ebenfalls der Rotfilter RG—2 benutzt (2 mm dick mit dem bekannten Reduktionsfaktor DR—2 = 1,12) ; dies gestattet die Bestimmung der Sonnenstrahlung in zwei verschiedenen Spektralbereichen, d. h. der Kurzstrahlung und der Rotstrahlung ; die Grenze zwischen ihnen entspricht der Wellenlänge $\lambda = 630$ mμ.

Bei günstigen Witterungsverhältnissen werden die Messungen nacheinander in einer Reihe von im voraus bestimmten Stellen durchgeführt, die längs gewisser ständiger Trassen verteilt sind. Die Zahl der Messtellen und die Entfernungen zwischen ihnen sind so angepasst worden, dass man an der gegebenen Trasse im Laufe eines Tages zwei Messreihen vornehmen kann, indem man sie mit dem Kraftwagen zweimal, d. h. hin und zurück befährt.

Gleichzeitig mit diesen Messfahrten werden auch Messungen an einer unveränderlichen Stelle durchgeführt, die sich bereits ausserhalb des Industriegebietes befindet. Diese Basis wurde in Pszczyna, südwestlich des Industriegebietes, d. h. von der Luvseite, die also am wenigsten von dem Stadtdunst beeinflusst ist, angelegt. Dank dieser Untersuchungsmethode haben wir die Möglichkeit eines Vergleichs der Strahlungsverhältnisse, die im Oberschlesischen Industriegebiet und in dessen Umgebung herrschen.

Die Messergebnisse als Intensitätsgrössen der direkten Sonnestrahlung in ly. min $^{-1}$ (IPS 1956) wurden daraufhin zu einer mittleren Entfernung der Erde von der Sonne reduziert, was den Vergleich der Angaben von verschiedenen Tagen vermöglicht. Für jede Messung wurde die durchstrahlte Luftmasse bestimmt, als Funktion der Sonnenhöhe und des Luftdruckes im gegebenen Zeitpunkte.

Auf Grund der auf diese Weise erhaltenen Angaben wurden Verluste berechnet, denen die direkte Sonnenstrahlung infolge der Luftverunreinigung durch Dunst- und Rauchteilchen unterliegt.

Bekanntlich bestimmen drei Hauptfaktoren die atmosphärische Extinktion [3]. Es sind dies :

a) die Streuung durch Moleküle der reinen und trockenen Luft (d. h. molekulare Streuung) ; ihre Grösse ist bei einer gegebenen durchstrahlten Luftmasse konstant : $\Delta_1 I_m = \text{cons.}$

b) die Absorption durch atmosphärische Gase (d. h. die selektive Absorption) ; in dem untersuchten Spektralbereiche handelt es sich fast ausschliesslich um Wasserdampf ; andere Gase spielen hier eine ganz unbedeutende Rolle ; daher hängt die selektive Absorption — praktisch genommen — von dem Wasserdampfgehalt der Luft ab : $\Delta_2 I_m = f(w)$.

c) die Streuung und Absorption durch Aerosol ; die durch Dunstpartikeln verursachten Strahlungsverluste ($\Delta_3 I_m$) sind sowohl von deren Anzahl als auch von deren Grösse abhängig ; es muss hinzugefügt werden, dass der Begriff „Dunstpartikel" nicht nur feste Staubkörper umfasst, sondern auch Wasser im flüssigen Zustande, das bei zunehmender Luftfeuchtigkeit die einzelnen Staubpartikeln umhüllt.

Die Schwächung der direkten Sonnenstrahlung in der Atmosphäre kann man also durch folgende Gleichung ausdrücken:

$$I_0 - I_m = \Delta_1 I_m + \Delta_2 I_m + \Delta_3 I_m, \tag{1}$$

wobei I_0 die Solarkonstante bezeichnet, I_m die an der Erdoberfläche gemessene Strahlungsintensität und $\Delta_1 I_m$, $\Delta_2 I_m$ und $\Delta_3 I_m$ die drei erwähnten Faktoren der atmosphärischen Extinktion. Auf diese Weise kann man, indem man $\Delta_1 I_m$ und $\Delta_2 I_m$ kennt, die gesuchte Grösse $\Delta_3 I_m$, d. h. die durch Aerosol verursachte Schwächung der direkten Sonnenstrahlung, berechnen.

Der Anteil der molekularen Streuung ($\Delta_1 I_m$) an der Schwächung der Sonnenstrahlung kann mit Hilfe der Angaben von *Feussner* und *Dubois* leicht bestimmt werden [5].

Die Grösse der selektiven Absorption ($\Delta_2 I_m$) kann man mit Hilfe von empirischen Formeln bestimmen, indem man voraussetzt, dass Wasserdampf hier das einzige absorbierende Gas ist. Zu Formeln dieser Art gehört diejenige von *Fowle*:

$$\Delta_2 I_m = 0{,}10 + 0{,}0054\ e_0\ m, \tag{2}$$

wobei e_0 den Wasserdampfdruck an der Erdoberfläche in mm Hg bezeichnet. Die Formel von *Fowle* gibt selbstverständlich nur annähernde Werte, denn die selektive Absorption hängt von dem Wasserdampfgehalt der ganzen durchstrahlten und nicht nur der bodennahen Luftschicht ab. Diese Formel kann man mit ziemlich gutem Erfolg bei Mittelwerten anwenden; in Einzelfällen dagegen, besonders aber beim Auftreten von Inversionen, können zwischen der tatsächlichen und der berechneten Grösse bedeutende Differenzen eintreten. Daher ist auch die Anwendbarkeit der Formel (2) insbesondere von den lokalklimatischen Verhältnissen abhängig.

Wenden wir Formeln an, wo die Grösse der selektiven Absorption nicht die Funktion des Wasserdampfdruckes an der Erdoberfläche, sondern des in Gestalt der Niederschlagswassermenge ausgedrückten Wasserdampfgehaltes der ganzen durchstrahlten Luftschicht ist (z. B. die Formel von *Möller)*, so erhalten wir der Wirklichkeit näherliegende Werte von $\Delta_2 I_m$. Leider besitzen wir für Oberschlesien keine ausführlichen Angaben (z. B. von Radiosonden) über die vertikale Verteilung und den gesamten Wasserdampfgehalt der Luft. Die Anwendung solcher Formeln wird also in unseren Bedingungen unmöglich.

Eine andere Art der Bestimmung von $\Delta_2 I_m$ beruht auf der Methode von *Hoelper* [4]. Kennen wir nämlich die Intensitäten der Sonnenstrahlung in vollem Spektralbereich sowie in seinem roten Teil, so können wir leicht den Trübungskoeffizienten β nach *Angström* bestimmen. Jedem Werte von β entspricht eine gewisse Strahlungsintensität, die unter Bedingungen einer absolut trocknen Atmosphäre die Erdoberfläche erreichen würde. Diese idealen Werte (I_{id}) sind von *Hoelper* für verschiedene durchstrahlte Luftmassen berechnet worden. Ziehen wir von diesem Werte für I_{id} die gemessene Strahlungsintensität ab, so erhalten wir einen Restbetrag, den man als der Wasserdampfabsorption gleichwertig betrachten kann:

$$I_{id(m)} - I_m = \Delta_2 I_m. \tag{3}$$

Die Ergebnisse der im Oberschlesischen Industriegebiete durchgeführten Messungen sind auf solche Weise bearbeitet worden, dass der Wert von $\Delta_2 I_m$ zweimal berechnet wurde: mit Hilfe der Formeln (2) und (3).

Es erweist sich aus dem Vergleich, dass die vermittels beider Methoden erhaltenen Werte sich bedeutend voneinander unterscheiden. Dies ist aus den Zahlen, die in der untenstehenden *Tabelle I* enthalten sind, ersichtlich. Es wurden dort die Werte von $\Delta_1 I_m$, $\Delta_2 I_m$, sowie $\Delta_3 I_m$ zusammengestellt, undzwar für Chorzów im

Zentralteile des Industriegebietes sowie für die Basis in Pszczyna, berechnet auf Grund von gleichzeitigen Messungen. Es handelt sich dabei um die Mittelwerte für das Jahr 1958 bei einer relativen Luftmasse $m = 1{,}5$.

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

A napsugárzás intenzitásának, valamint az egyes légköri sugárzást csökkentő tényezők részesedésének középértékei m = 1,5 esetén, ly·min^{-1}-ben (IPS 1956)

Mittelwerte der Intensität der Sonnenstrahlung sowie des Anteiles einzelner Faktoren an der Strahlungsschwächung in der Atmosphäre bei m = 1,5 in ly·min^{-1} (IPS 1956)

	$I_{1,5}$	$\Delta_1 I$	$\Delta_2 I$	$\Delta_3 I$
A) Vízgőzabszorpcióval, Fowle szerint számítva — *Mit der Wasserdampfabsorption berechnet nach Fowle :*				
Chorzów	0,99	0,25	0,17	0,53
Pszczyna	1,11	0,25	0,18	0,40
B) Vízgőzabszorpcióval, Hoelper szerint számítva — *Mit der Wasserdampsabsorption berechnet nach Hoelper :*				
Chorzów	0,99	0,25	0,26	0,44
Pszczyna	1,11	0,25	0,27	0,31

Infolge der Ungleichheit der durch verschiedene Methoden bestimmten Werte der Wasserdampfabsorption erhalten wir auch zwei Werte der Schwächung direkter Sonnenstrahlung durch Aerosol, die sich bedeutend voneinander unterscheiden. Allgemein kann man feststellen, dass diese Schwächung im Zentralteil des Industriegebietes ungefähr um 1/3 grösser ist, als in seiner Umgebung.

Bekanntlich hängt auch die Grösse der „Aerosolschwächung" von der durchstrahlten Luftmasse ab. Darum sind die Werte, die man auf Grund der bei verschiedener Sonnenhöhe durchgeführten Messungen erhält, nicht unmittelbar miteinander vergleichbar. Diese Tatsache erschwert selbstverständlich die Anwendung der Grösse von $\Delta_3 I_m$ als Quantitätsindex des Luftverunreinigungsgrades. Es ist also zweckmässiger, sich solcher Zahlenindexe der atmosphärischen Extinktion zu bedienen, deren Wert von m unabhängig ist.

Bei unseren Untersuchungen wurde las Index dieser Art der neue Trübungsfaktor Θ nach *Linke* angenommen. Dieser Trübungsfaktor hängt in bedeutend geringerem Grade als der Trübungsfaktor T von der durchstrahlten Luftmasse ab und kann daher mit Erfolg bei Bearbeitung der Ergebnisse von Messungen angewandt werden, die zu verschiedenen Tageszeiten und in verschiedenen Jahreszeite durchgeführt wurden [1].

Auf Grund entsprechender Tabellen und Diagramme [2] sind mittlere Werte von Θ für einzelne Meßstellen im Oberschlesischen Industriegebiet sowie für die Basis in Pszczyna berechnet worden. Diese Berechnungen wurden sowohl für den vollen als auch für den kurzwelligen und den roten Strahlungbereich durchgeführt.

Aus den erhaltenen Zahlen geht vor allem hervor, dass die Durchlässigkeit der Luft in dem Zentralteile des Industriegebietes bedeutend geringer ist, als in seiner Umgebung. Besonders grosse Werte erreicht der Trübungsfaktor Θ im Gebiet westlich von Chorzów, wo sich eine grosse Anzahl von Industrieanlagen befindet. In der *Tabelle II* sind als Beispiel die Mittelwerte von Θ, aus allen im Jahre 1958 durchgeführten Messungen berechnet, für Lipiny (westlich von Chorzów) und Pszczyna angegeben.

Aus diesen Angaben ist gleichfalls ersichtlich, dass die mittlere Grösse des Trübungsfaktors in Lipiny — ähnlich wie an anderen Stellen des Zentralteiles des Industriegebietes — im kurzwelligen Spektralbereichs bedeutend grösser ist als im roten. Dagegen ist die Lufttrübung ausserhalb des Industriegebietes in beiden Spektralbereichen praktisch genommen gleich. Dies zeugt davon, dass der relative Anteil der Wasserdampfabsorption an der atmosphärischen Extinktion im Zentrum des Industriegebietes einer deutlichen Verringerung unterliegt.

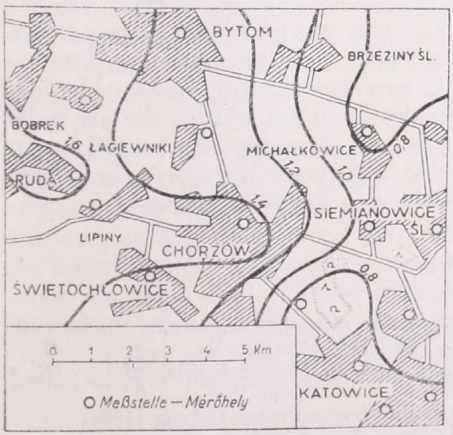
II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

A homályossági tényező középértékei teljes (Θ), a rövidhullámú (Θ_K) és a vörös (Θ_R) színképtartományban

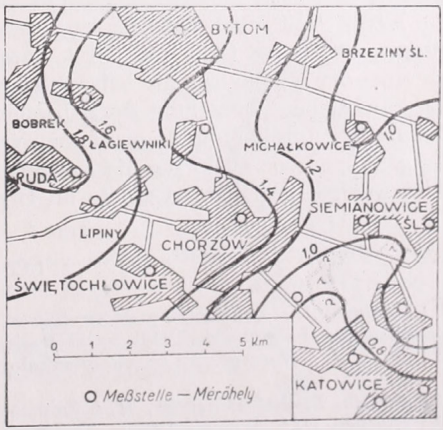
Mittelwerte des Trübungsfaktors im vollen (Θ), kurzwelligen (Θ_K) und roten (Θ_R) Spektralbereich :

	Θ	Θ_K	Θ_R
Lipiny	4,03	4,24	3,97
Pszczyna	2,54	2,55	2,55

Da jedoch die Lufttrübung auch zeitlich ziemlich bedeutenden Schwankungen unterliegt und die Messungen an den einzelnen Stellen nicht gleichzeitig gemacht wurden, kann man auch gegen einen unmittelbaren Vergleich der Werte des Trübungsfaktors an verschiedenen Stellen Einwände haben. Es ist daher besser, für Vergleichszwecke — anstatt der absoluten Werte des Trübungsfaktors — dessen Abweichungen von den gleichzeitig in der Basis gefundenen Werten zu benutzen. Deshalb wurden die Mittelwerte dieser Abweichungen von Θ für jede einzelne Stelle berechnet. Ein solches Verfahren ist aber auch darum berechtigt, weil die mittleren Werte von Θ in Pszczyna (d. h. in der Basis) auch in ziemlich grossen Grenzen schwanken (von 2,3 bis 2,7). Man kann annehmen, dass diese für eine gegebene Stelle auf Grund von gleichzeitigen Messungen festgestellte Abweichung des Trübungsfaktors ($\Delta\Theta$) der durch lokale Luftverunreinigung verursachten Zunahme der atmosphärischen Trübung entspricht, und deshalb kann sie den numerischen Index dieser Verunreinigung darstellen.



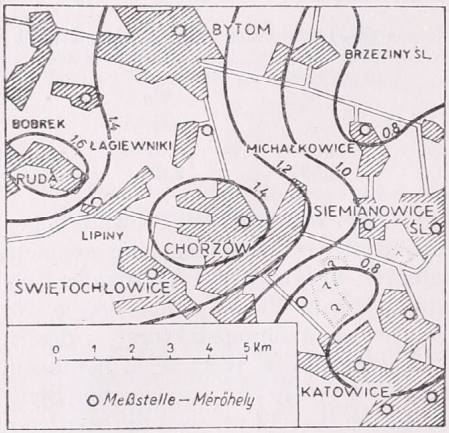
1. ábra — *Abb. 1. :* A légköri homályosság izanomáliái a teljes színképtartományban ($\Delta\Theta$) — *Karte der Isanomalen der Lufttrübung im vollen Spektralbereich ($\Delta\Theta$)*



2. ábra — *Abb. 2. :* A légköri homályosság izanomáliái a rövidhullámú színképtartományban ($\Delta\Theta_K$) — *Karte der Isanomalen der Lufttrübung im kurzwelligen Spektralbereich ($\Delta\Theta_K$)*

Vergleicht man die Abweichungen in verschiedenen Spektralbereichen untereinander ($\Delta\Theta$, $\Delta\Theta_K$, $\Delta\Theta_R$), so bemerkt man, dass diese im kurzwelligen Teil im allgemeinen grösser sind, als im roten Teil. Da im roten und infraroten Teil die Wasserdampfabsorption eine grosse Rolle spielt, ist hier die relative Grösse der Dunstextinktion nicht so bedeutend, wie im kurzwelligen Teil. Infolgedessen ist auch der Einfluss der durch lokale Faktoren hervorgerufenenen Luftverunreinigung in diesem (d. h. roten) Spektralbereiche verhältnismässig weniger deutlich.

Auf Grund der gefundenen Unterschiede sind Karten der Isanomalen, d. h. der Linien gleicher Abweichungen des Trübungsfaktors ($\Delta\Theta$, $\Delta\Theta_K$, $\Delta\Theta_R$) von den in der Basis in Pszczyna beobachteten Werten, für das untersuchte Gebiet angefertigt worden. Ausschnitte dieser Karten, den Zentralteil des Oberschlesischen Industriegebietes umfassend, sind auf den *Abbildungen 1—3* dargestellt.



3. ábra — *Abb. 3.:* A légköri homályosság izanomáliái a színkép vörös tartományában ($\Delta\Theta_R$) — *Karte der Isanomalen der Lufttrübung im roten Spektralbereich* ($\Delta\Theta_R$)

Wie bereits erwähnt, treten die höchsten Werte der Abweichungen in den Gebieten westlich von Chorzów auf. Man kann also annehmen, dass die Luftverunreinigung in diesen Gebieten auch die grösste ist. Dagegen werden in Katowice und Umgebung verhältnismässig geringe Abweichungen beobachtet. Der Grund dafür sind wahrscheinlich die grossen Waldkomplexe, die diese Stadt von der südwestlichen, also von der Luvseite, umgeben. Im Lichte der erhaltenen Ergebnisse scheint es also, dass die überwiegenden Südwestwinde zur Verminderung der Luftverunreinigungen in diesem Gebiet beitragen.

Die hier dargestellten vorläufigen Untersuchungsergebnisse haben nicht nur wissenschaftliche, sondern auch praktische Bedeutung. Einerseits geben sie uns die Möglichkeit einer Bereicherung unserer Kenntnis der lokalklimatischen Bedingungen der Grossstadt- und Industriegebiete, wobei die atmosphärische Trübung als eines der Klimaelemente betrachtet wird. Andererseits kann die Kartenabbildung der räumlichen Verteilung der Abweichungen des Trübungsfaktors, die als Index der Luftverunreinigung angenommen wurden, bei der Raumplanung behilflich sein. Es geht hier vor allem um Bestimmung für den Bau neuer Wohnsiedlungen mehr oder weniger geeigneter Gebiete im Oberschlesieschen Industriegebiet.

LITERATUR

[1] *Coulomb, J.:* Les facteurs de trouble et leur variation virtuelle. Annales de l'Institut du physique du globe de l'Université Paris. XXI, 105—115, 1943.

[2] *Daněk, J.:* Nomogramy pre novy zakalovy cinitel' Linkeho. Meteorologické Zprávy. IX, 4, 90—97, 1956.

[3] *Foitzik, L. und Hinzpeter, H.:* Sonnestrahlung und Lufttrübung. Leipzig, 1958.

[4] *Hoelper, O.:* Atmosphärische Trübungs- und Wasserdampfbestimmung nach Filtermessungen der Sonnenstrahlung. Wissenschaftliche Abhandlungen des Reichsamts für Wetterdienst. 5, 10, 1939.

[5] *Möller, F.:* Tabellen zur atmosphärischen Strahlung und Optik. Linke's Meteorologisches Taschenbuch. II B., 503—546, Leipzig, 1953.

[6] *Paszynski, J.* : Transparence de l'atmosphère comme élément du climat local des régions industrielles. Przeglad Geograficzny — Polish Geographical Review, Vol. XXXII, Supplement, 1960.
[7] *Steinhauser, F.* : Entwicklung und Verteilung des Stadtdunstes. Klima und Bioklima von Wien. II Teil, 67—82, Wien, 1957.

*

LÉGSZENNYEZŐDÉS ÉS NAPSUGÁRZÁS A FELSŐSZILÉZIAI IPARVIDÉKEN

A légkörön áthaladó sugárzás a levegőben levő elnyelő és szóró anyagok mennyiségétől függően csökken. Ezt a csökkenést nevezzük extinkciónak. Több szerző vizsgálatai nyomán ismeretes, hogy nagyvárosok és iparvidékek fölött ennek az extinkciónak a mértéke a légköri pára- és füstrészecskék által előidézett aersolkoncentráció növekedés következtében szintén jelentősen nő. Ez azt jelenti, hogy a levegő homályossága is növekszik, amelyet tehát a légköri szennyezettség fokmérőjeként is tekinthetünk.

A szerző a felsőszileziai iparvidék különböző helyein a Moll—Gorczynski sugárzásmérővel (RG—2 vörös-szűrővel kiegészítve) mérte a direkt-sugárzás intenzitását. A méréseket az 1—3. ábrán látható területen egy alkalmasan megválasztott nyomvonal mentén elhelyezett állomásokon végezte úgy, hogy kedvező időjárási viszonyok között az alapállomásról gépkocsival kiindulva egy nap alatt minden állomáson kétszer végzett méréseket. Az alapállomáson a „mérőutak" alkalmával végzett mérések időpontjában párhuzamos mérés-sorozatot bonyolítottak le. Az alapállomás az iparvidéktől délnyugatra fekvő Pszczyna-ban volt elhelyezve.

A kapott eredmények alapján az egyes sugárzási tényezők, vagyis *a tiszta, száraz levegőben végbemenő molekuláris szórás, a vízgőz által okozott elnyelés, a párásságot előidéző részecskék okozta szórás és elnyelés* extinkciójának mértékét meghatározta a különböző fajtájú légtömegekre nézve. A Linke-féle homályossági tényezőnek : a Θ-nak a nagyságát a *teljes*, a *rövidhullámú* és a *vörös* színkép-tartományban meghatározta. A (2) és (3) alatt megadott képletek segítségével számított értékek jelentősen eltérnek egymástól (I. táblázat), így általánosságban csak az állapítható meg, hogy az iparvidék központjában a sugárzáscsökkenés kb. $^1/_3$-dal nagyobb, mint a környéken. A különböző légtömegekre jellemző értékek ezzel a módszerrel nem adhatók meg, mert a mérések nem azonos napállás mellett történtek.

Végül — mivel az abszolút értékek a már említett okok miatt nem hasonlíthatók össze — a homályossági tényező közepes eltéréseit ($\Delta\Theta$, $\Delta\Theta_K$, $\Delta\Theta_R$) egyidejű mérések alapján az alapállomáshoz viszonyítva megállapította. Az eredményeket három térképen mutatja be, izanomáliák segítségével. A leginkább szennyezett levegőjű hely Chorzów-tól nyugatra van. A szintén erősen iparosodott Katowice alig mutat eltérést, valószínűleg azért, mert itt az erős beerdősültség levegőtisztító hatása jól érvényesül, különös tekintettel arra, hogy az uralkodó szélirány ezt a hatást kedvezően befolyásolja. Megállapítja, hogy ezek az eredmények az iparvidék jövőbeli fejlesztése során gyakorlati jelentőséggel bírnak majd, hiszen az eltérések értékei a légköri szennyeződés mértékszámaiként is tekinthetők.

(A kivonatot készítette: Kéri Menyhért)

D. Szepesi:

Die orographische niederschlagsbildende Wirkung der Gebirge des Karpatenbeckens

About the effect of the mountains of the Carpathian basin, producing orographic precipitations. The author analyses 43 synoptic situations in which a precipitation-increasing effect of the Carpathian mountains can be found. It can be stated that the regional distribution of the orographic precipitation-intensity (mm/hour) is in close connection with the average ascent of the mountain. An orographic precipitation surplus can be found even on the windward side, but on the lee-side it shows a strong decrease. The maximum intensity of the orographic precipitation coincides with the peak of mountain. The regions of negative orographic precipitation are explained with foehn-like downward currents having a precipitation-decreasing effect.

*

Wie allgemein bekannt, fällt in den Gebirgen mehr Niederschlag als an den Ebenen. Dies ist eine Folge der in der von den Gebirgen zu Aufströmungen gezwungenen Luft vor sich gehender gesteigerten Kondensation der Luftfeuchte. Klassische Beispiele aus der bezüglichen Fachliteratur sind die über den Hawaii Inseln [1] und über Skandinavien [2] sich bildenden orographischen Niederschläge. Beide Gebirgszüge werden von dem Meere kommenden herrschenden feuchten Luftströmungen vertikal getroffen. Der Unterschied zwischen den beiden ist bloß der, daß die Hawaii Gebirge sehr schmal, die Gebirge Skandinaviens aber breit sind. In der Niederschlagsverteilung von Hawaii ist das orographische Maximum an der Lee-Seite vorzufinden, welcher Umstand mit der Überlagerung des orographischen Niederschlages in der starken Luftströmung erklärt wird. In Norwegen liegt dagegen das Maximum des orographischen Niederschlages in der Mitte der Luv-Seite des Gebirgszuges.

Das Problem der Bildung des orographischen Niederschlages wurde auch von *A. Baumgartner* [3] und *A. Weinländer* [4] untersucht. Nach ihrer Meinung kann die Verteilung des orographischen Niederschlages nach der Höhe — infolge der bei den einzelnen Gebirgen auftretenden eigenartigen Strömungsverhältnisse — mit einem funktionartigen Zusammenhange nicht angegeben werden.

Die Bildung des orographischen Niederschlages ist aber nicht bloß bei den Gebirgen von 2000—3000 m Höhe von Bedeutung. Bereits aus der die jährliche durchschnittliche Niederschlagsbildung des Karpatenbeckens darstellenden Karte geht klar hervor, daß die Gebirge Pilis, Börzsöny, Mátra, Bükk und die Zempléner Gebirge mit jährlich 100—200 mm mehr Niederschlag erhalten, als die Umgebung dieser Gebirge. Obwohl unsere Gebirge nur von einer Höhe von 700—1000 m sind, ist ihre niederschlagssteigernde Wirkung doch bedeutsam. Wenn also auf das Gebiet des Karpatenbeckens eine quantitative Niederschlagsvorhersage gegeben werden soll, muß außer den großen, durch die frontale und von der bodennahen Reibung hervorgerufenen vertikalen Geschwindigkeiten entstandenen Niederschlagsmengen auch die von der orographischen vertikalen Geschwindigkeit ausgelöste Niederschlagsmenge bestimmt werden. Aus diesem Zwecke müssen auch die in unseren Gebirgen auftretenden spezifischen orographischen vertikalen Geschwindigkeiten und die Verteilung des orographischen Niederschlages ermittelt werden. Die Lösung des Problems erfordert die Beantwortung folgender Fragen:

1. Territoriale Verteilung des orographischen Niederschlages bei den verschienen Windrichtungen.

2. Überschuß des in der Zeiteinheit gefallenen orographischen Niederschlages.

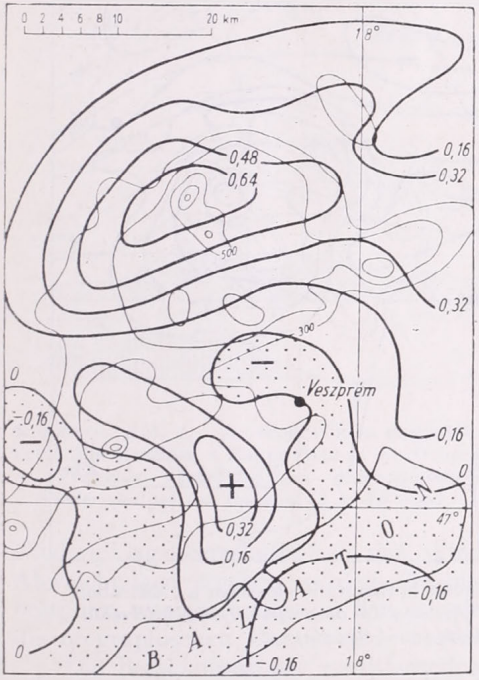
3. Gibt es, und auf wie großes Gebiet erstreckt sich die föhnartige niederschlagsvermindernde Auswirkung einiger unserer Gebirge?

4. Auf wie große Entfernung wird die von der Orographie ausgelöste Niederschlagsmenge übertragen?

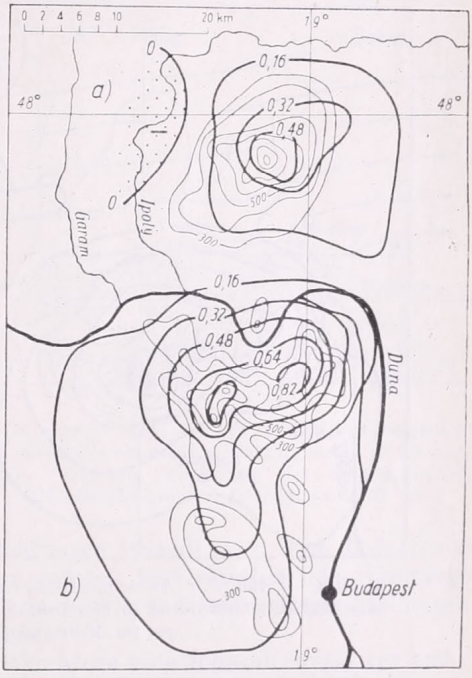
5. Welcher Zusammenhang besteht zwischen dem innerhalb der Zeiteinheit gefallenen Niederschlagsüberschuß einerseits und der Windstärke, Feuchtegehalt und Labilitätsgrad andererseits?

In der vorliegenden Arbeit werden die ersten vier Probleme untersucht, die Beantwortung der fünften Frage — welche im Grunde genommen die quantitative Bestimmung des orographischen Niederschlages bedeutet — wird im Laufe der weiteren Untersuchungen versucht.

Zu unseren weiteren Untersuchungen wird folgendes vorausgesetzt: Als Grund-



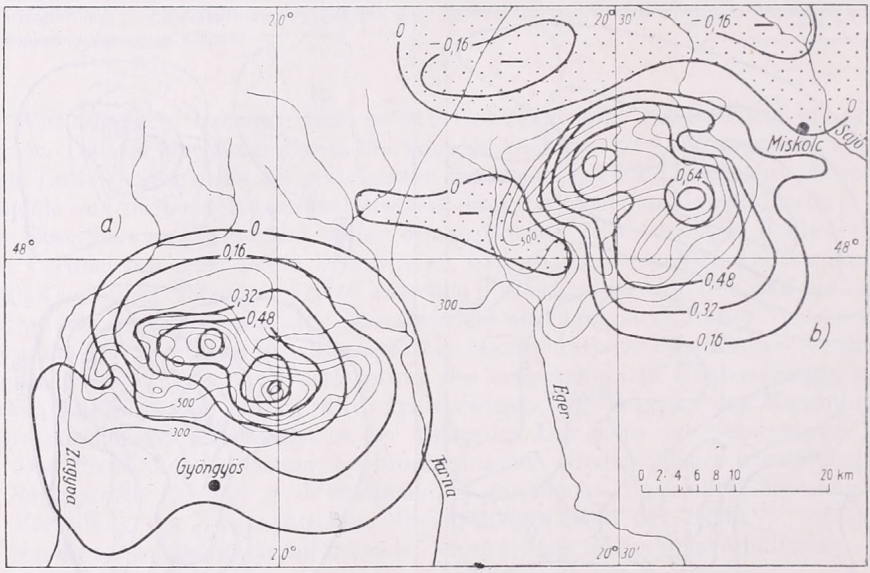
1. ábra — *Abb. 1.:* Az orografikus csapadék horizontális eloszlása a Bakonyban (mm/óra) — *Horizontale Verteilung des orographischen Niederschlages im Bakony (mm/Stunde)*



2. ábra — *Abb. 2.:* Az orografikus csapadék horizontális eloszlása a Pilisben és a Börzsönyben (mm/óra) — *Horizontale Verteilung des orographischen Niederschlages im Pilis und Börzsöny (mm/Stunde)*

niederschlag werden die großen, von den frontalen und vertikalen Reibungsgeschwindigkeiten ausgelösten Niederschlagsmengen benannt und in den folgenden mit *a* bezeichnet (die klimatologische Deutung des Grundniederschlages stammt von *A. Weinländer* [4]). Nach dem Abzuge des Grundniederschlages von dem ganzen Niederschlage erhält man den orographischen Niederschlag. Dies kann deshalb gesetzt werden, weil im Verhältnis zu unseren Gebirgen von etwa 30 km Durchmesser, die großen und die frontalen vertikalen Geschwindigkeiten innerhalb von 500, respektive 100—200 km keine bedeutenden Abweichungen aufweisen. Die feineren Unterschiede in der Verteilung des Niederschlages werden von der vertikalen Reibungsgeschwindigkeit ergeben — wie dies von *E. Jakus* bewiesen wurde [5] — deren Durchschnittsauswirkung im Grundniederschlage *a* ebenfalls bemerkbar

ist. Der Grundniederschlag wurde nämlich so ermittelt, daß die Durchschnittswerte der um den einzelnen Bergen unter 200 m liegenden Niederschlagsstationen errechnet wurden. Bei den Durchschnittsrechnungen wurden nur die Angaben jener Stationen in Betracht gezogen, welche um den Berg in einer Breite von etwa 20—30 km liegen. Die Richtigkeit unserer Annahme wurde dadurch erhöht, daß solche synoptische Lagen untersucht wurden, bei welchen in der um den Berg liegenden Zone die Verteilung des Niederschlages gleichmäßig war. Die Lagen mit einem Grundniederschlag von unter 10 mm und über 10 mm wurden geteilt. In der Kenntnis des Dauers des Niederschlages wurde der auf die Zeiteinheit fallende orographische Niederschlagsüberschuß in Einheiten von mm/Stunde bestimmt.



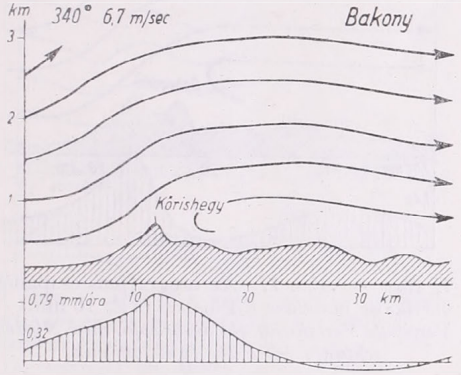
3. ábra — *Abb. 3.:* Az orografikus csapadék horizontális eloszlása a Mátrában és a Bükkben (mm/óra) — *Horizontale Verteilung des orographischen Niederschlages im Mátra und Bükk (mm/ Stunde)*

Zu den Untersuchungen wurden die Angaben von 400 Niederschlagsmeßstellen in 43 synoptischen Lagen verwendet. Die Hälfte der 400 Stationen liegt über 200 m Seehöhe. Die anderen 200 Stationen liegen in der Umgebung der Berge : diese sind die zur Bestimmung des Grundniederschlages dienenden Stationen. Unter den Gebirgen des Karpathenbeckens wurden die Niederschlagsverhältnisse des Mecsek, Bakony, Vértes, Pilis, Börzsöny, Mátra, Bükk und Zemplén-Gebirges untersucht. In der vorliegenden Arbeit bringen wir die Resultate bezüglich der obenerwähnten Berge, mit Ausnahme von Mecsek, Vértes und Zemplén-Gebirge.

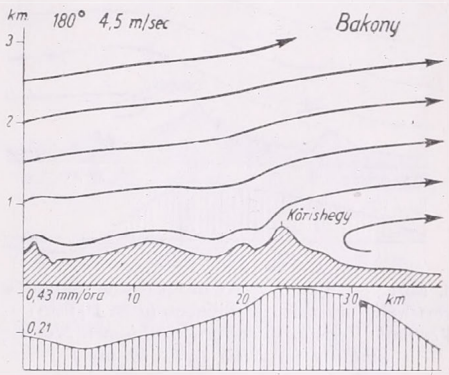
Die durchschnittliche Verteilung des orographischen Niederschlages im Bakony wird in *Abb.* 1 dargestellt. Der maximale orographische Niederschlagsüberschuss bildet sich um den höchsten Punkt des Gebirges Bakony (Kőrishegy, 704 m). Es ist klar ersichtlich, daß gegen den Süden vorwärtsschreitend die positiven und negativen Gebiete des orographischen Niederschlages sich wellenartig abwechseln. Die Gebiete negativen orographischen Niederschlages, welche sich hauptsächlich im Umkreise des Balatons ausbilden, sind wahrscheinlich die Folgen der niederschlagsvermindernden föhnartigen Abwinde. *Abb. 2.* bringt den orographischen Niederschlagsüberschuß der Gebirge Pilis und Börzsöny. Die territoriale Verteilung des

orographischen Niederschlages wiederspiegelt in beiden Gebirgen die Gegebenheiten der Gelände. Im Pilis ist der orographische Niederschlagsüberschuß intensiver als im Börzsöny, wo an der westlichen Seite des Gebirges infolge der überwiegend ostgerichteten Winde sich eine föhnartige niederschlagsvermindernde Wirkung bemerkbar macht. Wie aus *Abb. 3* ersichtlich, verteilt sich der orographische Niederschlag im Mátra mehr charakteristisch, als im Bükk. Im Bükk ist das Hauptmaximum des orographischen Niederschlagsüberschusses nicht an den höchstliegenden Gebieten vorzufinden, wie in den übrigen Gebirge, sondern mehr ostwärts.

Aus der Untersuchung der horizontalen Verteilung des durchschnittlichen orographischen Niederschlages geht selbstredend hervor, daß wenn der orographische



4. ábra — *Abb. 4.* : Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Bakonyban (a < 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschalges im Bakony (a < 10 mm)*

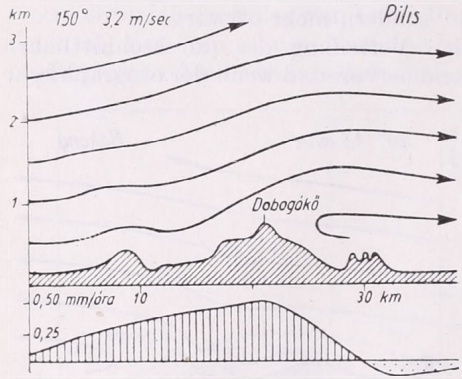


5. ábra — *Abb. 5.* : Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Bakonyban (a < 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Bakony (a < 10 mm)*

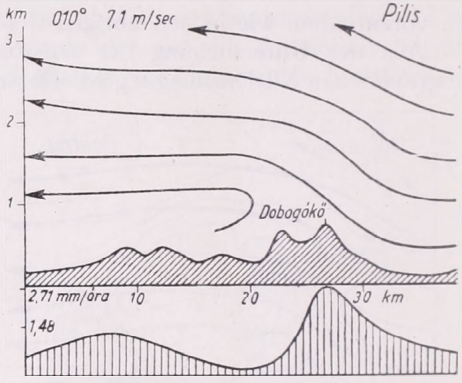
Niederschlagsüberschuß nach den Windrichtungen verteilt wird, sich bedeutende Abweichungen ergeben werden. Zu diesem müssen jene resultierende Windwege bestimmt werden, welche in den einzelnen 24-stündigen Niederschlagsverteilungen die orographischen Unterschiede hervorriefen.

Die Bestimmung der resultierenden Windwege ging folgenderweise vor sich : In den 43 synoptischen Lagen wurde aus den in allen 3 Stunden gezeichneten synoptischen Bodenkarten auf Grund der beobachteten Windgeschwindigkeiten, die Richtung und Stärke der Luftströmung auf die einzelnen Berge und auf 3-stündige Perioden gesondert, festgestellt. Danach wurde aus den stündlichen synoptischen Meldungen die Dauer des Niederschlages in den einzelnen Bergen gemäß den einzelnen synoptischen Lagen bestimmt. Die in den niederschlagsreichen Perioden beobachteten Winde wurden vektoriell summiert. Derart erhielten wir innerhalb einer synoptischen Lage jenen resultierenden Windweg, welcher während der Dauer des Regens über den Berg strömte und welche im Gebiete des Gebirges im unmittelbaren Zusammenhange mit der Verteilung des orographischen Niederschlages steht. Danach wurden in den synoptischen Lagen mit identischen Windrichtungen die Niederschläge und Windwege summiert und die Durchschnitte errechnet. Derart erhielten wir die zu den einzelnen Windrichtungen und Windwegen gehörende durchschnittliche orographische Niederschlagsverteilung. Die resultierenden Windwege wurden bei der Bearbeitung der Windbeobachtungen der Klimastationen als geeigneter empfunden, da die letzteren die windmodifizierende Auswirkung ihrer engeren Umgebung zeigen, und nicht, die über dem Berg vor sich gehende große Durch-

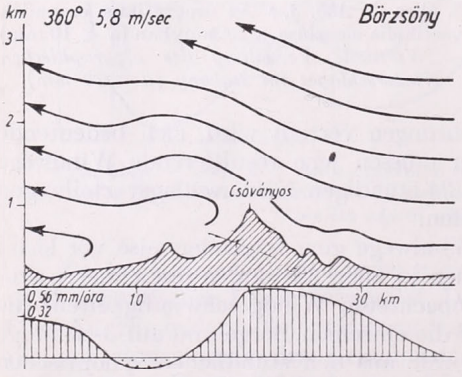
strömung. Sodann wurde die vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages in einem über dem Gipfel des Gebirges durchgehenden und mit der resultierenden Windrichtung übereinstimmenden Schnitt dargestellt *(Abbildungen 4—13)*. Die in den Abbildungen angebrachten Stromlinien wurden mit Inbetrachtnahme des orographischen Niederschlages und des Gebirgsprofils ausgezogen. In den Schnitten ist die Verzerrung der horizontalen und vertikalen Maßstäbe 7,5.



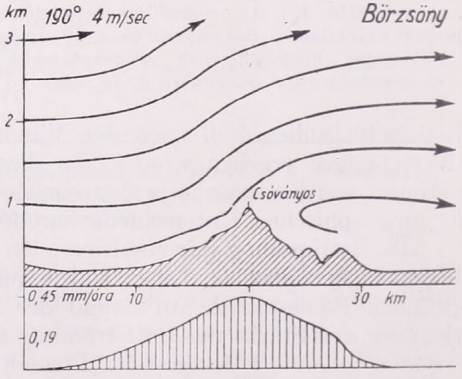
6. ábra — *Abb. 6.:* Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Pilisben (a ≧ 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Pilis (a ≧ 10 mm)*



7. ábra — *Abb. 7.:* Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Pilisben (a ≧ 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Pilis (a ≧ 10 mm)*



8. ábra — *Abb. 8.:* Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Börzsönyben (a ≧ 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Börzsöny (a ≧ 10 mm)*

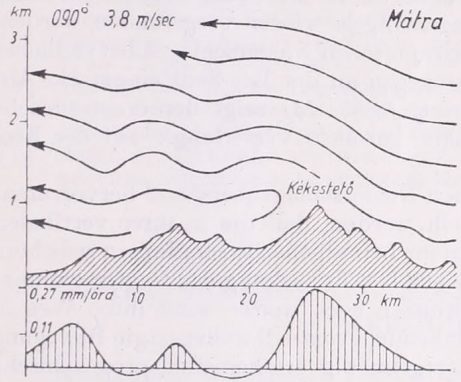


9. ábra — *Abb. 9.:* Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Börzsönyben (a < 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Börzsöny (a < 10 mm)*

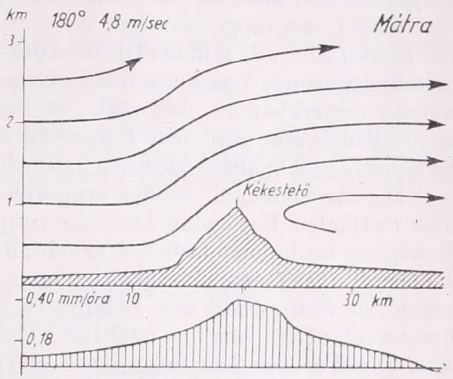
In den folgenden sei die vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages bei unseren Gebirgen mit Inbetrachtnahme der in den vorigen dargelegten Annahmen untersucht. Im Bakony bildet sich das Maximum des orographischen Niederschlagsüberschusses, im Falle einer nördlichen Strömung *(Abb. 4)* um Kőrishegy. Gegen den Süden nimmt der Niederschlagsüberschuß stark ab und in einer Entfernung von etwa 15 km von Kőrishegy fällt ein stündlich um 0,1 mm wenigerer Niederschlag infolge des föhnartigen Abwindes, als an den um das Gebirge liegenden Stationen. Von Kőrishegy weitergehend, in einer Entfernung von etwa 30 km, findet

sich wieder ein schwacher positiver orographischer Niederschlagsüberschuß, welcher vermutlich eine Folge der über dem Bakony sich bildenden Wellenbewegung ist. Bei einer südlichen Strömung ist das Maximum des orographischen Niederschlagsüberschusses ebenfalls bei Kőrishegy vorzufinden *(Abb. 5.)*.

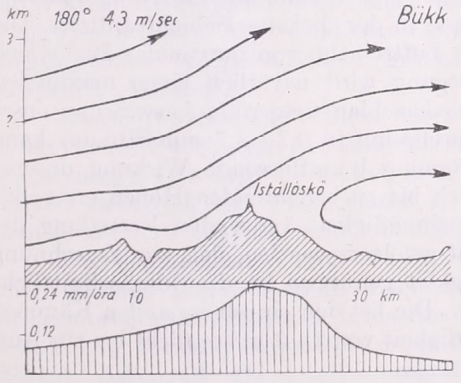
Abbildung 6 zeigt den im Pilis sich vor dem Berg bildenden bedeutenden orographischen Niederschlagsüberschuß : auf der Lee-Seite zeigt sich ein starker Rück-



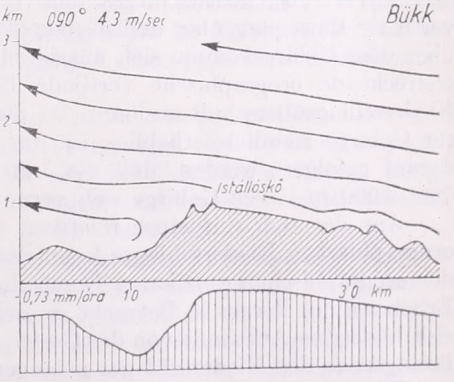
10. ábra — *Abb. 10. :* Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Mátrában (a < 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Mátra (a < 10 mm)*



11. ábra — *Abb. 11. :* Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Mátrában (a < 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Mátra (a < 10 mm)*



12. ábra — *Abb. 12 :* Az orografikus csapadék vertikális eloszlása a Bükkben (a < 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Bükk (a < 10 mm)*



13. ábra — *Abb. 13. :* Az orografiku csapadék vertikális eloszlása a Bükkben (a ≧ 10 mm) — *Vertikale Verteilung des orographischen Niederschlages im Bükk (a ≧ 10 mm)*

gang, ja etwa 10 km von Dobogókő sogar ein orographischer Niederschlagsmangel von 0,1 mm/Stunde. Bei nördlicher Strömung erhält Dobogókő in Lagen mit vielem Niederschlage *(a ≧ 10 mm)* einen orographischen Niederschlag von 2,71 mm/Stunde *(Abb. 7)*. Der Niederschlagsüberschuß nimmt auf der Lee-Seite des Dobogókő stark ab. Im Börzsöny *(Abb. 8)* bildet sich der positive orographische Niederschlag bei nördlicher Strömung bereits vor dem Berge, das Maximum wird beim Csóványos erreicht und dann folgen abwechselnd negative und positive Gebiete. Das letztere positive Gebiet entstand bereits unter dem Einflusse der Pilis-Gebirge. Bei südlicher Strömung *(Abb. 9)* zeigt der Niederschlagsüberschuß ebenfalls eine regelmässige

Verteilung. In dem Mátra sehen wir bei östlicher Strömung eine wellenartige Verteilung des positiven und negativen orographischen Niederschlages *(Abb. 10)*. Die sich gleichmässig ändernde Verteilung des orographischen Niederschlages weist darauf hin, daß in dem Hervorrufen des orographischen Niederschlagsüberschusses das durchschnittliche Ansteigen des Berges eine entscheidende Rolle spielt. Bei südlicher Strömung *(Abb. 11)* nimmt der positive Überschuß auf der Lee-Seite langsamer an, aber in einer Entfernung von etwa 18 km vom Kékestető kann das Gebiet des orographischen Niederschlagsmangels wieder vorgefunden werden. Im Bükk *(Abb. 12)* fällt der Großteil des orographischen Niederschlages bei südlicher Strömung an der Luv-Seite des Gebirges, wogegen an der Lee-Seite eine starke Abnahme bemerkbar ist. Bei östlicher Strömung *(Abb. 13)* zeigt der orographische Niederschlag eine mit dem Bergprofil beinahe parallele Verteilung : auf der Lee-Seite ist die Abnahme ziemlich intensiv.

Der Mechanismus des den orographischen Niederschlagsüberschuß hervorrufenden vertikalen Bewegung kann so vorgestellt werden, daß die in ihrer vertikalen Bewegung behinderte Luft sich erhebt, die in ihr befindlichen Stromlinien verdichten sich, d. h. ihre Geschwindigkeit steigt an. Nach der Erreichung des Gebirgskammes erhebt sie sich gemäß den Labilitätsverhältnissen noch weiter, setzt ihren Weg in horizontaler Richtung fort oder führt eine sinkende, eventuell wellenartgie Bewegung aus. Der vor der Luv-Seite des Gebirges regelmäßig erscheinende orographische Niederschlagsüberschuß ist eine Folge der in den höheren Schichten vor sich gehenden Anstauung und des vertikalen Aufwindes. Das Zusammenfallen des maximalen orographischen Niederschlages mit dem Gebirgskamme wird dadurch verursacht, daß die Stauung der Luft auf der Luv-Seite des Berges sich integrierend, ihren maximalen Wert über dem Gebirgskamme erreicht, und deshalb auch die orographische vertikale Bewegung über dem Gebirgskamme in der dicksten Schicht auftritt. Die über dem Gebirgskamme sich ausgebildete Luftschicht von maximaler Dicke sich erstreckende orographische vertikale Bewegung wird natürlich einen maximalen Niederschlagsüberschuß auslösen. Da die niederschlagssteigernde Auswirkung unserer Gebirge ziemlich erheblich ist (im Durchschnitte 0,2—2,7 mm/Stunde) kann darauf gefolgert werden, daß die Luftströmung beeinflussende Wirkung unserer 700—1000 m hohen Gebirge sich vermutlich bis zu bedeutenden Höhen erstreckt.

Aus der sich mit einer relativen Gleichmäßigkeit ändernden Verteilung des orographischen Niederschlages kann darauf gefolgert werden, daß zur Errechnung der orographischen vertikalen Geschwindigkeit genügend ist die durchschnittliche Erhebung des Berges in Betracht zu ziehen. Die bei den einzelnen steilen Kämmen sich bildenden Aufwinde von der Geschwindigkeit von 2—3 m/sec nicht bis zur Auslösungszone des Niederschlages gelangen.

Die bisherigen Resultate unserer Untersuchungen können in den folgenden zusammengefaßt werden :

1. Der maximale orographische Niederschlag bildet sich bei den Gebirgen des Karpathenbeckens im größten Teil der Fälle um den Gebirgskamm. Der größere Teil des orographischen Niederschlages fällt auf der Luv-Seite, wogegen auf der Lee-Seite eine starke Abnahme bemerkbar ist.

2. Die niederschlagssteigernde Auswirkung der im Windschatten liegenden kleineren Gebirgskämme ist unbedeutend oder fehlt geradezu in den meisten Fällen.

3. Die Teilung des gefallenen vollen Niederschlagsmenge in Grundniederschlag und orographischen Niederschlag ist eine reale Annahme.

4. Der sich auf der Luv-Seite vor dem Berg bildende orographische Niederschlag ist eine Folge der in der Höhe vor sich gehenden Stauung der Strömung und der dadurch hervorgerufenen vertikalen Geschwindigkeit.

5. Der vom Wind transportierte orographische Niederschlagsüberschuß ergibt nur einen kleineren Teil des an der Lee-Seite gefallenen Niederschlages, der größere Teil ist eine Folge des abnehmenden Weitersteigens des vom Berge hervorgerufenen Aufwindes.

LITERATUR

[1] *Godske, C. L., Bergeron, T., Bjerknes, J., Bundgaard, R. C.:* Dynamic Meteorology and Weather Forecasting. Boston, 1957.

[2] *Spinnangr, F.:* Synoptic studies on precipitation in southern Norway. Meteor. Ann., vol. 1, no. 12, pp. 323—356. 1942.

[3] *Baumgartner, A.:* Die Regenmengen als Standortfaktor am grossen Falkenstein (Bayer. Wald). Sonderdruck aus Fortstw., Hamburg, 1958., 231—237.

[4] *Weinländer, A.:* Niederschlag und Geländegestaltung. Meteor. Rdsch. 12, 120. (1959).

[5] *Jakus, E.:* Влияние вертикальной скорости, вызванной трением, на распределение фронтальных осадков. Метеорология и Гидрология, 1960. 1. 24—29.

*

A KÁRPÁTMEDENCE HEGYSÉGEINEK OROGRAFIKUS CSAPADÉKKÉPZŐ HATÁSÁRÓL.

Az orografikus csapadék kialakulásának szempontjából, nemcsak a 2000—3000 m-nél magasabb hegységek jelentősek. A Kárpátmedence 700—1000 m magas hegységei is 100—200 mm-rel több csapadékot kapnak évente környezetükhöz képest. Ha tehát a Kárpátmedence területére mennyiségi csapadékelőrejelzést akarunk készíteni, a nagyméretű, a frontális és a súrlódási függélyes sebességek által kiváltott csapadékmennyiségek mellett meg kell határoznunk az orografikus függélyes sebesség által előidézett csapadékmennyiséget is. Ehhez ismernünk kell hegységeinken fellépő sajátos orografikus függélyes sebességeket, és az orografikus csapadék eloszlását.

Vizsgálatunkhoz a következő feltételezést tesszük : Alapcsapadéknak nevezzük a nagyméretű, a frontális és a súrlódási függélyes sebességek által kiváltott csapadékmennyiséget, és a hegy körüli 200 m-en aluli csapadékállomások adatainak átlagolásából számítjuk. Ezt a feltételezést az egyes függélyes sebességek térbeli eloszlásában levő eltérő nagyságrendű különbségek teszik indokolttá.

Jelen dolgozatban az 1958—59-es év 43 szinoptikus helyzetében 400 csapadékmérő állomás adatát használtuk fel. Az összes vizsgált szinoptikus helyzetben az átlagos orografikus csapadék intenzitás horizontális eloszlását az 1—3. ábra szemlélteti. Az ábrákon bemutatott orografikus csapadék jól tükrözi hegységeink domborzati viszonyait. Ha a teljes orografikus csapadéktöbbletet szélirányok szerint szétbontjuk, jelentős eltéréseket fogunk tapasztalni. Ehhez azonban meg kell határoznunk azokat az eredő szélutakat, melyek az egyes 24 órás csapadékeloszlásokban az orografikus különbségeket okozták. Ezt úgy végeztük, hogy a csapadékos időszakban észlelt szeleket vektoriálisan összegeztük szinoptikus helyzetenként, egyes hegyekre külön-külön. Ezután a hasonló szélirányokkal rendelkező szinoptikus helyzetekben a lehullott orografikus csapadékot és szélutakat összegeztük, és az eredő széliránnyal megegyező metszetben ábrázoltuk *(4—13. ábra)*. Az áramvonalakat az orografikus csapadék és a hegyprofil figyelembevételével szerkesztettük meg.

Vizsgálatunk eredményeit a következőkben foglalhatjuk össze :

1. A maximális orografikus csapadék a Kárpátmedencében hazánk hegységeinél az esetek legnagyobb részében a hegygerinc körül alakul ki. Az orografikus csapadék nagyobb része a luv oldalon hullik ki, a lee oldalon ezzel szemben erős csökkenést mutat.

2. Szélárnyékban fekvő kisebb gerincek csapadéknövelő hatása jelentéktelen vagy egyáltalán hiányzik.

3. A lehullott teljes csapadéknak alap és orografikus csapadékra való bontása reális feltevés.

4. A luv oldalon már a hegy előtt képződött orografikus csapadék az áramlás magasban való torlódásának és függélyes sebesség képződésének a következménye.

5. A lee oldali csapadéknak csak kisebb hányadát adja a szél által átszállított orografikus csapadéktöbblet, nagyobb része a hegy által kényszerített feláramlás csökkenő mértékű továbbemelkedésének a következménye.

6. A Balaton térségében és a Mátrában különösen jól látható negatív orografikus csapadék területei a főnszerű leáramlás csapadék csökkentő hatásának a következménye.

L. Pápai:

Empirical Ekman-model over Budapest

Empirisches Ekman-Modell über Budapest. Der Verfasser beschreibt das empirische Ekman-Modell bezüglich Budapest. Die Berechnungen wurden auf Grund von Pilotangaben von Tagen ohne Front und Gradient (grad $p \approx 0$) eines fünfjährigen Materials (1955—1959) ausgeführt. Die Angaben wurden auch nach kalten und warmen Halbjahren, sowie nach geostrophischen Windrichtungen systematisiert. Die Verzerrungen der aus den fünfjährigen Durchschnittsangaben gezeichneten Windprofile werden hauptsächlich von der grossen Windgeschwindigkeit des Beobachtungsortes hervorgerufen. Es wird ein Zusammenhang zwischen der Windgeschwindigkeit und des Abweichungswinkels gefunden, wonach zu den grösseren Windgeschwindigkeiten im allgemeinen kleinere Abweichungswinkel gehören und vice-versa. Das Ansteigen der Windgeschwindigkeit erreicht die Reibungsfläche nicht, sondern endet um 700 m. Das empirische Ekman-Modell variiert in Zeit und Raum, und ist nur auf die enge Umgebung des Beobachtungsortes von Gültigkeit.

*

In investigations made in the lower layers (surface layers) of the atmosphere, the effects of the surface must be always taken into consideration. Thus an important part among the force components of the near-ground motions is played by the friction force. The exact knowledge of the frictional effects influencing the air motions facilitates macrosynoptic investigations, and particularly the determination of the turbulence coefficient, the mixing length, the propagation of atmospheric pollution etc.

The effects of the friction (between the surface and the air) on the atmosphere and the oceans have been already stated by *Hadley*, *Ferrel* and *Coriolis* a long time ago. The frictional factors played an important part in the motion atmospheric equations found by *Bjerknes*. The full application of Bjerknes' theory was greatly hindered by the fact that the effect of the firction on the motions could not be determined quantitatively. *V. W. Ekman* [1, 4] under the guidance and encouragement of Bjerknes — determined theoretically the hodograph of the wind driven ocean currents. In the developing of Ekman's theory, by taking into consideration the atmopsheric conditions, considerable results were attained among others by *G. I. Taylor* [2, 3] and *B. Haurwitz* [5].

The starting point of the theory and equations of the near ground wind profile as it can be found in all meteorological hand books [7, 8] is the simplified form of the motion equations of Fridmann—Hesselberg. As is well known, the aforesaid quations were solved by using the following simplifications :

1. Exchange coefficient A_z does not change with the height.

2. The horizontal pressure gradient, divided with the density, does not change either with the height.

3. The density is nearly constant in the examined flow field.

4. A coordinate system is chosen where the axis y is parallel with the horizontal isobar lines.

5. The flow stops on the ground ; above the friction level it will become geostrophical.

According to the computations, the equation of the wind vector is the following :

$$C = V_g \sqrt{1 - 2e^{-\lambda} \cos \lambda + e^{-2\lambda}}, \tag{1}$$

the components of the vector :

$$U_z = - V_g e^{-\lambda} \sin \lambda$$

$$V_z = V_g (1 - e^{-\lambda} \cos \lambda), \tag{2}$$

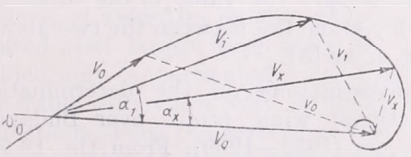
and the angle of inclination :

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{e^{-\lambda} \sin \lambda}{1 - e^{-\lambda} \cos \lambda}, \tag{3}$$

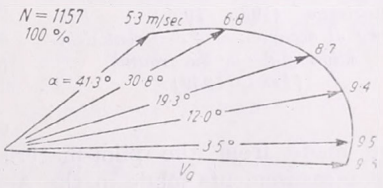
where

$$\lambda = \frac{z}{a}; \qquad a = \sqrt{\frac{A_z}{\varrho \, \omega \sin \varphi}}; \qquad \varrho = \text{density}$$

A_z is the exchange coefficient, V_g = the geostrophical wind, z = the height, ω = the angle velocity fo the Earth's rotation, and φ denotes the latitude. These equations are — with the mentioned restrictions — the equations of the stationary large scale wind field near the ground. In case of a graphical representation an *equiangular spiral* will be obtained *(Fig. 1)* which is ending about the end point of the geostrophic-wind vector in a vanishingly small loop. The wind vectors at the different levels are denoted in the Figure with V_0, V_1, ... V_x ; the respective angles of deviation with α_0, α_1 ... α_x and the geostrophic deviation with r_0, r_1, ... r_x.



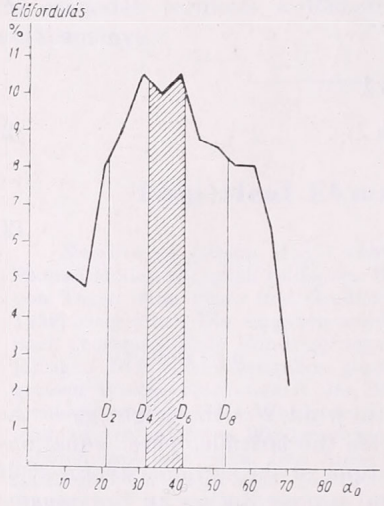
1. ábra — *Fig. 1.:* Egyenlőszögű spirál vagy elméleti Ekman-modell — *Equiangular spiral or theoretical Ekman-model*



2. ábra — *Fig. 2.:* Budapest fölötti gyakorlati Ekman-modell (1955—1959) — *Empirical Ekman-model over Budapest (1955—1959)*

According to the results, obtained from theory, the wind of the near ground layers will turn to the right with the height (as a consequence of the friction) and its velocity will increase. The flow pattern of the friction layer gradually turns into the geostrophic wind field of the atmosphere : here the increase of the near ground velocity and of the turn to the right stops and the wind will become a geostrophical one.

The friction is a constantly existing factor but its influence can not be always shown on account of other stronger effects, e. g. passages of fronts, advection, convection etc. With a view of carrying out investigations on large scale weather situations and on the propagation of radioactive atmospheric pollution, the empirical model of Ekman is made in many places. These computations are made from pilot measurements of days with feeble gradients (grad $p \leq 1$ mb/100 km) and ofdays without fronts, when the turning of the wind to the right is presumably caused only by the friction. The Ekman-model, determined this way from several measurements, is adopted as being of general validity on days when it can not be determined from practical measurements. The model of Ekman was determined by *W. Seeliger* [6] for the whole territory of Germany, on the basis of 1066 pilot measurements carried out between the 1st July 1935 and 31st January 1936.



3. ábra — *Fig. 3.:* Különböző nagyságú talaj-eltérési szögek előfordulási gyakorisága (1955—1959) — *Frequency of occurrence of different deviation angles on the ground (1955—1959)*

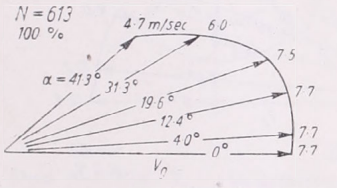
The frictional wind profile — being characteristic of a given place — may be characterized by the angle of the deviation from the geostrophic wind (α_0, crossisobar angle ; in the further : angle of deviation). According to practical measurements and theoretical computations, the formation of the frictional wind profile depends on the velocity of the gradient wind, on the friction (i. e. the roughness of the surface) and the latitude. According to recent investigations, the angle of deviation is also modified by the state of equilibrium of the atmosphere and by the shape of the isobars. The value of α is increasing with the stability, and in the case of a cyclonal isobar curve it is smaller than with an anticyclonic curve. In the case of straight isobars the value of the measured angle of deviation lies between the two above-mentioned value [5].

The investigations on the determination of the frictional wind profile over Budapest were made from the pilot-material of 5 years (1955—1959). From the 12 518 pilot measurements made in the Aerological Observatory in Lőrinc ($\varphi = 47°26'$ $\lambda = 19°11'$ E., H = 140 m), the pilots of periods without fronts and with small gradients were selected. Even with the most careful selection one can not be sure about the absolute elimination of the disturbing factors. The uncertainties too, — coming from the inexactitude of the pilot measurements — must be taken into consideration.

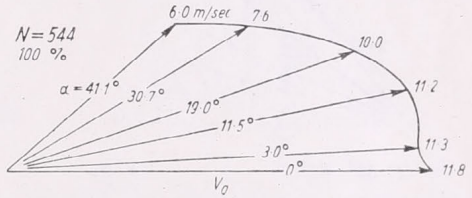
For that reason as many pilot measurements were processed as possible — irrespective of the season, daytime, and method of measurement — in order to obtain representative mean values on the basis of the law averages. From the data of the 1157 pilot measurements (9,2% of all pilots) obtained in the above way, we determined the average angles of deviation of the levels 0, 200, 500, 700, and 1000 m, of the frictional layer, in relation to the level of 1200 m, and also the actual wind velocities of these layers were determined. The material was also processed according to the geostrophic wind directions and according to warm and cold half year.

The regularity of the curve, plotted from the average data of 5 years, was broken only by the too large ground wind vector *(Fig. 2)* which derives from the method of the measurements. The regular theoretical curve starts with a velocity-vector of 0 from the surface (zero-level), while the value of the ground wind was obtained for our investigations from the data of an instrument placed at the height of 15 m. Thus, the "ground wind vectors" of the curves are in reality the vectors of a higher near ground level. The real wind profile shows a good approximation to the shape of the theoretical curve. The difference between the theoretical and computed curves is caused by the fact that the density of air, the exchange coefficient and the gradient force change with the height.

The average angle of deviation is 41,3° *(Fig. 2)*. The angle of deviation is in 1955 44,7°, in 1956 39,6°, in 1957 40,8°, in 1958 41,1° and in 1959 38,8°. The maximum difference between the average values of the different years is 5,9°. In the figures the angles of deviation and the wind velocities at different levels are also represented. N denotes the number of cases and the percents of frequency too, are given. Concerning the deviations between the values of α_0 certain informations may be obtained



4. ábra — *Fig. 4.:* Meleg félévek adataiból megrajzolt átlagos szélprofil (1955—1959) — *Average wind profile plotted from data of warm half years (1955—1959)*



5. ábra — Fig. *5.:* Hideg félévek adataiból megrajzolt átlagos szélprofil (1955—1959) — *Average wind profles plotted from data of cold half years (1955—1959)*

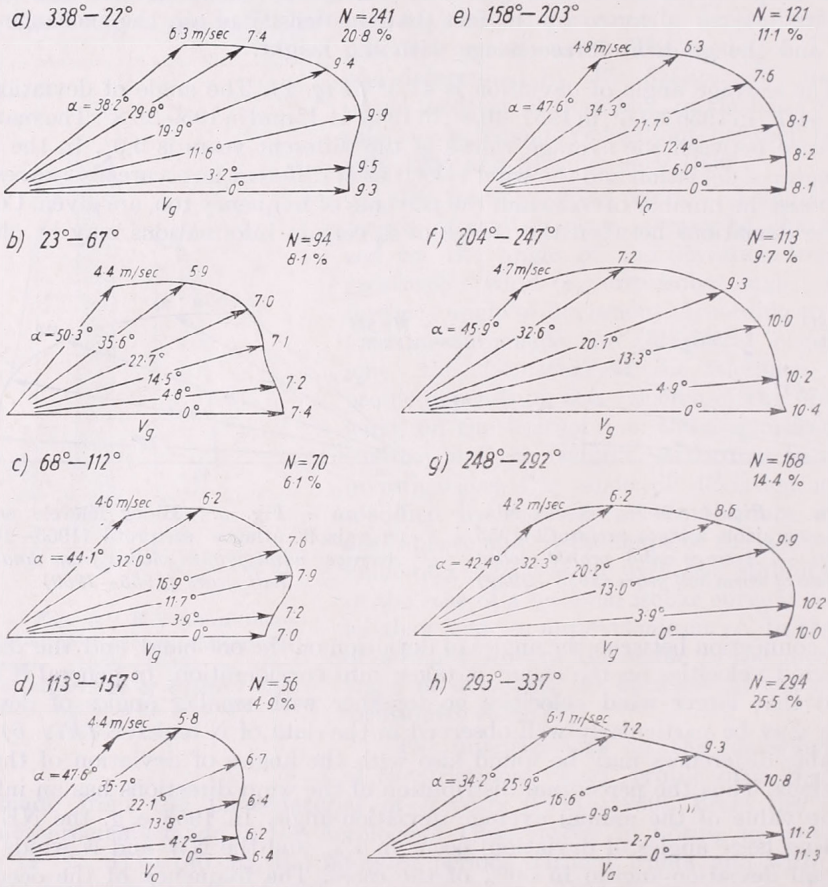
if the connection between the angles of deviation on the one hand, and the direction and wind velocities on the other, is taken into consideration. In general it can be stated that larger wind velocities go together with smaller angles of deviation, which may be particularly well observed in the data of N and NE *(Fig. 6)*. Considerable differences may be found also with the angles of deviation of the wind directions. Thus the percentual distribution of the wind directions has an influence on the value of the annual average deviation-angle. In 1956 e. g. the NE winds (showing large angles of deviation) occur in 4%, and the NW and N winds (being of small deviation-angles) in 50% of the cases. The frequency of the occurrence of the different α_0-values too, were determined *(Fig. 3)*. The decyle values are denoted in Fig. 3 by D_2, D_4, D_6, and D_8. In the dates of the warm and cold half year only in the values of wind velocities are considerable differences, which can be very clearly seen also from the graphical representation *(Fig. 4 and 5)*. Only about 9% of the pilot-data was to be employed in the investigations of the Ekman model.

Between the α_0 values of the different geostrophic wind directions great differences can be found *(Fig. 6)*. It is remarkable that the maximum (NE ; $\alpha_0 = 50{,}3°$) and minimum (NW ; $\alpha_0 = 34{,}2°$) angles of deviation are very close to each other. In view of the proximity of the directions the large difference between the extreme values (16,1°) is most surprising.

The graphical representation of the different directions will give in many cases a distorted spiral *(Fig. 6)*. The distortions of the wind velocity can be very well

studied e. g. in the wind profile SE : 1. The ground wind causes a sharp break in the curve, 2. The wind velocity stops to increase at 500 m, which shortens and blunts the spiral.

The reason of 1. has been cleared up in the above, and point, 2. can be explained with the fact that going upwards the wind velocity will become geostrophic at a lower level while its direction on a higher one. This statement was also



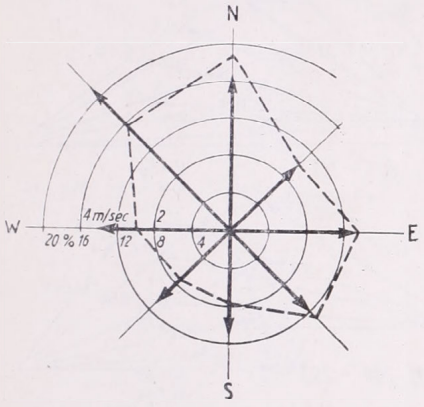
6. ábra — *Fig. 6.:* Szélprofilok változása a geosztrófikus szélirányok figyelembe vétele mellett — *Variation of wind profiles according to geostrphic wind directions*

theoretically proved by Haurwitz [5]. According to the obtained results the wind velocity attains its maximum value in eastly directed wind profiles *(Fig. 6,* Curves a, b, c, d) at about 700 m, while in case of the other curves the increase of the velocity is to be observed up to larger heights. The curves of this group are westward directed and thus approximately of the same direction as the cyclonic activity. The explanation of the above may be found in the circumstance that in the cyclones of unstable stratification increases generally stronger with the velocity than in anticyclones, which are of a stable stratification. This increase of the gradient force has the effect that in the case of winds prevailing in cyclones, i. e. in our case with wind profiles

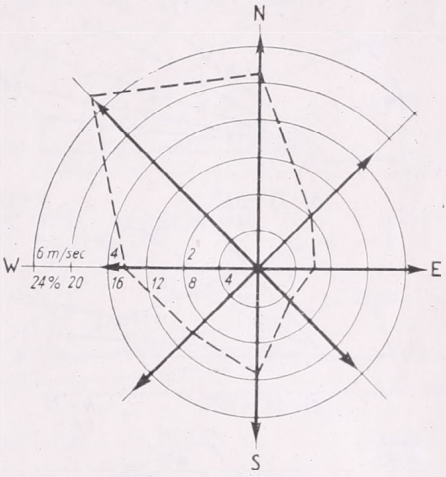
of the same direction as the cyclone paths, the increase of velocity attains heights surpassing the average.

The reasons of the differences between the deviation-angles of the wind directions may be found in the joint effect of several factors.

For the sake of comparison the ground wind data of the Observatory of Lőrinc (registered with Fuess-anemograph) *(Fig. 7)* and the wind-data, used to the com-



7. ábra — *Fig. 7.:* Az irányok szerinti szélsebességek és a szélirányok gyakorisága a lőrinci obszervatórium fölött (1955—1959) — *Frequency of the wind velocities and wind directions according to directions, over the Observatory of Lőrinc (1955—1959)*

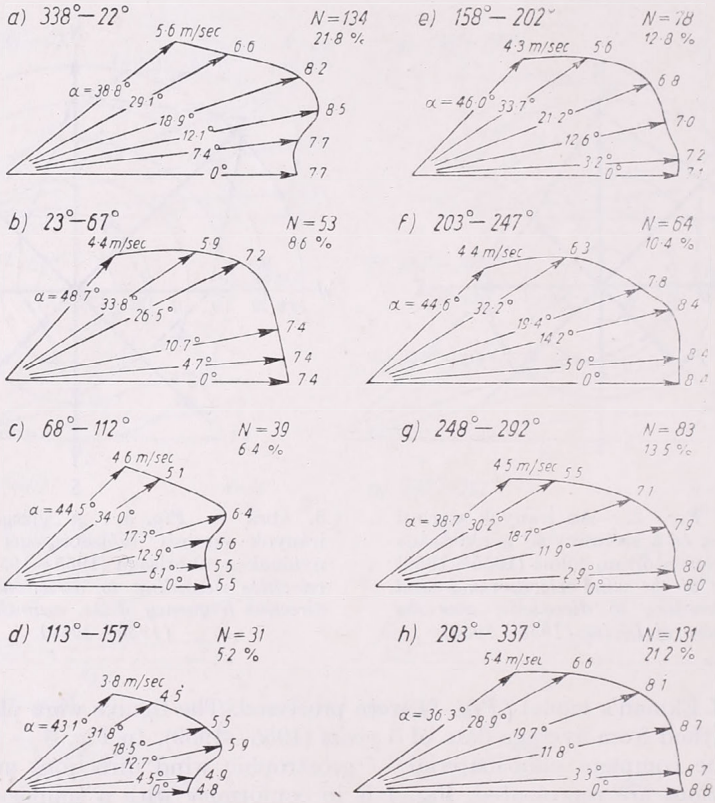


8. ábra — *Fig. 8.:* A vizsgálati anyag irányok szerinti szélsebességei és szélirányainak gyakorisága (1955—1959) — *Wind velocities according to directions and wind direction frequency of the examined material (1955—1959)*

putation of Ekman's model *(Fig. 8)* were processed. The figures were plotted with Angot's method from average data of 5 years (1955—1959). In Fig. 8 — containing 9,2% of the complete pilot-material — geostrophic wind directions and ground wind directions are represented. Fig. 7 is in conformity with a similar procession made by *Dr. J. Kakas* concerning a different period [8]. According to our data, larger wind velocities occur above the Observatory in general with N and NW winds and also with the winds of the winter half year. The frequencies of the wind directions and the extreme values of the average wind directions (pertaining to the single directions) do not coincide. As it can be seen from the figures, the data of the ground wind and the wind data processed for the investigations (particularly the data of the frequency of directions) show a considerable deviation from each other. This deviation comes from the quantitative and qualitative difference of the data. Hence follows, that the formation of the frictional wind profiles can not be explained exclusively from particularities of the general local windclimate. It is remarkable that the ground wind velocities of the examined material *(Fig. 8)* are with all directions larger than the average wind velocity *(Fig. 7)*. This is a prove of the fact that Ekman's model can be found the most frequently in the case of winds of velocities surpassing the average, which can be explained with the circumstance that the frictional force (being the most important factor of the near ground wind-turn) is directly proportional to the velocity. $R = kV$, where the proportionality factor k

is the function of the roughness. In Europe over the seas $k = 0{,}65 \cdot 10^{-4}$ sec^{-1}, and over the continent $k = 1{,}9 \cdot 10^{-4}$ sec^{-1}. The frictional force, being weak in the case of small wind velocities, is oppressed by other effects and in such cases the wind-turn can not be proved.

In the above it was already mentioned that in general smaller velocities go together with larger angles of deviation, and vice-versa. The direct proportionality

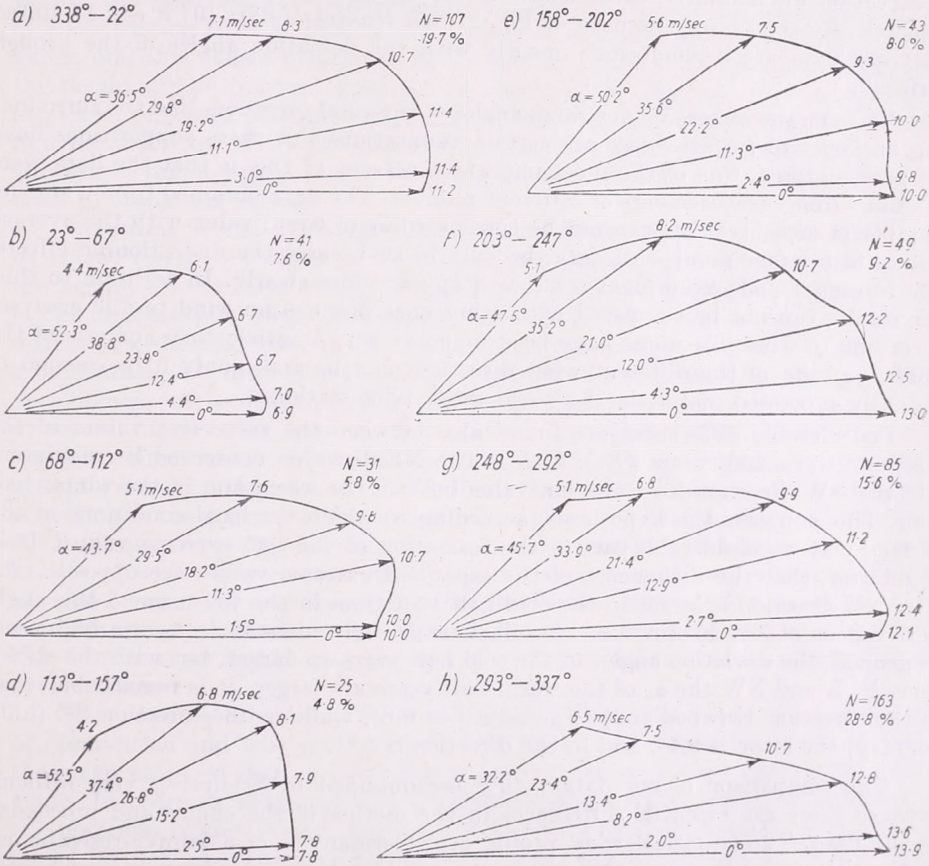


9. ábra — *Fig. 9.:* Meleg félévek adataiból a geosztrófikus szélirányok szerint rajzolt spirálgörbék — *Spirals plotted according to geostrophic wind directions from data of warm half years.*

between the frictional force (bringing about the distortion of the wind profile) and the wind velocity is only apparently in contradiction with the inverse connection between the wind velocity and the angles of deviation. In reality the motion is not stationary, the centrifugal force and also the change of other factors with the height must be taken into consideration, but the abovementioned modifications of the simplifying conditions do not make any qualitative changes in Ekman's theory.

As is to be seen from formula (3) the wind velocity does not appear in the determination of the quantitative determination of the deviation angle, and the frictional force is present only indirectly, in the form of the exchange coefficient which is considered as constant. The main factor of the process is the friction force, but in the quantitative determination of the deviation angle it is only of a secondary importance.

The average wind velocities, measured in the single wind directions, can be divided into 2 parts : those of N and NW will group about 6,2 m/sec, and those of the other directions about 4,5 m/sec. The spirals of SE and SW, SW and NE, N and NW, SE and W show a considerable deviation from each other — despite of the relative identity of the wind velocities *(Fig. 6)*. This proves that the ground wind velocity does not influence the wind profile, and thus the connection between



10. ábra — *Fig. 10. :* Hideg félévek adataiból — a geosztrófikus szélirányok szerint — rajzolt spirálgörbék — *Spirals plotted according to geostrophic wind directions from data of cold half years.*

the wind velocity and the angle of deviation is not quite unequivocal. This is also corroborated by the data of the warm and cold half years *(Fig. 9, 10)*, where in the directions NE, SE, S, SW and W both the deviation angle and the wind velocity are larger in the cold half years than in the warm ones. Similar result is obtained from the analyse of the average data of the cold and warm half years *(Fig. 4, 5)*, because the deviation angles show hardly any difference despite of the considerably larger wind velocities of the cold half years. Since the connection between the wind velocity and the deviation angle is not unequivocal, the empirical connection (concerning the form of the wind profile) too, can not give a satisfactory explanation.

It is not meant by the above that in the formation of the wind profile the connection between the wind velocity and the deviation angle, or the local wind-climate do not play any role, but it must be stated anyhow that these are not the most important factors.

As is well known, the exchange coefficient is a function of the roughness of the place (of the conditions of the surface), this is, why the immediate surrounding of the place too, was examined. In the NW, N, and NE directions from the place of observation an inhabited area, while in the directions SW and W a cropland is situated. By comparing the data of Fig. 2 with *Haltiner*'s data [9] it can be stated that our data are in conformity mostly with the deviation angles of the „rough surface".

Between the increasing deviation angles of the wind directions and the surrounding obstacles of surface there are certain connections but these suppositions have no proving force. One of the most important reasons of this is that the data were obtained from measurements of different number. The data obtained from a smaller number of measurements can not be considered as of equal value with the average values of a larger number of data, because in such cases the distortioning effects, due to casual and exceptional cases, will appear more clearly. In addition to this, our results can not be compared with other ones because no wind profile analyses according to wind directions have been made as yet. A satisfactory analysis of the differring data of the different wind directions can be made only in possession of similarly processed materials of several other pilot stations.

Considerable differences are found also between the respective values of the cold and warm half years *(Fig. 9, 10)*. The NE-direction conserved its maximum and the NW direction its minimum value both in the warm and in the winter half year. This supports the hypothesis, according to which the local conditions of the surface play a considerable part in the formation of the two extreme values. It is of interest, that the differences of the separated extreme values are opposite. An α_0 of NE direction is larger in the cold half year than in the warm one ; the angle of deviation of NW is opposite : it will show greater values in the warm half year. In general, the deviation angles of the cold half years are larger, but with the directions N, E and NW the α_0 of the warm half years are larger. It is remarkable that in the direction E (woodland) $|\alpha_W| - |\alpha_C| = 0{,}8°$, while in the direction SE (hilly country) the same is 9,4°, and in the direction S 4,2°.

The comparison of our data with those obtained by Seeliger is very difficult because there are essential differences in the method of the choice and processing of the data. The empirical wind profile over Germany is of a fainter resemblance to the theoretical Ekmanmodel : its ascending and descending branches are nearly identical [6]. The most probable reason of this is that *Seeliger* processed the data of several stations and so on his curve the local particularities can not appear.

The determination of the height of the friction layer could be made in a rough way because the height data of our pilots are inhomogeneous. Our data are obtained from measurements made with balloons of the rate of climb of 200, 250 and 300 m/sec and even above this rate, so that within 1000 m inaccuracies of about 100—200 m were to be taken into consideration. Besides of this, another fact too, raised difficulties in our work. As it was to be seen in some of the distorted spirals in Fig. 6, the wind velocity attained the values of the gradient wind on a lower level, and its direction on a higher one. (In the case examined by Haurwitz [5] the velocity of the ground wind attains the data of the gradient wind on 1200 m, and its direction on 2400 m.) The actual friction level lies somewhere within these two values and so

its exact determination is difficult. On the basis of the processing of our large material it can be stated that the heights of the friction layers appear generally around two levels : they can be found the most frequently between 1100—1200 m and at 700 m respectively. In our examinations the height of 1200 m was considered already as a geostrophic level. The low friction levels appear generally in winter. This is to be seen also from *Fig. 10*, where the deviation angles of 1000 m of the cold half years are in all cases smaller than with the similar data of the warm half years, despite of the fact that the ground-data are in general larger in winter. In the case of a low friction layer at 1000 m the angle of deviation is zero or an extremely small value, and this causes a decrease in the average values. The seasonal variation of the height of the friction layer can be explained by the fact that in summer air masses of generally unstable stratification, while in winter such of stable stratification lie above us. With an unstable situation the vertical upstream of the air is stronger — due to convections — and thus in such cases the friction layer lies higher than in stable air masses.

According to our investigations the wind profile data above the Observatory of Lőrinc come very close to the theoretical course of the variations of the wind the height. The cause of the deviation between the theoretical and practical values is the circumstance that the suppositions which are necessary to the theoretical deductions, do not prove to be confirmed in the reality. The motion of the near ground air layer is determined qualitatively by the friction force, but the quantitative development of the deformation due to the friction, is the result of the joint activity of several factors. The form of the empirical wind profile is determined mainly by the joint effect of the roughness and relief of the place, its wind-climate and the synoptic situation (form of the isobar lines). In the modification of the wind profile according to the seasons, an important role is played by the conditions of equilibrium of the atmosphere. The deformation due to the friction could be shown in general in case of winds of velocities surpassing the average wind velocity. As a rule the increase of wind velocity does not attain the friction layer, and it ceases in cyclonic synoptic situations at about 900—1000 m, and in anticyclonic ones at about 700 m. The friction layer lies in summer and in cyclones higher, and in winter and anticyclones lower.

The empirical Ekman-model is valid only for the close surrounding of the place of observation and it is characteristic only for the relief and friction-conditions of the given place, so that on this basis no generalizations for a larger region must be made. In order to determine the connection between the angles of deviation and the obstacles of the ground, and also to find the radius of validity of the Ekman-model further investigations are required. The angle of deviation varies also with the different wind directions and seasons, and so this must be taken into consideration when employing the wind profile.

REFERENCES

[1] *Ekman, V. W.* : On the influence of the Earth's rotation on ocean-currents. Ark. Mat. Astron. och Fys. Vol. 2. No. 11. 1905.

[2] *Taylor, G. I.* : Eddy motion is the atmosphere. Phil. Trans. R. Soc. London. Vol. 215. No. 523. 1915.

[3] *Taylor, G. I.* : Skin friction of the wind of the Earth's surface. Proc. R. Soc. London. Vol. 92. No. 637. 1916.

[4] *Ekman, V. W.* : Eddy viscosity and skin-friction in the dynamics of winds and ocean-currents. Mem. R. Met. Soc. II. No. 20. 1928.

[5] *Haurwitz, B.* : On the change of wind with elevation under the influence of viscosity in curved air currents. Gerlands Beitr. Geophys. Vol. 45. No. 3. 1935.

[6] *Seeliger, W.* : Höhenwind und Gradientwind. Beitr. Phys. f. Atm. Vol. 24. 1937.
[7] *Raethjen, P.* : Einführung in die Physik der Atmosphäre. Leipzig. 1942. B. II. 150—160.
[8] *Kakas J.—Mezősi M.* : Szélviszonyaink vizsgálata és az országos energiagazdálkodás. *Időjárás.* Vol. 60. No. 6. 1956.
[9] *Haltiner, G. J. and Martin, F. L.* : Dynamical and physical meteorology. Toronto. 1957. chapt. 14.

*

TAPASZTALATI EKMAN-MODELL BUDAPEST FELETT

A légmozgásokra ható súrlódási effektusok pontos imerete megkönnyíti a makroszinoptikus vizsgálatok elvégzését, lehetővé teszi a turbulencia koefficiens, a keveredési hossz, a légkörbe került rádióaktív szennyezettség terjedésének stb. meghatározását.

Bjerknes biztatása és útmutatása mellett *V. M. Ekman* [1, 2] elméleti úton meghatározta a szél hajtotta tengeráramlások hodográfját. Ekman elméletének a légköri viszonyok figyelembevételével történt továbbfejlesztésében jelentős eredményeket ért el — többek között — *G. I. Taylor* [2, 3] és *B. Haurwitz* [5]. A talajközeli súrlódási szélprofil elmélete és levezetése bármely meteorológiai kézikönyvben megtalálható [7, 9]. A *Fridman—Hesselberg*-féle mozgásegyenletek egyszerűsített alakjából kiinduló levezetés több egyszerűsítő feltétel figyelembevétele mellett (a kicserélődési együttható [A_z] nem változik a magassággal, ϱ közel konstans, stb.) végeredményül az (1), (2) és (3) formulákat adja. Grafikus ábrázolás esetén kapjuk az ún. *egyenlőszögű spirált*, vagy emléteti Ekman-modellt *(1. ábra)*. Az ábrán V_0, V_1 . . . jelzi a különböző magassági szintekhez tartozó szélvektorokat és α_0, α_1 . . . az ezekhez tartozó eltérési szögeket. A súrlódás hatására a szél a magassággal jobbra fordul és sebessége növekszik. A súrlódási réteg áramlási mezeje fokozatosan átmegy a szabadlégkör geosztrófikus szélmezejébe, itt megszűnik a talajközeli jobbrafordulás és sebességnövekedés ; a szél geosztrófikussá válik. A súrlódás állandóan létező tényező, de hatása a nála erősebb effektusok — mint pl. a frontátvonulás, advekció, konvekció stb. — torzítása miatt legtöbbször nem lehet kimutatni.

Az adott helyre jellemző súrlódási szélprofilt a geosztrófikus széltől való eltérés szögével (α_0) jellemezhetjük. α_0 függ a szélsebességtől, a súrlódástól, a földrajzi szélességtől, az izobárok alakjától [5] és a légkör egyensúlyi helyzetétől [9]. Számításainkat az ún. gyengegradiensű (grad $p \leqq 1$ mb/100 km) és frontmentes napok pilotméréseiből végeztük el. Az 1955—59 közötti 5 éves időszak 12 518 pilotméréséből 1157 mérést (9,2%) tudtunk felhasználni. Meghatároztuk a súrlódási réteg 0, 200, 500, 700 és 1000 m-es szintjeinek az 1200 m-es (geosztrófikus szintnek tekintett) magassági szinthez viszonyított átlagos eltérési szögeit és e szintek átlagos szélsebességeit. Az anyagot geosztrófikus szélirányok, valamint hideg (XI—IV.) és meleg (V—X.) félévbe való tartozásuk szerint is rendszereztük *(9., 10. ábra)*. Az elméleti *(1. ábra)* és a gyakorlati *(2. ábra)* modell jó megegyezést mutat. A kettő közötti különbséget — és általában a szélprofilok torzulását — elsősorban az okozza, hogy a valóságban nem teljesülnek az egyszerűsítő feltételek ; a levegő sűrűsége, a kicserélődési együttható és a gradiens-erő változik a magassággal.

Az ötéves adatsorból számított átlagos eltérési szög 41,3° *(2. ábra)* ; az egyes évek átlagadatai közötti maximális különbség 5,9°. Az ábrákon feltüntettük az ábrák megrajzolásához felhasznált pilotok számát (N) és az esetek előfordulási gyakoriságának százalékát. Minden szint vektora mellett megtalálhatók az α_0 és a sebesség értékei.

A geosztrofikus szélirányok szerint rendezett anyagnál egymáshoz nagyon közel jelentkezik a maximális (NE ; $\alpha_0 = 50{,}3°$) és a minimális (NW ; $\alpha_0 = 34{,}2°$)

eltérési szög. A szélirányok és évszakok szerint vizsgált adatok sok esetben torzult görbéket adnak (pl. *6. ábra* SE). A talaj-szélvektor megtöri a görbe menetét és a sebességnövekedés nem tart a súrlódási szintig, így a görbe tompa lesz. Magyarázatát abban látjuk, hogy a talaj-szelet nem a 0 szinten mértük, hanem 15 m magasan elhelyezett regisztráló műszer adataiból nyertük. A sebességnövekedés korai megszűnését már *Haurwitz* [5] kimutatta.

Az egyes szélirányok eltérési szögei közötti különbségek okait több tényező együttes hatásában kell keresnünk. Összehasonlítás céljából a vizsgálati anyagot *(7. ábra)* és a Fuess szélíróval regisztrált talaj-széladatokat *(8. ábra)* Angot-féle rendszerben rajzoltuk fel. Az adatok között sebességben és gyakoriságban egyaránt nagy eltérés van, ami az adatok mennyiségi és minőségi különbözőségéből ered. Az eltérési szögek alakulását tehát nem lehet kizárólag a helyi szélklímával magyarázni. Hasonlóan nem adhat egyedüli magyarázatot a szélsebességek és az eltérési szögek között tapasztalt fordított összefüggés (pl. 6. ábra N, NE) sem, mivel ez az összefüggés nem egyértelmű. A 6. ábrán látható, hogy közel azonos szélsebességeknél lényegesen eltérő α_0-ákat kapunk, és a görbék alakja is különböző. Az észlelőhely környezetének tanulmányozásakor bizonyos összefüggéseket találtunk a terepakadályok és az eltérési szögek változásai között. Feltételezéseink igazolásához még további vizsgálatok szükségesek.

A súrlódási szint magasságát csak hozzávetőlegesen tudtuk meghatározni. Eredményeink szerint Budapest felett a súrlódási szint nyáron (és ciklonokban) általában 1100—1200 m között, télen (és anticiklonokban) 700 m körül helyezkedik el. A súrlódási szint magasságának változása avval magyarázható, hogy a nyári instabil helyzetekben — a konvekciók miatt — erősebb a levegő feláramlása és ilyen esetekben a súrlódási szint magasabban fekszik, mint a stabil légtömegekben.

A talajközeli légréteg légmozgását minőségileg a súrlódási erő határozza meg, de a súrlódás okozta deformáció kvantitatív kialakítása már több tényező közös tevékenységének eredménye. A gyakorlati szélprofil alakját elsősorban a hely érdessége, domborzata, a hely szélklímája, valamint a szinoptikus helyzet (izobárvonalak alakja) együttes hatása határozza meg. A szélprofil évszakok szerinti módosításában fontos szerepet kap a légkör egyensúlyi helyzete. A súrlódás okozta deformációt általában az átlagosnál nagyobb sebességű szeleknél tudtuk kimutatni *(7., 8. ábra)*. A szélsebesség növekedése rendszerint nem tart a súrlódási szintig, ciklonális jellegű szinoptikus helyzetekben 900—1000 m között, anticiklonális jellegű helyzetekben 700 m körül befejeződik.

A gyakorlati Ekman-modell csak az észlelési hely szűkebb környezetére érvényes, csak az adott hely domborzatára és súrlódási viszonyaira jellemző, ezért abból nagyobb területre általánosítani nem szabad. Az eltérési szögek és a terepakadályok közötti kapcsolat, valamint az Ekman-modell érvényességi sugarának meghatározásához további vizsgálatok szükségesek. Az eltérési szög szélirányok és évszakok szerint is változik, ezért a szélprofil felhasználásakor ezt figyelembe kell venni.

Dobosi Zoltán:

Vizsgálatok a talajközeli légréteg szélsőséges hőmérsékleteiről

Összefoglalás. Derült, szélcsendes időjárás esetén fellépő talajközeli hőmérsékletekkel foglalkozik a tanulmány. Erdőhátpusztai észlelések alapján vizsgálja a talajközeli hőmérséklet függőleges gradienseit, s megadja a talajfelszín hőháztartását is. Végül módszert mutat be, amelynek segítségével kiszámítható bármely talajközeli légréteg hőmérséklete.

*

Untersuchungen der extremen Temperaturen der bodennahen Luftschicht. Es wird die bei heiterem, windstillen Wetter auftretende bodennahe Lufttemperatur untersucht. Auf Grund von in Erdőhátpuszta ausgeführten Beobachtungen werden die vertikalen Gradienten der bodennahen Lufttemperatur, und auch der Wärmehaushalt der Bodenoberfläche untersucht. Zum Abschluss bringt der Verfasser eine Methode, womit die Temperatur einer beliebigen bodennahen Luftschicht errechnet werden kann.

*

A mikroklímát egyes kutatók gradiensklímának is nevezik. Ez az elnevezés ugyan nem terjedt el, azonban helyesen utal arra, hogy a talajközeli légrétegben az éghajlati elemek függőleges és vízszintes gradiensei igen nagyok. Ha pedig az éghajlati elemek függőleges gradienseinek a „klímáját" ismerjük, akkor — a makroklíma ismeretét feltételezve — a mikroklíma is pontosan ismert. Legyen ugyanis egy adott helyen valamely $E\ (z,\ t)$ éghajlati elem függőleges gradiense

$$\frac{d\ E\ (z,\ t)}{dz}$$

ahol z a magasságot, t az időt jelenti, akkor valamely $t = t_0$ időpontban az E elem értéke bármely talajközeli $z = z_0$ szintben

$$E\ (z_0,\ t_0) = E\ (200,\ t_0) + \int_{200}^{z_0} \frac{d\ E\ (z,\ t_0)}{dz}\, dz$$

azaz a $z = 200$ cm-es makroszintben E elem értékeit ismertnek tételezve fel — ez jelenti a makrklíma ismeretét — $d\ E\ (z,\ t)/dz$ ismeretében bármely talajközeli z_0 szintre megadható E értéke.

Ez az összefüggés adja meg a makroklíma és a mikroklíma közötti kapcsolat elvi alapját s rámutat a függőleges hőmérsékleti gradiensek megismerésének jelentőségére a mikroklíma tanulmányozásában.

A következőkben ezen az elvi alapon kíséreljük meg a talajközeli hőmérsékletek szélsőségeinek meghatározását.

A talajközeli rétegben a szélsőséges hőmérsékleti viszonyok az ún. „szélsőséges mikroklíma" derült, szélcsendes időjárásban alakul ki. Erre a helyzetre a nagy függőleges hőmérsékleti gradiensek a jellemzőek. Ekkor ugyanis

$$Q_1 = K\ c_p\ dt/dz$$

ismert összefüggés alapján (ahol Q_1 a felszíni hőháztartás levegőelvezetési tényezője, K a kicserélődési együttható, c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, dt/dz a függőleges hőmérsékleti gradiens) dt/dz akkor maximális, ha Q_1 értéke nagy, K értéke kicsiny. Derült, szélcsendes időben mindkét feltétel egyszerre teljesül. Alábbi vizsgálataink ezért erre az időjárás-típusra vonatkoznak.

A vizsgálat anyagát az erdőhátpusztai mérések szolgáltatják. A hőmérséklet mérések sík, csupasz talajfelszín felett Assmann-féle pszichrométerrel történtek. Az adatok 5 egymásutáni kb. 20 másodperces időközökben, egymást követő leolvasások középértékei, tehát a hőmérsékleti pulzációk hatását a lehetőség szerint kiküszöböltük.

A vizsgálat céljának megfelelő derült, szélcsendes napokat az 1950—59. évi időközből válogattuk ki. Az 1955. III.—1956. II. időköz adatai éjjel-nappal két óránként végzett mérésekből származnak, s a napi menet megállapításához megfelelő támpontot adnak.

Az I. táblázat ezen egyéves méréssorozat alapján készült. Adatai középértékek, kiszámításukhoz időjárástól függetlenül minden mérést felhasználtunk. A táblázat bemutatja a hőmérséklet havi közepes függőleges gradienseit, ill. az ezzel ekvivalens hőmérsékletkülönbségeket. A megadott középértékeket a napi és évi menet szemléltetése céljából, valamint a később (VIII. táblázat) bemutatásra kerülő derült, szélcsendes időjárástípus gradienseivel való összehasonlítás céljából közöljük.

I. TÁBLÁZAT

A 10 és a 100 cm-es légrétegek közti hőmérsékletkülönbség napi menete

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
3^h	−0,01	−0,74	−0,29	−0,30	−0,40	−0,11	−0,13	−0,12	−0,24	−0,22	−0,03	−0,06
5^h	−0,02	−0,28	−0,16	−0,37	−0,33	0,10	0,11	−0,03	−0,13	−0,14	−0,09	−0,09
7^h	−0,09	−0,39	−0,13	0,00	0,27	0,52	0,36	0,21	0,12	−0,01	−0,17	−0,10
9^h	−0,04	0,06	0,07	0,34	0,69	0,85	0,56	0,50	0,39	0,11	−0,03	−0,02
11^h	0,02	0,04	0,17	0,55	0,93	1,00	0,66	0,64	0,48	0,27	0,04	−0,04
13^h	0,04	0,14	0,10	0,49	0,86	1,02	0,59	0,66	0,63	0,25	0,01	0,02
14^h	−0,01	0,01	0,12	0,63	0,70	0,82	0,56	0,64	0,59	0,21	0,00	0,01
15^h	−0,09	−0,05	0,04	0,20	0,72	0,80	0,58	0,61	0,54	0,03	−0,04	−0,02
17^h	−0,06	−0,31	−0,13	0,01	0,37	0,52	0,28	0,28	0,17	−0,08	−0,14	−0,13
19^h	−0,13	−1,03	−0,47	−0,44	−0,42	0,23	0,06	−0,03	−0,22	−0,15	−0,11	−0,11
21^h	−0,19	−0,87	−0,50	−0,52	−0,68	0,01	0,00	−0,15	−0,40	−0,20	−0,14	−0,09
23^h	−0,18	−0,86	−0,55	−0,28	−0,63	−0,05	−0,05	−0,05	−0,27	−0,21	−0,13	−0,16

A táblázat szerint a hőmérsékletkülönbségek maximuma a déli órákban, sugárzásmaximumkor, minimuma pedig a kisugárzási időszak kezdetén általában 21^h körül van. Figyelemreméltó az, hogy a téli hónapokban szinte egész napon át kisugárzási típusú a hőmérséklet függőleges gradiense. Azt a tényt, hogy számértékeink híven követik a besugárzás menetét az is mutatja, hogy az évi maximum VI. hónapban a déli órákban áll be.

A közölt átlagértékek — amint említettük — a jelenségről csupán hozzávetőleges képet adnak. Célunk a szélsőséges mikroklímájú derült, szélcsendes napokon a két adott szint hőmérsékletkülönbségeinek megvizsgálása. Ezek a számértékek — látni fogjuk — lényegesen nagyobbak, mint az I. táblázatban közölt gradiens-átlagok. Természetesen feltételeinknek eleget tevő teljesen derült, szélcsendes ill. gyengén szeles nap meglehetősen ritka. Ezért — mint említettük — eseteinket különböző évek anyagából kellett összeválogatnunk. Ezeken a napokon éjszakai észlelés nem folyt, így csupán a nappali 7^h—21^h félnap adatai állnak rendelkezésre.

A következőkben az egyes évszakokra jellemző négy hónap — január, április, július, október—adatain vizsgáljuk meg a talajközeli szélsőségesen nagy függőleges gradiensek kialakulásának folyamatát. Az észlelési időszakra bemutatjuk a felszín energiamérlegét is, amelynek adatai kiegészítik az adott időjárási típusról alkotott képet.

Január.

Az első jelenség, amely egy januári derült, hóréteges nap hőmérsékletének vizsgálatánál szembetűnik az, hogy besugárzási típus egyetlen órában sem látható. Egész napon át kisugárzási típus uralkodik.

A mi téli éghajlatunknak jellemzője az, hogy a napi sugárzási mérleg negatív és a kisugárzott hőt melegadvekció pótolja. Amit táblázatunkban látunk az, hogy egész napon át hőt kap a felszín a levegőtől. Besugárzási típus csupán hóréteg nélküli derült napon jelentkezik, az is igen gyengén, csak a 10 cm-es szint alatti rétegben 11^h—14^h időközben (II. táblázat).

II. TÁBLÁZAT

Talajközeli hőmérsékletek derült, szélcsendes időjárásban

	7^h	9^h	11^h	13^h	14^h	15^h	17^h	19^h	21^h
a) hóréteg esetén, 1954. I. 9-én:									
0 cm	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10 cm	—7,1	—6,2	—5,8	—5,8	—5,2	—5,0	—5,0	—6,4	—9,6
50 cm	—7,1	—6,0	—5,4	—5,3	—5,0	—5,0	—4,8	—5,8	—9,3
100 cm	—7,0	—6,0	—5,4	—5,2	—4,1	—4,3	—4,6	—5,5	—8,6
b) hóréteg nélkül, 1953. I. 20-án:									
0 cm	—5,0	—3,7	3,1	5,3	3,0	0,2	—2,2	—5,3	—7,3
10 cm	—4,9	—3,6	—0,4	1,3	1,2	1,2	—1,8	—3,5	—6,3
50 cm	—4,8	—3,5	—0,3	1,3	1,2	1,3	—1,7	—3,4	—6,2
100 cm	—4,8	—3,4	—0,3	1,0	1,2	1,3	—1,8	—3,4	—6,2

A 10 cm fölött levő légrétegben gyakorlatilag izotermia uralkodik. Összehasonlítva a két napon a 100 cm és a 10 cm-es szintek hőmérsékletkülönbségét, azt tapasztaljuk, hogy a hóréteg nélküli napon alig alakul ki függőleges hőmérsékletkülönbség.

III. TÁBLÁZAT

10 és 100 cm-es szintek közti hőmérsékletkülönbsége

	7^h	9^h	11^h	13^h	14^h	15^h	17^h	19^h	21^h
Hóréteg nélküli napê.....	—0,1	—0,2	—0,1	—0,1	—0,0	—0,1	—0,0	—0,1	—0,1
Hóréteges nap	—0,1	—0,2	—0,4	—0,6	—1,1	—0,7	—0,4	—0,9	—1,0

A reggeli és esti órák talajközeli levegőjének telítődése következtében nem tud jelentékenyen lehűlni a talajmenti levegőréteg. Ezekben az esetekben — amint az egyidejű nedvességmérés is mutatja — a hőmérsékleti görbe a harmatpont görbével azonos. A déli órák igen kicsiny talajmenti felmelegedése nem tud mérhető gradienst kialakítani a 10 cm és 100 cm szintek között.

A hóréteges nap érdekes jelenséget mutat. A reggeli ködös órákban itt is azonos a hőmérséklet-magasság görbe a harmatpont-magasság görbével. A déli órák felé a gradiens egyre növekszik, azaz a felszíntől távolabb eső légrétegek jobban felmelegszenek, mint a felszín közeliek. Ez az érdekes jelenség a déli órák szélélénkülésének következménye. Ilyen téli anticiklonális, hóréteges napon a talajközeli légrétegek erősen lehűlnek, magasabban melegebb a levegő az anticiklonális inverzió miatt. A szélélénkülés melegebb turbulenciaelemeket hoz le a magasból, azonban a hóréteg közelében a levegő nem tud oly mértékben felemelegedni, mint tőle távolabb.

Este 21^h-kor ismét megnő a gradiens, ekkor azonban már a fokozott kisugárzás és a szélcsend következményeképpen. Ez a gradiens-növekedés valószínűleg addig tart, amíg a hőmérsékleti görbe az éjszaka folyamán el nem éri a harmatpont görbét,

azaz amíg telítettség nem következik be. A hóréteg nélküli napon a felszín hőháztartását az alábbi IV. táblázat mutatja.

Táblázatunkban Q_s a felszín sugárzási mérlege, azaz az elnyelt besugárzás és az effektív kisugárzás különbsége, Q_t a talaj felé irányuló hőforgalom, Q_l a levegőnek átadott, ill. attól kapott hő, Q_v a párolgásra fordított, ill. lecsapódáskor a felszínen felszabaduló hőmennyiség.

A déli órákban feltehetőleg volt levegőelvezetés, azaz a Q_l tényező értéke 0-tól különböző negatív szám volt. Azonban a 10 cm és 100 cm közötti hőmérsékletkülönbségekben ez már nem nyilvánult meg, valószínűleg annak csekély volta miatt.

IV. TÁBLÁZAT

A talajfelszín hőháztartása derült, szélesendes napon, hóréteg nélküli felszín esetében

1953. I. 20.

	7—9h	9—11h	11—13h	13—15h	15—17h	17—19h	19—21h
Q_s	—6,7	13,9	24,3	14,1	—6,8	—18,0	—17,9
Q_t	5,9	—12,5	—20,9	—12,0	8,7	15,0	15,1
Q_l	0,8	0,6	0,0	0,0	0,0	2,0	1,5
Q_v	0,0	0,0	— 3,4	— 2,1	—1,9	1,0	1,3

A hóréteges napról hőháztartást nem tudtunk számítani, mert a hórétegben nem történtek gradiens mérések és így Q_t értéke nem volt kizámítható. Ellenben a sugárzás mérleget tanulságos összevetni a hóréteg nélküli nap sugárzási mérlegével.

V. TÁBLÁZAT

A talajfelszín sugárzásmérlege derült, szélesendes napon, hóréteg esetében

1954. I. 9.

	7—9h	9—11h	11—13h	13—15h	15—17h	17—19h	19—21h
Q_s	—1,2	0,5	7,0	0,0	—12,0	—17,3	—18,4

A sugárzási mérleg a déli órákban pozitív, azonban értéke a hóréteg igen nagy albedója miatt csupán 7,0 gcal/cm² két óra időközre vonatkoztatva, szemben a hóréteg nélküli napon számított 24,3 gcal/cm² értékkel. Ez az igen csekély hőmennyiség sem a levegő felmelegítésére fordítódott. Láttuk ugyanis, hogy még délben is erős kisugárzási típus van a hőmérsékletben, tehát a felszín kapott hőt a levegőből. Az ily módon kapott hőmennyiség a hóréteg felmelegítésére és a párolgásra fordítódott.

Abból a jelenségből, hogy januárban a hóréteges napokon a felszín fölött egész napon át kisugárzási típus van, tehát egész napon át a felszín kap hőt a levegőtől, érdekes következtetést vonhatunk le. Látjuk azt, hogy a levegő-hőmérsékletnek határozott napi menete van. A hőt tehát a levegő a déli felmelegedés idején is csak felülről kaphatja. Ez a tény felhívja figyelmünket az ilyen, hóréteges januári napokon a napi menet kialakításában a felülről lefelé történő hőszállításnak a szerepére.

A felülről lefelé szállított hő valószínűleg akkor is szerepet kap a napi hőmérséklet kialakításában, amikor hóréteg nem borítja a talajt. IV. táblázatunk mutatja, hogy ebben az esetben is oly csekély a levegőbe elvezetett hőmennyiség, hogy a mi módszereinkkel mérni nem is sikerült. Mégis igen tekintélyes 10 C°-ot meghaladó napi ingást tapasztalhatunk és láthatjuk, hogy a felmelegedés már akkor megindult, amikor a levegőből a felszínhez még mérhető levegő hozzávezetés történt. Ez a tény is a felülről kapott hő szerepére utal.

Kérdés már most az, hogy csak anticiklonos esetekben ez-e a helyzet, vagy egyébként is? Kimutattuk (1), hogy ez januárban általános jelenség, mert a melegebb vidékekről kapott és nálunk a felszín által kisugárzott hő a légtömegekből, felülről lefelé történő hőszállítással érkezik a felszínhez. Sugárzásmérlegünk negatív volta pedig télen általános jelenség, amely nemcsak anticiklonális napokon nyilvánul meg.

Április.

A kiválasztott derült napon (IV. 3-án, száraz talaj mellett) már reggel 7 órakor besugárzási hőmérséklet-típus alakult ki, 10 cm és 100 cm között közel izotermikus gradienssel.

A talajon a hőmérséklet maximuma 13^h-kor, 10 cm-ben 14^h-kor állott be, 50 cm-ben szintén, 100 cm-ben a 14^h és 15^h azonos hőmérsékletűek. A 10 cm és 100 cm közti hőmérsékletkülönbségeket a VIII. táblázat tartalmazza.

A legnagyobb pozitív gradiens 14^h-kor van. 7^h és 17^h közel izotermikusak. 19^h ebben a hónapban még kisugárzási típusú.

Hőháztartási méréseink szerint ezen az áprilisi napon a maximális sugárzási mérleg már 11^h és 13^h között 87,8 g/cal/cm² értékre emelkedett. 17^h—19^h-kor Q_s értéke már negatív. Amíg a Q_t talajvezetési és Q_l levegőelvezetési tényezők maximuma ugyanerre az időpontra esik, addig a Q_v párolgási hőmennyiség maximuma 13^h—15^h között van. Ez a jelenség a többi hónapokban is általában észlelhető, oka valószínűleg az, hogy ekkor nem közvetlenül a felszínen, hanem a felszín alatti rétegekben alakul át a víz légnemű halmazállapotúvá. A hőmérséklet maximuma pedig itt később áll be.

Július.

A derült júliusi napon a napi menetben minden szintben 13^h-kor volt a hőmérséklet maximuma.

VI. TÁBLÁZAT

Talajközeli hőmérsékletek derült, szélesendes időjárásban

1953. VII. 8. (0-ás talajállapot)

	7^h	9^h	11^h	13^h	14^h	15^h	17^h	19^h	21^h
0 cm	30,5	43,2	52,6	58,4	56,5	52,3	37,7	30,6	20,0
10 cm	21,5	27,2	28,8	31,0	30,4	29,9	28,8	27,4	22,2
50 cm	21,2	26,4	28,0	29,8	29,4	29,5	28,0	26,8	23,4
100 cm	21,0	25,9	27,4	29,5	29,1	29,0	27,6	26,5	23,5

A 10 cm és 100 cm közötti hőmérsékletkülönbségek napi menetét a VIII. táblázatban láthatjuk.

A nagy függőleges hőmérsékletkülönbségek a déli besugárzási érték körül csoportosulnak. 21^h-kor már tekintélyes kisugárzási gradiens alakul ki. Eddig minden hónapnál megfigyelhető volt, hogy este, a negatív sugárzási mérleg kezdetétől számítva sokkal gyorsabban alakul ki a levegőben nagy abszolút értékű gradiens, mint reggel. Reggel 7^h előtt már órák óta süt a Nap és 7^h-kor mégis kicsinyek a gradiens értékek. Ennek magyarázatát is az esti órák nagyobb stabilitása következtében beállott kisebb kicserélődés adja.

VII. TÁBLÁZAT

A talajfelszín hőháztartása

1953. VII. 8.

	$7-9^h$	$9-11^h$	$11-13^h$	$13-15^h$	$15-17^h$	$17-19^h$	$19-21^h$
Q_s	52,9	87,9	92,4	80,8	58,9	16,2	—19,0
Q_t	—21,2	—47,2	—50,3	—35,3	—24,9	4,5	22,3
Q_l	—23,3	—29,0	—30,5	—28,7	—20,6	—11,3	—
Q_v	— 8,4	—11,7	—11,6	—16,8	—13,4	— 9,4	—

A hőháztartási táblázatból kitűnik, hogy ebben a hónapban a felszín már csökkenő hőmennyiségekkel gazdálkodik. Különösen csökken a párolgásra fordított hő értéke, amely a talaj kiszáradására mutat. 13^h—15^h között éles párolgási maximum van, de még 15^h—17^h között is nagyobb az elpárolgás, mint 11^h—13^h időközben. Ez arra mutat, hogy a párolgás a délután felmelegedő felszín alatti rétegekből történik.

Október.

Ebben a hónapban már a reggel 7^h hőmérsékleteloszlása kisugárzási típusúvá alakult. Ugyancsak kisugárzási típusú, derült napunkon, a 17^h, 19^h és 21^h időpontok hőmérsékleteloszlása is. (A függélyes hőmérsékletkülönbségeket a VIII. táblázatban mutatjuk be.)

A hőháztartási mérések már erősen csökkenő hőforgalomról számolnak be. A Q_s, Q_t és Q_1 maximuma 11—13^h között, a Q_v-é 13—15^h között van.

*

Az eddigiekben a derült, szélcsendes ill. gyengén szeles időjárásban kialakuló nagy függőleges gradiensek létrejöttének körülményeit vizsgáltuk meg a 4 hónapban. Az észlelések alapján azonban az év többi hónapjára is rendelkezésre állanak hasonló gradiensértékek (VIII. táblázat).

VIII. TÁBLÁZAT

A 10 cm-es és a 100 cm-es rétegek közti hőmérsékletkülönbség napi menete derült, szélcsendes időjárásban

	I.*	II.*	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.*
7^h	—0,1	—0,2	—0,4	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,5	—0,4	—	—0,5
9^h	—0,2	0,4	0,2	1,0	1,0	1,4	1,3	0,9	0,8	0,5	—	—0,3
11^h	—0,1	0,7	0,6	0,7	1,1	1,8	1,4	1,1	0,9	0,6	—	0,1
13^h	—0,1	0,8	1,1	1,1	1,2	1,7	1,5	1,1	1,0	0,7	—	—0,1
14^h	0,0	0,8	1,1	1,7	1,6	1,6	1,3	1,5	1,0	0,3	—	—0,1
15^h	—0,1	—0,3	0,6	0,8	1,4	1,3	0,9	1,0	1,1	0,1	—	—0,4
17^h	0,0	—0,5	0,4	0,2	1,3	0,9	1,2	0,8	0,2	—0,3	—	—0,7
19^h	—0,1	—0,5	—4,6	—1,6	0,3	0,1	0,9	—0,1	—0,4	—1,1	—	—1,8
21^h	—0,1	—0,7	—4,1	—1,7	—1,4	—0,8	—1,1	—2,8	—1,2	—1,4	—	—1,9

* *hóréteg nélkül*

A táblázatból november hó adatai hiányoznak, mert az észlelési időszak alatt egyetlen derült, szélcsendes novemberi nap sem fordult elő. Az adatok szerint a nyáron előforduló maximális hőmérsékletkülönbségek 1,6° C—1,8° C-t tesznek ki. Nagyobb értékek kialakulását feltehetőleg a kicserélődés akadályozza meg. A kisugárzási időszak termikus stabilitása nagyobb negatív gradiensek kialakulását teszi lehetővé: —2,8° C, —4,6° C-ig terjedő értékkel. Ezek az adatok feltehetőleg a napi menet szélsőséges értékei, amelyek a kisugárzási időszak kezdetén lépnek fel. Az I. táblázat adatai szerint ugyanis ez az időszak a talajmenti légrétegben a maximális negatív gradiensek időszaka.

A VIII. táblázat, azonkívül, hogy áttekintést nyújt a függőleges gradiensek napi és évi menetéről, lehetőséget ad arra, hogy a nappali félnapra kiszámítsuk a derült, szélcsendes időjárásban bármely talajközeli légréteg hőmérsékletét, feltéve, hogy a makroszint 200 cm-es magasságának a hőmérséklete ismert.

A besugárzási időszakban

$$t(z) = t(200) + a \ln z$$

képlet adja meg a magasság-hőmérséklet összefüggést (2). $t(z)$ a z magasság keresett hőmérséklete, $t(200)$ a makroszint hőmérséklete, a pedig a függőleges hőmérsékleti gradiens a makroszintben. Ezt az elméleti alapon is levezetett képletet Brocks [3] kiterjedt észlelési anyagon megerősítette. Látható, hogy a hőmérséklet a magasság logaritmusával lineárisan változik. Olyan koordinátarendszerben, amelyben a hőmérséklet lineárisan, a magasság logaritmikusan változik, a képlet szerint a hőmérséklet-magasság vonalak egyenesek.

Ha ilyen koordinátarendszerben tehát kiindulunk egy megadott makro hőmérsékletből, a VIII. táblázat alapján az említett vonal irányát megállapítva, bármely magassági szint hőmérséklete egyszerűen leolvasható.

Ez az eljárás az éjszakai inverziók esetében nem alkalmazható, mert akkor a hőmérséklet-magasság összefüggés nem logaritmikus.

IRODALOM

[1] *Dobosi Zoltán:* A függőleges hőáramlás szerepe a hőmérséklet napi menetének kialakításában. *Időjárás* 1956.

[2] *Z. Dobosi:* Untersuchungen über die Repräsentativität einer Mikroklima-station. Annales Univ. Scient. Bp. 1959.

[3] *K. Brocks:* Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 5. 1948.

Gajzágó László—Popovics Ivánné:

Kísérlet hőérzeti tartományok megállapítására

Összefoglalás. 1959 nyári félévében szabadban végzett katatermométeres mérések és egyidejű hőérzeti feljegyzések alapján megkísérlik a szerzők statisztikai módszerek segítségével az egyes hőérzeti kategóriákhoz tartozó katatermométeres értékhatárok megállapítását. A hőérzeteket külön női és férfi sorra felbontva is tárgyalják, de szignifikáns eltérés csak két osztályban fordult elő. Az eredmények pontosabbá tétele még további adatgyűjtést igényel.

*

Versuch zur Feststellung der Wärmeempfindungsbereiche. Auf Grund der im Sommerhalbjahr 1959 im Freien ausgeführten Katathermometermessungen und gleichzeitigen Wärmeempfindungsaufzeichnungen wird anhand statistischer Methoden die Feststellung der zu den einzelnen Wärmeempfindungskategorien gehörenden Katathermometer-Wertgrenzen versucht. Die Wärmeempfindungen werden auch auf Angabenreihen von Frauen, bezw. Männer aufgeteilt behandelt, signifikante Abweichung kam aber nur in zwei Klassen vor. Die genauere Gestaltung der Resultate bedarf noch einer weiteren Angabensammlung.

*

A bioklimatológia az időjárási és éghajlati elemek élettani hatásainak kifejezésére lehetőleg elemegyüttesek vizsgálatát igényli. Ebből az következik, hogy a hatások elemegyütteseket mérő műszerrel mutathatók ki leginkább. Ilyen magas követelményeket kielégítő műszerünk ma még nincs. Általánosan használt, ezt a

követelményt többé-kevésbé kielégítő bioklimatológiai műszer a *Hill*-féle katatermométer [1]. Általa megadható a *lehűlési érték*, mely a műszer adta lehetőségek határain belül kifejezi az időjárási tényezők összességét (hőmérséklet, sugárzás, szél, légnedvesség, stb.). Természetesen tekintetbe kell venni azt, hogy a műszer fizikai lehűlési értéke — melyet mgcal/cm²sec-ban adnak meg — nem azonos sem egy egyén, sem pedig általában : az ember hőérzetével, azt csak megközelíti [2].

Számos kutató *(Dorno, Mörikofer, Conrad, Schmid, Glass,* stb.) a számszerűen kifejezett lehűlési értéket szubjektív hőérzetmeghatározásokkal hozta kapcsolatba. Ez utóbbi segítségével az emberek fiziológiai hőérzete jól jellemezhető. A kutatók a meleg-, illetve a hideg-érzetre és a komforttartomány különböző fokozataira változó számú osztályokból álló (a legkevesebb 3, a legtöbb 16 osztály) hőérzeti skálát szerkesztettek. Az irodalomból ismert komforttartományok ezért nem egyértelműek. A skálák közötti különbségek egyrészt az éghajlati viszonyokból, másrészt a különböző műszerek használatából származnak (pl. *Dorno* frigoriméter-adatokból, *Conrad* éghajlati középértékekből, *Schmid* katatermométeres lehűlési értékekből számította a hőérzeti tartományok küszöbértékeit) [3].

Ezek a tények, továbbá az a körülmény, hogy az ilyen kutatások eredményei helyhez kötöttek, más éghajlatú területen nem érvényesek, tették szükségessé, hogy megkíséreljük szabadtéri viszonyok között érvényes, éghajlatunknak megfelelő, katatermométeres értékekből levezethető hőérzeti tartományok meghatározását. Ennek a feladatnak a megoldását a műszeres mérésekkel egyidejűleg végzett *szubjektív hőérzeti értékek* feljegyzése tette lehetővé.

A feladat megoldásához az anyagot az 1959-es évben Tihanyban júniusban és szeptemberben, Budapesten a Palatinus-strandfürdő területén augusztusban és az Engels téren október elején végzett mérések adatai szolgáltatták. Az adatok között nappali és éjszakai mérések eredménye egyaránt található. A feldolgozott 1619 adat közül 915 piros katatermométerrel, 704 a nedves katatermométerrel mért lehűlési érték. A méréseket végző kutatók egyben a szubjektív hőérzeti értékeket produkáló személyek is voltak. Az összes mérések 44%-át nők, 56%-át férfiak végezték és jegyezték fel egyidejűleg saját szubjektív hőérzetüket.

A mérések idejéig nálunk még nem alakult ki egységes felfogás a katatermométeres értékeknek megfelelő, azokkal párhuzamba állítható hőérzeti tartományokról. Ennek a hiánynak a pótlására ideiglenesen a következő hőérzeti tartományokat alkalmaztuk :

1. forró
2. meleg
3. kellemesen meleg
4. kellemes
5. kellemesen hűvös
6. hűvös
7. hideg.

Az egyes tartományokon belüli %-os gyakorisági értékeket az I. A. táblázatban közöljük. A forró és hideg tartományokban a gyakorisági érték igen alacsony. Ezt az értékelésnél is figyelembe kell venni. A fenti hőérzeti tartományoknak megfelelő egyes elemi tényezők tartományközepeit az I. B. táblázat tartalmazza. A feldolgozás során elkülönítettük a férfiak, illetve a nők által észlelt lehűlési értékeket, ezenkívül közös (női + férfi) hőérzeti tartományokat is számoltunk.

A száraz katatermométerrel *(K_P)* és a nedves katatermométerrel *(K_N)* mért értékek mellett feltüntettük a léghőmérséklet *(T)*, a gőznyomás *(e)* és a szélsebesség *(v)* középértékeit is. Összevetve a férfiak és a nők adatsorának száraz katatermométeres értékeit kitűnik, hogy a női sorban az egyes hőérzeti kategóriákhoz tartozó zámértékek a meleg tartományokban nagyobbak. Itt el kell tekintenünk a nők

I. TÁBLÁZAT

	A		*B*				
	%-os gyakorisági érték		Hőérzeti középértékek				
	K_P	K_N	K_P	K_N	T	e	v
			mgcal/cm²sec		C°	Hgmm	m/sec
Férfi:							
Forró	2,3	2,6	2,6	16,6	26,9	13,7	0·2
Meleg	15,3	14,4	5,8	18,9	22,3	12,5	0,4
Kellemesen meleg	12,8	12,6	7,5	21,9	21,5	11,0	0,4
Kellemes	32,0	30,0	9,4	24,3	19,9	11,2	0,8
Kellemesen hűvös	16,6	17,7	13,4	27,5	18,7	10,1	1,4
Hűvös	18,0	19,4	14,2	28,0	15,0	8,0	1,3
Hideg	3,0	3,3	17,9	30,6	9,3	7,3	1,5
Nő:							
Forró	4,1	0,0	6,4	—	24,3	13,4	0,6
Meleg	22,0	20,3	6,4	20,1	24,4	12,3	0,6
Kellemesen meleg	23,3	20,3	9,2	23,3	21,4	10,6	0,8
Kellemes	22,4	18,7	10,7	23,5	20,3	11,1	0,8
Kellemesen hűvös	11,2	13,7	12,9	29,5	19,2	10,8	1,3
Hűvös	14,0	22,0	13,8	26,5	17,7	9,7	1,3
Hideg	3,0	5,0	15,0	25,9	9,7	7,0	0,8

„forró" kategória adatától, mely kevés számú adat miatt nem ad reprezentáns értéket. A férfiak sorában a hideg tartományok hőleadási értékei magasabbak, a meleg tartományokéi alacsonyabbak. Más szavakkal: a férfiak jobb hőtűrők a magasabb és az alacsonyabb hőmérsékleti értékek szempontjából egyaránt. A nedves katatermométeres adatok hasonló értelmű különbségeket mutatnak a meleg tartományokban. A női értékeknél a hideg tartomány nem egyértelműen meghatározott. Ezt a rendelkezésünkre álló kevés adat okozza. A fenti megállapításokat támasztja alá a hőmérsékleti adatok áttekintése is: a férfiak adatsorában az egyes kategóriákhoz magasabb, illetve alacsonyabb hőmérsékleti értékek tartoznak. A gőznyomás értékeiben a két sor között az eltérések nem nagyok, a meleg és kellemes tartományok 10 Hgmm feletti értékekkel szerepelnek. A szélsebesség értékeket nomogrammból számítottuk, mivel az észlelések során gyakran gyenge, kézi kanalas szélmérővel nem mérhető légáramlások voltak. A hőérzetet erősen befolyásoló hősugárzás komponensét adathiány miatt nem vehettük figyelembe.

Az észleléseket különböző korú, egészségi állapotú és öltözetű személyek végezték. A fiziológiai hőérzet-meghatározás szubjektív, így várható, hogy az adatok átlag-érték körüli elhelyezkedése — szórása — jelentős. A szórás-értékeket a száraz katatermométer adatai alapján határoztuk meg [4] (a kiszámított szórásadatok a II. A. táblázatban).

II. TÁBLÁZAT

	A		*B*	
	Szórás, K_P		Variabilitási együttható, K_P	
	mgcal/cm²sec		%	
	Férfi:	Nő:	Férfi:	Nő:
Forró	2,40	1,92	90	30
Meleg	2,36	2,11	40	30
Kellemesen meleg	3,44	2,76	50	30
Kellemes	3,28	3,10	40	30
Kellemesen hűvös	5,49	2,70	40	20
Hűvös	4,67	3,14	30	10
Hideg	5,26	4,54	30	30

A férfi soron belül a maximális szórás-értéket a kellemesen hűvös, a minimális értéket a meleg hőérzeti tartományban, a női sorban a maximumot a hideg, a minimumot a forró tartományokban mutatja. A szórásértékek elég jelentősek. Ez a probléma természetéből, a szubjektív fiziológiai érzet-meghatározás és a négy időjárási tényező (hőmérséklet, sugárzás, szél, légnedvesség) kombinációs lehetőségeinek változatosságából adódik. Ezek gyakran fedéseket okoznak a szomszédos hőtartományokban.

A szórás számszerű értékeit, vagyis az adatok szóródottságát a Pearson-féle variabilitási együtthatóval számoltuk (II. B. táblázat):

$$V = \frac{S}{\bar{x}} \cdot 100\ \%,$$

ahol: S = szórás

$\bar{x}$ = az észlelt adatok számtani középértéke.

A relatív szórás kapott értékei szerint a női sorban az adatok változékonysága kisebb, mint a férfi sorban. A férfi sor meleg-tartományaiban az eltérések nagyobbak.

A teljes statisztikai populációból kapott mintaközép ($\bar{x}$) meghatározása mellett szükséges annak az intervallumnak becslése, melyen belül az egyes hőtartományok valódi középértéke (μ) fekszik. Ennek meghatározására konfidencia-intervallumokat számoltunk a 95%-os és 99,9%-os megbízhatósági szinteken az

$$\bar{x} = B\frac{S}{\sqrt{N}} < \mu < \bar{x} + B\frac{S}{\sqrt{N}}$$

formula segítségével.

Az egyenletben: $\bar{x}$ = a minta középértéke; μ = valódi középérték

S = szórás; B_{95} = konst. = 1,96

N = esetek száma; $B_{99,9}$ = konst. = 3,29

A számított értékeket a III. táblázatban közöljük.

III. TÁBLÁZAT

Konfidencia intervallumok, K_P:

	Férfi: C°	Nő: C°
95%-os:		
Forró	0,3 — 4,9	4,7 — 8,1
Meleg	4,8 — 6,8	5,7 — 7,1
Kellemesen meleg	6,2 — 8,8	8,1 — 10,2
Kellemes	6,4 — 12,4	9,7 — 11,7
Kellemesen hűvös	11,4 — 15,4	11,3 — 13,9
Hűvös	12,6 — 15,8	12,5 — 15,1
Hideg	13,3 — 22,5	10,7 — 19,3
99,9%-os:		
Forró	1,2 — 4,0	5,4 — 7,4
Meleg	5,2 — 6,4	6,0 — 6,8
Kellemesen meleg	6,7 — 8,3	8,6 — 9,8
Kellemes	6,6 — 11,2	10,1 — 11,3
Kellemesen hűvös	12,2 — 14,6	11,9 — 13,9
Hűvös	13,2 — 15,2	13,0 — 14,6
Hideg	15,2 — 20,6	12,5 — 17,5

Bármilyen, terjedelmes észlelési sornál az esetek 95, illetve 99,9%-ában várhatjuk, hogy ezekbe a tartományokba esik a valódi középérték. A 95%-os megbízhatóság intervallum szűkebb, mivel itt 5%-os hibalehetőséget engedtünk meg, így becslésünk kisebb pontosságú.

A száraz katatermométer adatait felhasználva megvizsgáltuk azt, hogy a nők és férfiak adatsora között van-e jelentős, szignifikáns eltérés. A Fisher-féle F próbát alkalmaztuk az

$$F = \frac{S^2_1}{S^2_2}$$ képlet alapján, ahol S^2_1 és S^2_2

a férfi és a női sor varianciája. Számításunk szerint a két sor között szignifikáns különbség van a *kellemesen hűvös* és *hűvös* tartományokban az 1%-os és 5%-os tévedési szinteken. A kellemesen meleg tartományban az 5%-os szinten szignifikáns az eltérés, de az 1%-os szinten már nem haladja meg az eltérés azt a különbséget, mely véletlen folytán is előfordulhat. A többi tartományokban a férfi és női sor közötti különbséget véletlen események is előidézhetik. Ezekben az esetekben a két sor azonos alapsokaságból származónak tekinthető.

A fenti vizsgálatok — különösen a szignifikancia számítások — eredményeit tekintetbe véve közöljük a IV. táblázatban számításaink eredményeként kapott empirikus száraz és nedves katatermométeres lehűlési érték-tartományokat a különböző hőérzetekre, egyesített férfi és női adatsorra. Ez az érzetskála normál mozgású, az évszaknak megfelelő (nyári félév) ruházatú egyénekre vonatkozik :

IV. TÁBLÁZAT

	Hőérzeti tartományok mgcal/cm²sec	
Férfiak és nők együtt :	K_P	K_N
Forró	0,0— 5,0	0,0—18,0
Meleg	5,0— 7,5	18,0—21,0
Kellemesen meleg	7,5— 9,0	21,0—23,5
Kellemes	9,0—11,5	23,5—26,0
Kellemesen hűvös	11,5—14,0	26,0—27,5
Hűvös	14,0—16,0	27,5—29,0
Hideg	16,0—	29,0—

Hangsúlyoznunk kell azt, hogy az adatok nagy változékonysága miatt ezek a tartományok még további, számos adat felvételét és feldolgozását igénylik. Ez vonatkozik a száraz katatermométer és — fokozott mértékben — a szélerősség változásaira érzékenyebben reagáló nedves katatermométer adataira. A férfiak és nők érzethőmérsékleteinek megfelelő elkülönítése céljából kívánatos lenne egyidejű, azonos mérőhelyen történő, férfiak és nők által rögzített érzetértékek meghatározása.

Jövőbeni vizsgálatainkban az eddigieket kiegészíteni, továbbá az évszakos és ezen belül a különböző időhelyzetekben a tipikus hőérzeti értékeket kívánjuk meghatározni.

IRODALOM

[1] *Bradtke, F. és Liese, W. :* Hilfsbuch für raum- und aussenklimatische Messungen. Springer-Verlag, Berlin (Göttingen) Heidelberg, 1952.

[2] *Hentschel, G. :* Die endogenen und exogenen Anteile des „Empfindungsklimas". Angewandte Meteorologie, Band 1, Heft 11. Nov. 1953.

[3] *Linke*'s Meteorologisches Taschenbuch, Band III. Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig. Leipzig, 1957.

[4] *Weber, E. :* Grundriss der biologischen Statistik. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, 1957.

Goll György:

A talajközeli légtér gyorslefolyású hőmérsékletingadozásai

Összefoglalás. A meteorológiai gyakorlatban a levegő hőmérsékletének mérésére többnyire higanyos hőmérők használatosak. Vannak azonban a hőmérsékletmérésre sokkal kisebb hőkapacitású s nagyobb felületű hőmérők is. Ezek tehetetlensége kisebb és a levegővel jobb a hőkicserélődési képességük. Ha ilyen gyorsabb beállású hőmérőt használunk, észrevehető, hogy a légtér hőmérséklete állandóan kisebb-nagyobb ingadozásokat mutat. Ezen alapjában ismert jelenség részletesebb tanulmányozása különösen mikroklimatológiai szempontból érdekes. A dolgozat célja ezen hőmérsékletingadozási jelenségek kísérleti vizsgálata.

*

Kurz ablaufende Temperaturschwankungen des bodennahen Luftraumes. In der meteorologischen Praxis werden zur Messung der Lufttemperatur meistens Quecksilberthermometer angewandt, es gibt aber auch Thermometer von viel geringerer Wärmekapazität und grösserer Oberfläche, welche eine geringere Trägheit und eine bessere Wärmeaustauschfähigkeit mit der Luft besitzen. Wenn Thermometer von grösserer Empfindlichkeit gebraucht werden, wird es bemerkbar, dass die Temperatur des Luftraumes ständig grössere-kleinere Schwankungen aufweist. Die ausführlichere Untersuchung dieses im Grunde genommen bekannten Phänomens ist besonders aus dem Standpunkte der Mikroklimatologie von Interesse. Das Ziel der Arbeit ist die experimentelle Untersuchung dieser Temperaturschwankungserscheinungen.

*

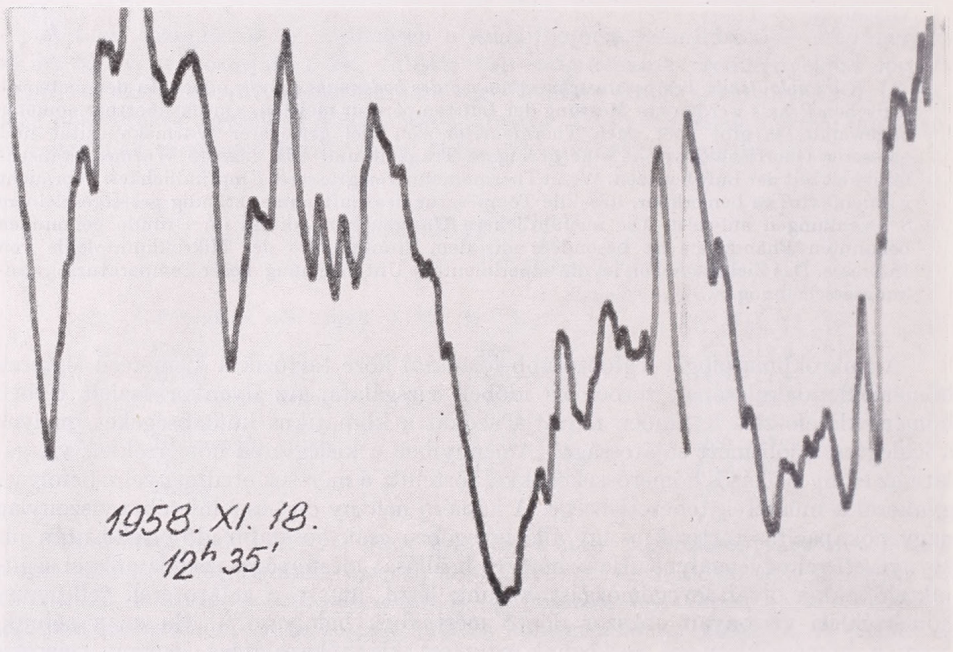
A mikroklimatológia legfontosabb feladatai közé tartozik a kisméretű légterek hőmérsékletalakulásának térbeli és időbeli vizsgálata. Az ilyenkor észlelt térbeli hőmérsékleteloszlás feltűnően mutatja azokat a klimatikus különbségeket, melyek a kislégterek jólismert sajátosságai. Amennyiben a kislégterek hőmérsékleti vizsgálata az eddig szokásos hőmérőeszközökkel történik, a mérések eredményeire befolyást gyakorol a műszerek tehetetlensége. A hőmérő néhány cm^2-es felületéhez viszonylag nagy hőkapacitás tartozik és így álló levegőben csak hosszabb idő eltelte után jut környezetével egyensúlyba. Ha a hőmérő beállását mesterséges szellőztetéssel segítjük elő, akkor olyan levegőmozgást hozunk létre, amely a mikroterek jellegzetes hőmérsékleti viszonyait sokszor döntő mértékben befolyásolja. Ha az a célunk, hogy a hőmérsékletmérő eszközünk egyrészt kis hőkapacitású legyen, másrészt viszonylag nagy felülete legyen a levegővel hőkicserélődési kapcsolatban, akkor célszerű vékony huzalból készült ellenálláshőmérőt használnunk. Ezzel elérhető az, hogy a légtér és a hőmérő között a hőcsere gyorsan lefolyik és a hőmérő kis hőtömegével a légtér hőállapotát csak kevéssé befolyásolja.

A kísérleteinkben használt ilyen nagy felületű, nikkel-anyagú hőmérő a következő adatokkal rendelkezett: 40 méter hosszú, 0,07 mm átmérőjű, kb. 1000 Ohm ellenállású, selyemmel szigetelt huzal, 1,26 dm^2 felületű keretre kifeszítve úgy, hogy a hőmérő saját hőkapacitása 0,23 cal/fok. A szokásos Assmann-féle pszichrométerhőmérők felülete 5 cm^2 körüli, hőkapacitásuk 0,45 cal/fok nagyságú, ugyanakkor 1 liter levegő hőkapacitása kb. 0,24 kalória fokonként. A viszonylag igen nagy felület és a kis hőkapacitás lehetővé teszi, hogy az ellenállás-hőmérő a környezet hőmérsékletére igen gyorsan beáll, ill. ennek változásait viszonylag kis késéssel követi.

A nikkel-huzal villamos ellenállása a hőmérséklettől függően változik. Az ellenállás meghatározására a legkényelmesebb módszer a Wheatstone-hidas megoldás. A nagyfelületű hőmérőkkel való mérésnél használt Wheatston-híd kiegyenlítése tartósan nem sikerült, mert az ellenállás folyton ingadozik s ezzel jelzi, hogy a hőmérő környezetében a hőmérséklet nem állandó. Észlelés közben kitűnt, hogy a hőmérő ellenállás-értéke nagyobb ingadozásokat mutatott olyan rövid időn belül, hogy a leolvasás ennyi időn belül nem volt végrehajtható és ezért a galvanométer

kitérés-változásait regisztrálni kellett. Leggyorsabb regisztrálás-módnak a fénymutatós galvanométer kitérésének fotografikus rögzítése kínálkozott, forgódobon elhelyezett fényérzékeny papírra. Ezt a feljegyzési módot választva a hőmérsékletingadozások időbeli képét és nagyságát viszonylag egyszerűen határozhatjuk meg.

Az elhelyezéssel igyekeztünk a hőmérő környezeti befolyásolását a lehető legkisebbre csökkenteni. Az észlelést legtöbbször borult és szélcsendes időben végeztük. Azért választottuk ki az ilyen időjárási helyzeteket, mert derült, vagy szeles időben az észlelt változások intenzitása igen erősen megnövekszik és a jelenségek vizsgála-



1. ábra. Felvételrészlet eredeti nagyságban. Vízszintesen az időtengely, balról jobbra folyó idővel; a függőleges hőmérsékleti skála fölfelé csökken.

tában egyszerűbb viszonyokat találhatunk nyugodt, sugárzás-mentes időjárás esetében. Megjegyezzük még, hogy az alapberendezés az észleléshez túlságosan érzékenynek bizonyult és a regisztrálásban az elérhető érzékenységnek kb. 1/5-öd részét használtuk ki.

Az észlelt galvanométer-kitérések kétségtelenül a hőmérőt környező légtér hőmérsékletváltozásaitól származnak, mert ha a hőmérőt pl. szövettel jól beburkoljuk, akkor a galvanométeren a kitérések ingadozásai megszűnnek.

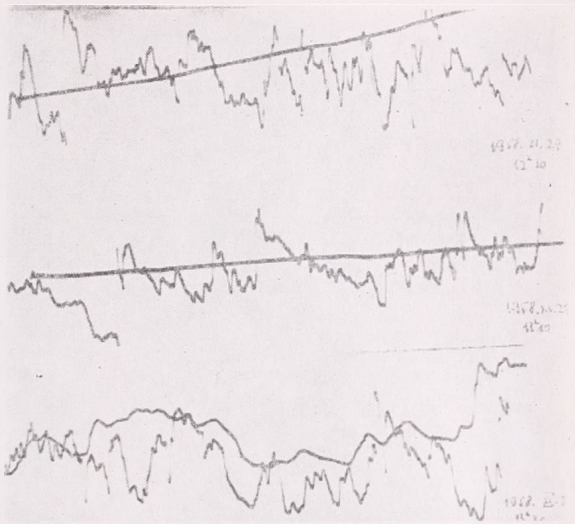
A felvételek skálaértékeit mutatja a *3. ábra*. Az idő balról jobbra halad, a hőmérséklet fölfelé csökken. Minden felvétel egyforma sebességgel forgó dobbal történt és a készülék hőfokérzékenysége az összes mérések alkalmával állandó volt.

A hőmérsékletingadozásoknak napszaktól való jellegzetes függését mutatja a *4. ábra*. Itt a két középső felvételen mutatkozik az az általában észlelhető jelenség, hogy a hőfokingadozások menetében többször található viszonylag gyorsan lefolyó hőmérsékletcsökkenés, melyet egy lassabban kifejlődő hőmérsékletemelkedés követ.

Feltűnőnek vehető az a jelenség, hogy a csendes hajnali időben is észlelhető hőmérsékleti nyugtalanság. A hajnali időszakban készült felvételeken kéttípusú

ingadozás mutatkozik. Egy lassabban változó szakasz, mely azután elég hirtelen átcsap egy gyorsabb lefolyású nyugtalanságba. Az esti felvétel is jelentékeny hőmérsékletingadozásokat mutat, bár kisebb amplitudóval. Az aznapi időjárást teljes borultság, szélcsend és szemergő eső jellemezte. A mérések ideje alatt eső nem esett. A hőmérsékletemelkedés a reggeli és déli felvétel között mindössze 1,5 C° volt, estig a hőmérséklet 1 C°-kal csökkent.

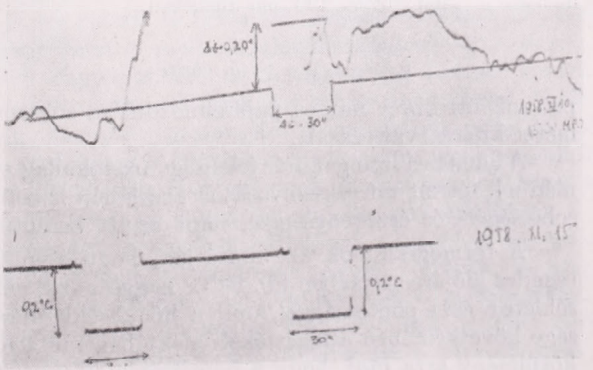
Az észlelt hőfokingadozások igen jellegzetesen alakulnak a talaj fölötti távolságtól függően. Ezt a jelenséget mutatja be az *5. ábra*. A közvetlenül talaj fölötti (20 cm) hőmérő sokkal nagyobb amplitudójú ingadozásokat észlel, mint a magasabban levő. A 300 cm magasan levő hőmérő ingadozásai alig felét teszik ki a talajmentinek és a nagyobb amplitudójú hőmérsékletváltozások sokkal lassabban jelentkeznek, mint a talaj mentén mutatkozók. Ezek az eredmények arra mutatnak, hogy a hőmérsékletingadozások oka a talajfelszín egyenetlenségeiben kereshető. Ezen hőmérsékletkülönbségek a talaj fölött elhelyezkedő mikrolégterek hőmérsékletét módosítják és a lassú mozgásokkal szállított levegő adott mérőponton hőmérsékletingadozásokat okoz.



2. ábra. Felső ábra: A hőfokingadozás fényképes rögzítése után a hőmérő öt réteg molinószövettel burkolva. A melegebb szövet alatt ülő hőmérő hőmérsékletcsökkenése látszik. Középső ábra: Egy órával később a hőmérő állandó hőmérsékletet mutat. A védőburkolatot levéve hőmérsékletingadozások újra mutatkoznak. Alsó ábra: Hőmérsékletingadozások felvétele után a hőmérőt egy réteg szövettel ismét burkolva, a hőmérő leegyszerűsítve mutatja a laza burkolaton is áthatoló hőmérsékletingadozásokat. (A galvanométer kiindulási helyzetét a felvétel előtt beállítottuk, hogy a görbék jobban egymásra essenek.)

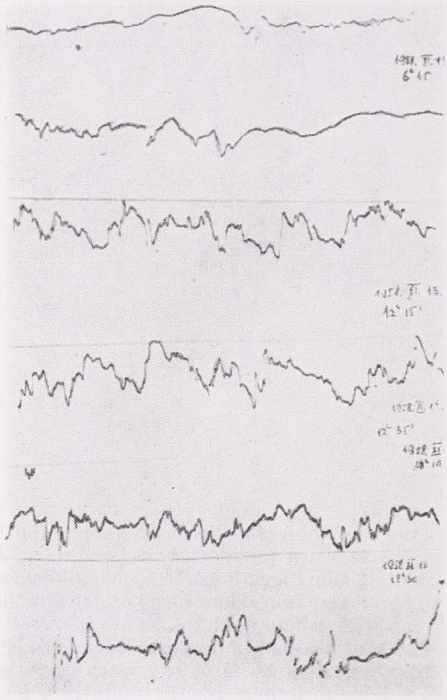
Igen érdekesen alakuló hőmérsékletingadozás-jelenségeket mutat a *6. ábra*. A felső fölvétel gyenge napsütésben és gyenge szél (talán 0,2 m/sec) mellett történt és igen nagy amplitudójú hőmérsékletingadozást mutat, melyben nagyon rövid ideig, 1—2 sec-ig tartó fluktuációk nagy számban szerepeltek.

Az első felvétel után az ég hirtelen beborult, a szél megállt, és a középső diagrammon látható kismértékű, leegyszerűsödött hőmérsékletingadozást észleltük, mely az eddig észleltekhez hasonlít. A legalsó felvételnél újra légmozgás keletkezett, mely az ingadozások amplitudóját borult ég mellett is megnövelte.



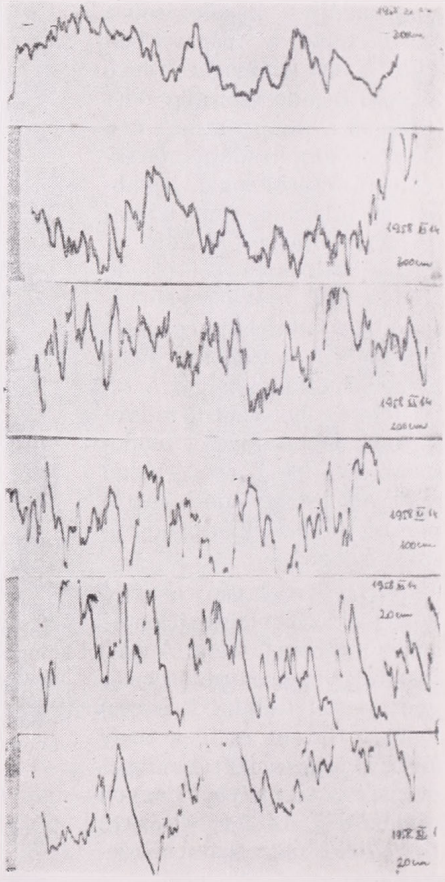
3. ábra. Termogrammok egységes idő- és hőmérséklet-léptéke.

Az előbbiekben bemutatott termogrammok nagyon változatos hőmérséklet-ingadozásokat mutatnak és nincs két termogramm, mely egymásra erősen hasonlítana. Ezek egyrészt kapcsolatosak a légtér pillanatnyi hőmérsékleteloszlásával, másrészt azon légmozgások hatását tartalmazzák, melyek következtében az egymástól eltérő hőmérsékletű légtestek a villamos hőmérő mellett elhaladnak. Az észlelt hőmérsékletingadozások változásának sebessége eléggé nagy és meglepő, hogy kis távolságokon belül a levegőben kiegyenlítődés nélkül ilyen hőmérsékletkülönbségek létezhetnek. A változások sebessége olyan nagy, hogy a regisztráló berendezés másod-



4. ábra. Reggel (felül) és este (alul) a hőmérsékletingadozások kisebbek, mint a déli időben mutatkozók (középső két ábra). A hőmérő a talaj fölött 100 cm magasan.

5. ábra. ➘



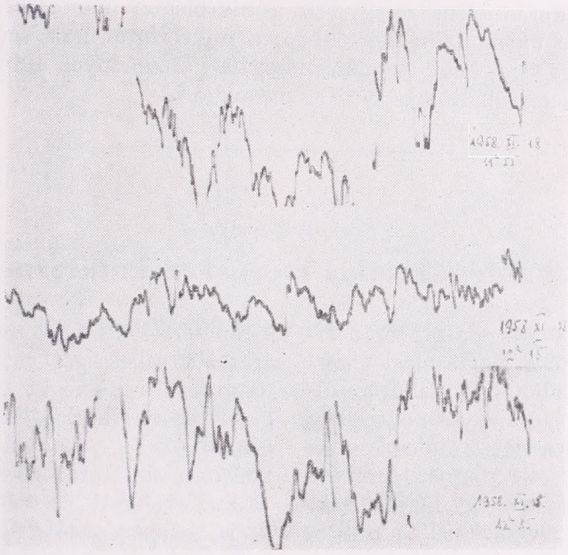
percenkénti kb. 1 mm-es papírelmozdulása sokszor alig bírja feloldani a galvanométer-kitérés változásait.

A hőmérsékletingadozás jelensége irodalmilag eléggé ismert, de a kérdés terén mérések főként műszerleolvasások alakjában ismeretesek, illetve olyan regisztrálási sebességgel és érzékenységgel, mint az itt bemutatottak, nem történtek.

A termogrammok azt mutatják, hogy a mikrolégtér hőmérsékletingadozásai csendes időjárás esetében kb. fél C° nagyságúak, emiatt a levegő pillanatnyi hőmérséklete azzal a pontossággal, amit a hőmérsékletmérések a higanyhőmérő tehetetlensége következtében átlagértékek alakjában mutatnak, nem határozható meg. Ez a körülmény arra utal, hogy a hőmérsékletmérések pontosságát a szokásos mérőeszközök finomításával nem érdemes fokozni, mert az átlagérték valószerűsége a fluk-

tuációk figyelembe vételével kérdésesnek tekinthető. Különösen áll ez a mikrometerológiai hőmérsékletmérésekre. Fel kell még tételeznünk, hogy a fluktuációk a valóságban az itt bemutatottaknál nagyobbak, mivel az ellenálláshőmérőnek is van tehetetlensége, mely a valódi ingadozások nagyságát és sebességét csak késleltetve mutatja. Az ingadozások sebességére nézve meg kell jegyeznünk, hogy általában a hőmérsékletcsökkenésnek sebessége kisebb, mint az emelkedéseké.

Az ingadozásoknak elég jól felismerhető sorrendi egymásutánja van. Az ilyen egymásutániság ismétlődése arra utal, hogy egyrészt az önállóknak tekinthető



6. ábra.

különböző hőmérsékletű légtestek között sok egymáshoz hasonló nagyságú és hőmérsékletű van, vagy ugyanazon légtest végez forgó mozgást a hőmérő körül. Az igen kicsi hőfokváltozások talán annak következtében mutatkoznak, hogy a légtestek méretei kicsinyek is lehetnek és nagyságuk a hőmérő oldalméretéhez (10 cm) hasonló kiterjedésű.

A nyugvónak látszó légtér egymástól eltérő hőmérsékletű légtestei tehát turbulens körülmények között jelentékeny haladó és örvénylő mozgást végeznek és ezzel idézik elő azt az igen változatos folyamatot, mely az ellenálláshőmérőn mutatkozik.

A fluktuációs termogrammok nagyobb hőmérsékletingadozást mutató kitérésein belül egészen kisfokú változások teszik a folyamatot szinte szaggatottá. Különösen jól látszik ez az 5. ábra négy alsó termogrammján. A vonalaknak ez az erősen mutatkozó szaggatottsága arra utal, hogy a mozgás a légtesteket igen bonyolult módon összekuszálja és mintegy szétbontja. Nagyon meglepő azonban az, hogy a mozgások nem tudják gyorsan végbevinni a hőmérsékletek kiegyenlítődését.

Az itt leírtak a kis tehetetlenségű hőmérővel észlelhető jelenségek vázlatos összefoglalását tartalmazzák. Mivel maguk a jelenségek eléggé feltűnők és nem várt alakúak, természetes, hogy magyarázatuk csak feltételezéseket tartalmazhat. A légtér hőmérsékletileg inhomogén voltára eddig is több irodalmi megállapítás utal. A gyors regisztrálás hozzásegít ahhoz, hogy a levegőnek ezt a tulajdonságát jobban megismerjük. Az észleléseknek a hőmérsékletmeghatározásra vonatkozó

része kísérletileg jól alátámasztott, és a mérőfizika mai állapota szerint megnyugtató pontosságú. A turbulenciás hatások közrejátszása a görbék lefutásának indoklására feltételezett megállapítás, melyet eddig közvetlen légmozgásmérések még nem bizonyítanak, mivel ilyen mérések hőmérsékletméréssel együtt még nem történtek.

Befejezésül meg kell jegyeznünk, hogy a lefolytatott mérések kis száma nem tarthat a teljességre igényt és inkább csak a jelenség létezésének bizonyítékául vehetők. A fluktuációs jelenség, úgy látszik, igen változatos folyamat és sok vizsgálatot kell még végezni, hogy ezt a szerény, de bonyolult voltánál fogva érdekes tüneményt meg lehessen magyarázni. Az a megokoltnak látszó megállapítás, hogy a hőmérsékletingadozás jelensége egyrészt a mikrolégtér hőmérsékletének tulajdonsága, másrészt, de ugyanolyan mértékben, a mikrolégtér mozgásával kapcsolatos folyamat, ösztönzés arra, hogy az eddigi vizsgálati eredmények alapján újabb kísérleti berendezésekkel próbáljuk a kérdést megoldani.

Szakály József:

Kísérlet mikrolégáramlás mérésére katatermométerrel

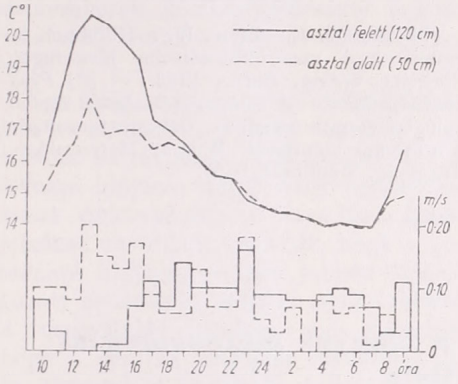
Növényházklíma-vizsgálatok során elsőrendű fontosságú a légáramlási viszonyok ismerete. Különböző szellőzőrendszerek hatásfoka és az egyes növényház típusok természetes légcseréje csak mikrolégáramlás mérések alapján ítélhető meg. A következőkben egy kísérletünkről számolunk be, melynek célja a mikrolégáramlás meghatározása különböző típusú növényházakban.

Ismeretes, hogy a *Hill*-féle katatermométer segítségével „lehűlési érték" határozható meg, amely a műszerállandó és a másodpercekben mért lehűlési idő (38,0 C°-ról 35,0 C°-ra) hányadosa. A műszer hőleadásának sebessége a környezet sugárzási, léghőmérsékleti és légáramlási viszonyainak összhatásától függ. *Hill* a „lehűlési érték" és a légáramlás sebességének összefüggését képletbe foglalta, az 1 m/sec alatti és feletti szélsebességek esetére. Számos szerző — ilyen irányú vizsgálatai alapján — az említett alapképlet annyiban módosult, hogy az állandók értékeit változtatták meg. *Bradtke* és *Liese* munkájukban [1] grafikont, *Predmerszky* tanulmányában [2] nomogrammot közölt, amelyek a fent említett összefüggés alapján lehetővé teszik, hogy a katatermométeres mérés alapján nyert „lehűlési érték" és az egyidőben mért léghőmérsékleti érték segítségével a légáramlás sebességét m/sec egységekben határozzuk meg. Az elsőként említett grafikon a mikorlégáramlások, a nomogramm pedig a nagyobb szélsebességek pontos meghatározására alkalmas.

A Kertészeti és Szőlészeti Főiskola budai telepén a Zöldségtermesztési Tanszék kísérleti növényházaiban két alkalommal 24 órán keresztül óránként végeztünk katatermométerrel lehűlés, és Assmann-féle pszichrométerrel léghőmérséklet méréseket, hogy a vizsgált növényházak szellőzéséről és légcsere viszonyairól nyerjünk adatokat. A növényházakban ebben az időben csiperkegomba termesztés folyt. A lehűlés mérésére tükrös katatermométert használtunk, mert az a környezet hősugárzására csak kismértékben érzékeny. Mielőtt a mérési adatok részletes elemzésére rátérnénk megjegyezzük, hogy a vizsgált növényházak hőmérsékleti és légáramlási meneteit párhuzamosan tárgyaljuk, miután az említett két elem értékei szoros kapcsolatban vannak egymással.

Első alkalommal 1959. október 27-én 10 órától, másnap reggel 9 óráig óránként történtek mérések egy belülről fekete műanyagfóliával takart, fűtetlen szaporítóházban, a növényházi asztal

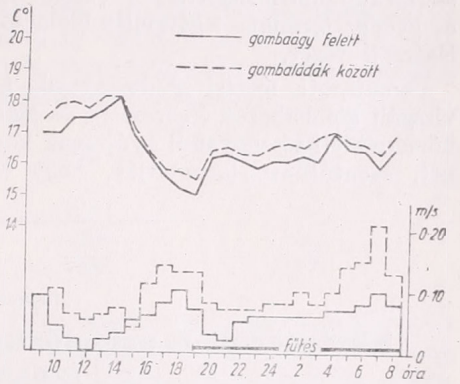
felett (120 cm) és az alatt (50 cm). A léghőmérséklet és a légáramlás meneteit az 1. ábrán mutatjuk be. Ezt szemlélve látjuk, hogy a szaporítóház hőmérséklete a besugárzás idején a 120 cm-es



1. ábra. A mikrolégáramlás és a léghőmérséklet óraértékeinek menete szaporítóházban (1959. X. 27—28.)

magasságban 10 órától erőteljesen emelkedett és 13—14 órakor a 20,0 C°-ot is meghaladta, majd ezután 17 óráig a felmelegedéshez hasonló ütemben csökkent. Az említett időszakban az alsó szintben a hőmérséklet alacsonyabb értékről indult mint fent és 13 órakor csak 18,0 C°-ot ért el, majd fokozatosan csökkent. 20 órakor a két hőmérsékleti görbe már találkozik. A légáramlás sebessége 10-től 16 óráig az alsó, hűvösebb szintben 0,10—0,20 m/sec között volt, míg a 120 cm-es magasságban a déli és a koradélutáni órákban légáramlás nem, vagy csak alig volt észlelhető. Ez feltehetően annak a következménye, hogy az erősen felmelegedett és hősugárzó fekete fólia alatt megrekedt a meleg levegő. A hőmérsékleti menet leszálló ágában, 20 óra után, reggel 7 óráig a két mérési pont hőmérséklete között különbség nem volt. A légáramlás értékei ekkor a felső szintben valamivel meghaladták az alul mért értékeket. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy éjszaka ismét a fólia az aktív felszín, s ez kisugárzás útján erősen lehűl és lehűti a vele érintkező légréteget, ennek következtében a hideg levegő lassan süllyed. Ez a légmozgás az alsó szintnél nagyobb légáramlási értékekben jut kifejezésre.

1959. november 3—4-én kátránypapírral fedett, éjszaka fűtött ikerblokk-



2. ábra. A mikrolégáramlás és a léghőmérséklet óraértékeinek menete ikerblokkházban (1959. XI. 3—4.)

házban végeztünk ismét 24 órán keresztül mikrolégáramlás és léghőmérséklet méréseket a talajfelszín felett 150 cm magasságban gombaládák között és egyszintes gombágyak felett. Az említett két elem óraértékeinek menetét a 2. ábrán mutatjuk be. A gombaládák között 13 óráig 0,3—0,9 C°-kal magasabb volt a léghőmérséklet mint a gombaágyak felett. Ezután mindkét mérőhelyen csökkent a léghőmérséklet, eleinte a két hőmérsékleti görbe majdnem egybeesik és csak 18—19 órakor jött létre ismét amár említett nagyságrendű hőmérséklet különbség. A további lehűlést a fűtés beindítása állította meg. Látjuk továbbá, hogy a légáramlás értékei délben mindössze 0,07 m/sec-ot értek el, a hőmérséklet csökkenésének idején viszont 0,10—0,14 m/sec-ra növekedtek és a gombaládák között most is élénkebb volt a légmozgás mint a gombaágyak felett. 19 óra után mindkét mérési helyen csökkent a légáramlás és csak hajnali 4 óra után emelkedett elsősorban a gombaládák között, ahol 7 órakor a 0,21 m/sec értéket is elérte. Ebben a növényházban a hőmérsékleti napi menetek tanúsága

szerint a gombaládák között a léghőmérséklet néhány tized fokkal magasabb mint a gombaágyak felett. Véleményünk szerint a gombaládákban elhelyezett szerves anyag bomlása következtében felszabaduló hő melegíti a környezetét és ez gyenge termikus légáramlás kialakulására is vezet.

Bemutatott mérési eredményeink a vizsgált gombaházak légáramlási és léghőmérsékleti viszonyairól nyújtanak képet, ezentúl azt bizonyítják, hogy a katatermométer alkalmas mikrolégáramlás mérésére és növényházak szellőzési és légcsere vizsgálatainál eredményesen alkalmazható.

IRODALOM

[1] *Bradtke, F.—Liese, W.:* Hilfsbuch für raum- und aussenklimatische Messungen. Springer Verlag, Berlin 1952. — [2] *Predmerszky Tibor:* A munkaegészségtan meteorológiai vonatkozásai. II. Orvosmeteorológiai Tanfolyam előadásai. Magyar Meteorológiai Társaság, Budapest 1956.

Aujeszky László:

Középtartamú prognózisok a magyar meteorológiai szolgálatban

Mint ismeretes, Magyarországon évtizedeken át csak 24 órára érvényes előrejelzések kerültek rendszeres kiadásra, ami hazánk medence fekvéséből származó nehéz szinoptikai helyzetének volt a következménye. A felszabadulás után 1945. július 16-ával tért át a Meteorológiai Intézet a 24 óránál hosszabb érvényű előrejelzésekre: ettől az időponttól kezdve a minden délben kiadott előrejelzés 36 órára (másfél napra) szól.

Nyilvánvaló, hogy a népgazdaság és a nagyközönség egyaránt szívesen látja az érvényességi tartam további megnövelését is. Kivált a mezőgazdasági prognosztika az a terület, ahol legalább 2—3 napra szóló előrejelzések beláthatatlan haszonnal járnának. A tudomány mai állása mellett azonban erre még napjainkban is csak meglehetősen korlátolt lehetőségeink vannak. Mindenesetre a légkör jobb megismerése nyomán bizonyos fejlődés mutatkozik. Az újabb prognosztikai módszerek, elsősorban a légköri topográfiák részletesebb elemzése, valamint a félgömbi térképek ez idő szerint már elég gyakran megengedik, hogy a másfélnapos alapidőszakon túl még további egy-két napra vonatkozó vázlatos előrejelzéseket is kidolgozhassunk. Nyilvános jelentéseinkben ezek az előrejelzések a prognózisszöveg végén, „Távolabbi kilátások" bevezető szavakkal szerepelnek.

A távolabbi kilátások címén adott vázlatos prognózisok nem mindig ölelik fel az időjárás összes jelenségeit, hanem sokszor előfordul, hogy csak az esőkről, vagy csak a hőmérséklet alakulásáról van bennük szó. Ez azért történik, mert sok olyan légköri helyzet van, amikor pl. a hőmérsékleti állapotok 2—3 napra is elfogadható biztonsággal előreláthatók, de azt nem lehet eldönteni, hogy lesz-e eső a második vagy a harmadik napon, vagy pedig nem. Máskor viszont éppen az esőnek vagy a szélnek az előrejelzését lehet 2—3 napra is elkészíteni, a hőmérsékleti előrejelzést ellenben nem. Kivételesen nehéz, bonyolult időjárási helyzetekben még ma sem tudunk másfél napnál hosszabb időre érvényes előrejelzéseket készíteni. Amikor az újságolvasó azt tapasztalja, hogy a kiadott előrejelzésnek ez a második része hiányzik az időjárásjelentésből, az többnyire annak a jele, hogy az időjárásban ismét bonyolult, nehezen megítélhető időszak előtt állunk. Ezenkívül tartózkodni szoktunk a távolabbi kilátosok kiadásától a vasárnapi és ünnepnapi jelentésekben is, aminek belső szervezési oka van: mun-

kaszüneti napokon az előrejelző szolgálatnak valamivel csökkentett létszámmal kell ellátnia ugyanazt a szakmai munkát, amelyet hétköznapokon végez. Ezenkívül a távolabbi kilátások kidolgozása mindenkor a távprognosztikai szakemberek közreműködésével készül, ami csak munkanapokon áll rendelkezésre.

Egy ideig szokásban volt szolgálatunkban az is, hogy a pénteki napokon nem adtunk ki távolabbi kilátásokat. A vasárnapi időjárás iránti nagy érdeklődés miatt óvatosságból a szombati előrejelzőnek tartottuk fenn azt, hogy a vasárnapi időjárásról már jobban feldolgozott adatanyag alapján nyilatkozzon. A tapasztalás azonban azt mutatta, hogy a pénteki napokon elkészített de ki nem adott távolabbi kilátosok túlnyomó többsége helyes volt és ezért ma már indokolatlan volna, hogy éppen pénteki napokon ne adjunk ki előzetes tájékoztatást. Így ma az a helyzet, hogy minden munkanapon, ha a szinoptikai helyzet megengedi, kiadjuk a távolabbi kilátásokat a nyilvános előrejelzések keretében.

Középtartamú prognosztikánk fokozatos fejlődését mutatják a következő adatok. Az 1950—1956. években még csak kivételes időjárási helyzetekben tudtunk távolabbi kilátásokat közrebocsátani, sőt 1957-ben egyetlen távolabbi kilátás sem került kiadásra. A kivételes időjárási helyzetek közé számítottuk már ebben az időben is a *késő-tavaszi fagyhelyzetek*. Minden áprilisi és májusi fagyhelyzet kezdetétől végéig (vagyis 2—4 napon át) távolabbi kilátásokban közöltük a fagy várható bekövetkezését, erősödését és megszűnését. Ez azért volt már akkor is lehetséges, mert a tavaszi fagyhelyzetek prognosztikai szempontból többnyire nem tartoznak a bonyolult, nehezen kezelhető időjárási helyzetek közé. Ezenkívül a tavaszi fagykárok nagy gazdasági jelentősége miatt igen fontos, hogy a védekezési előkészületek idejekorán megtörténjenek és az illetékes földmívelési szervek-nek 36 óránál több idő is rendelkezésre álljon a védőintézkedések elvégzéséhez.

Más, nehezebb időjárási helyzetekre vonatkozó távolabbi kilátások kiadása 1958-ban vált lehetségessé. A fejlődés 1959-ben már odáig haladt, hogy a távolabbi kilátások szinte mindennapos részeivé váltak a kiadott előrejelzéseknek. Pontosabb tájékoztatást szolgáltat a következő táblázat :

Év	Kiadott távolabbi kilátások száma (az év 365 napjából)
1957	0
1958	150
1959	257

Figyelembe véve, hogy az év folyamán 59 vasárnap, illetőleg munkaszüneti nap van, a táblázat utolsó adata azt jelenti, hogy 1959-ben 306 munkanap közül már csak 49 esetben nem került sor távolabbi kilátások nyilvános kiadására.

Természetesen az ilyen napokon is megalkotjuk az időjárás további alakulására vonatkozó véleményünket és ennek tartalmát a telefoni tanácsadó szolgálat során fel is használjuk. A telefoni közlések alkalmával azonban mód van arra, hogy a helyzet bizonytalanabb jellegét megmagyarázzuk az ügyfeleknek és felhívjuk a figyelmüket arra, hogy az adott tájékoztatásnak kisebb a valószínűségi értéke, mint máskor.

A rövidtartamú prognózisok gyakorlati felhasználhatóságának egyik fontos követelménye, hogy a prognózisszövegből félreérthetetlenül kitűnjön, meddig terjed az előrejelzés érvényességi időtartama. Mivel ennek a követelménynek minden egyes előrejelzésünk szabatosan eleget tesz (a „Várható időjárás holnap estig", illetőleg „ma estig" bevezető szavakkal), azért eleinte úgy látszott, hogy a később következő „távolabbi kilátások" kifejezés már nem szorul semmiféle további magyarázatra : hiszen ez a rész egészen nyilvánvalóan a megjelölt határidő *utáni* napok időjárására vonatkozik. A tapasztalat azonban azt mutatta, hogy mégis vannak olyanok, akik

a „távolabbi kilátások" kifejezés jelentését félreértik. Ezért kénytelenek voltunk bevezetni azt, hogy a prognózisnak ebben a második szakaszában külön is megjelöljük, ez a rész a hétnek mely napjaira (többnyire két napra) vonatkozik. (Például: „Távolabbi kilátások: szombaton és vasárnap melegebb, szárazabb idő", vagy amikor még nem lehet elég biztossággal eldönteni, hogy a javulás már szombaton délelőtt is meglesz-e, akkor ilyen módosított alakban adjuk az időmegjelölést: „A hét végén" stb.). Ez a fogalmazási mód kizárja azt, hogy a távolabbi kilátosokban valaki még 2—3 napnál is hosszabb időre szóló előrejelzéseket gyanítson.

A távolabbi kilátosok általában a déli részletes jelentés kapcsán kerülnek kiadásra és a nagyközönség először a Petőfi-rádió 14 órai időjárásjelentése útján értesül róluk. Ugyanezt a jelentést megismétli a Kossuth-rádió 15 órakor. Az esti órák folyamán az Intézet új prognózisokat ad ki a reggel megjelenő hírlapok és a rádió számára. Ezek a prognózisok a közeli időszakra eső részükben sokszor eltérnek a déli prognózistól, mert kimaradnak belőlük azok a részek, amelyek időközben már bekövetkezett jelenségekre vonatkoznak (pl. a délutáni zivatarok az esti jelentésben már nem szerepelnek). A közeli prognózishoz csatolt távolabbi kilátások azonban többnyire változatlan alakban szoktak az új prognózisokban is szerepelni. Csak ritkán történik meg, hogy az újabb időjárási térképek alapján, az időjárási helyzet teljesebb megértésére támaszkodva, a távolabbi kilátás szövegét is megváltoztatjuk, ha például valamivel részletesebbé tudjuk tenni.

Mészáros Ernő:

Néhány szó a csapadék keletkezésére vonatkozó újabb elméletekről

A csapadék kiváltásában résztvevő mikrofizikai folyamatok megismerése és megmagyarázása a felhőfizika legfontosabb feladata. A csapadék keletkezési mechanizmusának ismerete olyan fontos gyakorlati problémák megoldását teszi lehetővé, mint például a mesterséges esőkeltés. A csapadékkeletkezési elméletek a radar megjelenéséig jórészt csak feltevések voltak, azonban a csapadékkeletkezési folyamatok rádiólokátoros kutatása lehetővé tette az elméletek nagyvonalú ellenőrzését. A felhőket, mint ismeretes, a levegő ellenállása és az emelkedő légmozgások lebegő állapotban a levegőben tartják, mivel a felhőelemek nagysága, illetve esési sebessége igen kicsi (a felhőben túlsúlyban levő részecskék sugara kb. 5 μ). Ezeknek a részecskéknek kell annyira megnövekedniük, hogy tömegük elég nagy legyen ahhoz, hogy elérhessék a talajt (a túlsúlyban levő esőcseppek sugara 250—500 μ). A probléma tehát az, hogy megmagyarázzuk azokat a folyamatokat, melyek a felhőelemek sugarát kb. 50—100-szorosan megnövelik.

A múlt század folyamán az a nézet uralkodott *(Dowe* és *Fitz—Roy)*, hogy a felhőcseppek folytonos kondenzáció útján elérhetik az esőcseppek méreteit (kb. 50 μ sugarú részecske esetén szokás már csapadékelemről beszélni). A légkörben végbemenő kondenzáció a következő egyenlettel jellemezhető:

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi D r (\varrho_0 - \varrho_1) \qquad (1)$$

ahol dm a dt idő alatt az r sugarú cseppen kondenzálódott vízgőz tömege, D a molekuláris diffúziós együttható, ϱ_0 illetve ϱ_1 a sűrűség a csepp közvetlen környezetében, illetve a levegőben. Ebből a differenciálegyenletből kifejezhető az

az időtartam, mely ahhoz szükséges, hogy egy r_1 sugarú cseppecske r_2 sugarú részecskévé növekedjék :

$$t_2 - t_1 = \int_{r_1}^{r_2} \frac{r\,dr}{D\,(\varrho_0 - \varrho_1)}$$

Ha számításokat végeznénk ezzel az egyenlettel, akkor azt tapasztalnánk, hogy 10 óra kellene, hogy egy átlagos méretű felhőelem a 100 μ nagyságot elérje, vagyis a kondenzáció nagyon lassú folyamat a csapadékkeletkezés megmagyarázásához (az eddigi részekhez lásd [1], [2], [12]).

1929 igen fontos dátum a felhőfizika történetében. Ebben az évben jelent meg ugyanis *Schmauss* és *Wigand* közös munkája [3], melyben kimutatták, hogy a felhőket aeroszoloknak kell tekintenünk, melyek kolloidális egyensúlyban vannak mindaddig, amíg valamilyen külső-, vagy belső hatásra a koaguláció meg nem indul. A koaguláció egyes diszpergált részecskék (az aeroszol ún. diszperz közeg, melyben a részecskék diszpergált állapotban vannak), vagyis egyes felhőelemek megnövekedését — rögösödését — jelenti bármilyen ok miatt, tehát nem csak az egyesülés általi növekedést. Ha a koaguláció megindult, vagyis a kolloid stabilitás megszűnt, akkor beszélhetünk csapadékképződésről. A kolloid stabilitás megszűnését minden esetben a felhőelemek valamilyen inhomogenitása okozza. Kezdetben úgy gondolták, hogy főleg az elektromos töltés, a nagyság és a hőmérséklet különbözősége az oka a csapadékképződésnek, azonban *Bergeron*, norvég meteorológus, 1933-ban kimutatta [4], hogy ezek a különbségek nem lehetnek hathatósak a csapadék kiváltásában. Szerinte a csapadékképződés döntő oka a halmazállapotbeli különbségben keresendő. A jégre vonatkoztatott telítettségi gőznyomás ugyanis kisebb, mint víz esetén, így a szilárd és folyékony fázis között a nyomáskülönbség megszüntetésére átgőzölgés indul meg, amely jelentősen megnöveli a jégrészecskék tömegét (ez a jelenség laboratóriumban is megfigyelhető). *Bergeron*, elméletét főleg két feltevésre alapozta : télen olyan alacsony felhőkből is hullhat csapadék, melyek nyáron nem adnának csapadékot, nyáron pedig a gomolyafelhőkből csak akkor hull csapadék, ha a felhő csúcsa eléri a jegesedési szintet (ez, mint látni fogjuk, nem egészen így van). *Bergeron* a következő formulát közli az átgőzölgési jelenség jellemzésére :

$$\frac{dm}{dt} = D\,q\,\frac{\partial f}{\partial s} \qquad (2)$$

ahol dm a dt idő alatt q felületen átáramló vízmennyiség, D a diffúziós együttható, $\partial f/\partial s$ a gőznyomás gradiense. Természetesen ez a jelenség is csak akkor játszhat komoly szerepet, ha a jégrészecskék száma jóval kisebb, mint a vízrészecskéké (1 : 1000 az arány kb.). Ha a (2)-es formulával végeznénk számításokat, akkor azt kapnánk, hogy 10—20 perc elegendő ahhoz, hogy az összes kondenzálódott vízmennyiség a szilárd részekre rakódjon (átlagos feltételek mellett). A csapadék tehát elsődlegesen szilárd részecskékből áll, melyek a 0°-os izotermán átjutva megolvadnak (ha a jégrészecskék nagyok, akkor még olvadás előtt elérhetik a talajt). Ez a mechanizmus már kielégítően alkalmazható a csapadékkeletkezésre. A Bergeron elmélet egyetlen hibája az volt (ez egyébként még ma is a felhőfizika leggyengébb oldala), hogy nem tudta kielégítően megmagyarázni az elengedhetetlen jégrészecskék kialakulását. *Findeisen*, német felhőfizikus, 1938-ban hasonló elméletet tett közzé [5], ezért ezt az elméletet Bergeron—Findeisen-féle elméletnek nevezzük. *Findeisen* azzal is megpróbálkozott [6], hogy a cseppecskék esés közbeni egyesülésével magyarázza meg a csapadékkeletkezést, azonban nézete szerint ilyen módon csak szitáló eső keletkezhet.

Az 1940-es években egyre nyilvánvalóbbá vált, hogy a Bergeron—Findeisen-elmélet nem elegendő a csapadékkelet-

kezés megmagyarázására. A meleg éghajlatú területeken ugyanis, ahol a felhő csúcsa általában nem éri el a fagyási szintet (mivel itt az izotermák magasabban vannak) szintén keletkezhet bő csapadék. Másrészt, főleg a radarral végzett gyakorlati megfigyelések kimutatták, mint erre már *Simpson* 1941-ben célzott [7], hogy mérsékelt szélességeken is hullhat tiszta vízfelhőből csapadék. A jelenséget kielégítő pontossággal *Langmuir*, amerikai felhőfizikus magyarázta meg nagyjelentőségű, 1948-ban közzétett munkájában [8]. Elméletének lényege röviden a következő. Különböző nagyságú, következésképpen különböző esési sebességű részecskék egyesülhetnek, mivel a nagyobb cseppek csésük folyamán utólérik a kisebbeket és egyesülnek velük. Ha kiválasztunk egyetlen nagyobb cseppet, akkor ez esése folyamán az átfésült légtérfogatban levő cseppecskéknek E-ed részével találkozik. Ezt az E számot kaptációs együtthatónak nevezzük (normál körülmények között $E = 0{,}9$). Tételezzük fel most, hogy a felhő felső részébe egy R sugarú cseppet juttatunk, melynek sugara 1 mm nagyságrendű, esési sebessége pedig v-vel egyenlő. Az időegységre vonatkozó egyesülés általi tömegnövekedés a következő kifejezéssel egyenlő:

$$\frac{dm}{dt} = E\pi R^2 v w \qquad (3)$$

ahol w a felhő víztartalma. Ezt az egyenletet dR-re megoldva kapjuk:

$$dR = \frac{E w}{4} dz$$

ahol dz a dt idő alatt a csepp által befutott úthossz. Ezen formula szerint, átlagos körülmények között, a csepp megtöbbszörözheti sugarát. Az ilyen nagy cseppek azonban már széthullnak esésük közben (esési sebességük 8—10 m/sec), és a keletkezett kisebb, de viszonylag még mindig nagy cseppeket a felszálló áramlások a magasba emelik. Emelkedésük közben ezek szintén egyesülnek azokkal a cseppecskékkel, melyekkel találkoznak (ráadásul a nagyságbeli inhomogenitás is fellép). Így nagyságuk röviden akkora lesz, hogy újra hullni kezdenek. Ez a folyamat többször megismétlődhet és csapadékképződéshez vezethet. Elméletileg tehát egyetlen nagyobb csepp elegendő a csapadék kiváltásához. Ezt a jelenséget, a szerző tiszteletére, Langmuir-féle láncfolyamatnak nevezzük. Az említett nagyobb cseppek eredetét *Ludlam* magyarázta meg [9]. Szerinte ezek a nagy cseppek ún. óriás sómagvakon képződnek, melyek sugara a telítettség környezetében a 80 μ-t is elérheti (természetesen ilyen nagy cseppeknél a nagyságbeli különbségen kívül, az oldott só is elősegíti a növekedést, mivel gőznyomáscsökkenést okoz). A felhőkben azonban általában nem egyetlen nagyobb csepp váltja ki a csapadékkeletkezés megindulását, hanem több különböző nagyságú nagyobb csepp, melyek egyesülhetnek a szintén különböző nagyságú kisebb cseppekkel. A természetben tehát közel sem olyan egyszerű a helyzet, mint azt a (3)-as formula alapján gondolhatnánk. A felhők ugyanis különböző nagyságú részecskékből állnak, azaz polidiszperziós közegek. Igen messzire vezetne, ha ilyen jellegű számításokba bonyolódnánk, csupán azt említjük meg, hogy a cseppek egyesülése által történő növekedés kiszámítását *Siskin* és munkatársai végezték el polidiszperziós közegre [12].

Láthatjuk tehát, hogy két folyamat játszhat jelentős szerepet (kisebb szerepük egyéb tényezőknek is lehet) a csapadék keletkezésében. Az egyik az átgőzölgési jelenség, a másik a cseppek egymással való egyesülése (koaleszcenciája). Véleményünk szerint, és ma már ez számos meteorológus véleménye, a mérsékelt szélességeken a két folyamat együttesen hat, mint erre már *Houghton* 1950-ben rámutatott [10]. *Houghton* a Langmuir-féle kaptációs együtthatót felhasználva összehasonlította a két mechanizmus által előidézett növekedési sebességeket. Úgy találta, hogy $r = 80$ μ-ig az átgőzölgési jelenség, 80 μ—300 μ-ig a

két jelenség együttesen, 300 μ felett pedig a koaleszcencia játszik döntő szerepet. Másképpen ez úgy is megfogalmazható, hogy a jégkristályok a jegesedési szint felett elérik azt a nagyságot (az átgőzölgés miatt), amely elegendő ahhoz, hogy hullni kezdjenek. A 0°-os izotermán átjutva megolvadnak és innentől kezdve a részecskék már főleg az egymással való egyesülés útján növekednek. Természetesen meleg éghajlatú területeken csupán a második jelenség döntő.

Most már csupán az maradt hátra, hogy viszonylag vékony rétegfelhők esetén (amikor a 10 cm/sec-os emelkedési sebesség nem elegendő a *Ludlam* által jelzett óriás magvak felemelésére) is megmagyarázzuk a csapadékképződés mechanizmusát. *Mason* szerint [2, 11] ilyenkor a nagyobb felhőcseppek (20 μ), melyek főleg turbulens mozgásokat végeznek, egyesülhetnek a kisebbekkel és így elérhetik a felhőből való kieséshez szükséges nagyságot. Ilyen esetben azonban bőséges csapadék nem keletkezhet.

Az elmondottakat áttekintve azt szögezhetjük le összefoglalásul, hogy a csapadék keletkezésének megmagyarázására (egy-két részletproblémától eltekintve) ma már kielégítő elméletekkel rendelkezünk (ezeket az elméleteket gyakorlati mérések is igazolják). Végezetül még annyit szeretnénk kihangsúlyozni, hogy rövid ismertetésünkben nem törekedtünk, és nem is törekedhettünk teljességre. Csupán azon szerzők munkáit, illetve elméleteit említettük, akiknek elmélete a maga idejében lényeges volt, illetve elősegítette a csapadékképződésről napjainkban uralkodó nézetek kialakulását.

IRODALOM

[1] *Bricard, J.:* Physique des nuages. Presses Universitaires de France. Paris, 1953. — [2] *Mason, B. J.:* The physics of clouds. Oxford at the Clarendon Press. 1957. — [3] *Schmauss, A. und Wigand, A.:* Die Atmosphäre als Kolloid. Braunschweig, 1929. — [4] *Bergeron, T.:* On the physics of clouds and precipitation. Mémoire présenté § 1 Association de Météorologie de l'UGGI. Lisbonne, 1933. — [5] *Findeisen, W.:* Die kolloidmeteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung. Met. Zeit. Band 55, S. 121. 1938. — [6] *Findeisen, W.:* Zur Frage der Regentropfenbildung in reinen Wasserwolken. Met. Zeit. Band 56, S. 365. 1939. — [7] *Simpson, G. C.:* On the formation of clouds and rain. Quart. Journ. of Roy. Met. Soc. Vol. 67. p. 99. 1941. — [8] *Langmuir, I.:* The production of rain by a chain-reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. Journ. of Met. Vol. 5. p. 175. 1948. — [9] *Ludlam, F. H.:* The composition of coagulation elements in cumulonimbus. Quart. Journ. of Roy. Met. Soc. Vol. 76. p. 52. 1950. — [10] *Houghton, H. G.:* A preliminary quantitative analysis of precipitation mechanisms. Journ. of Met. Vol. 7. p. 363. 1950. — [11] *Mason, B. J.:* The production of rain and drizzle by coalescence in stratiform clouds. Quart. Journ. of Roy. Met. Soc. Vol. 78. p. 377. 1952. — [12] *Шишкин, Н. С.:* Облака, осадки и грозовое электричество. Москва, 1954.

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, I., Kitaibel Pál utca 1.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

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

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

TITKÁRSÁG

IRODALOM

MAGYARORSZÁG HIDROLÓGIAI ATLASZA. **III.: Vízjárási adatok. 3. Folyóink jégviszonyai.** Szerkesztette a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet. Budapest, 1959. 66 (A/4) oldal, 69 melléklet.

A Hidrológiai Atlasz III. sorozatának 3. füzete folyóink jégjelenségeire vonatkozó észlelési adatok áttekintő, összefoglaló statisztikai feldolgozását tartalmazza. A kötet 35 állomás anyagának igen részletes feldolgozását tárja elénk ; 8 a Dunának, 7 a Tiszának, 9, ill. 11 állomás pedig a Duna ill. Tisza mellékvizeinek jégviszonyait mutatja be.

A Duna és a Tisza jégjelenségeire szerkesztett naptárból gyorsan tájékozódhatunk a jég megjelenésének, a folyó beállásának, a jég felszakadásának és a jég eltűnésének legkorábbi, legkésőbbi és átlagos időpontjáról. Bemutatja az Atlasz a jég, ill. az álló jég előfordulásának ötnapos időközökre megállapított gyakoriságát a 35 állomáson ; a pentádgyakoriság alakulását bemutató ábrák pedig feltüntetik az eddigi észlelések alapján megállapítható átlagos és szélsőséges tartamokat is. Bár csak tájékoztató jellegű, de számos adatot találunk a Duna és a Tisza vízvidékén észlelt maximális jégvastagságokról is. Az ország jégviszonyainak összefoglaló jellemzésében áttekintő képet kapunk folyóink összes jégjelenségei mellett a Balaton jégviszonyairól is, amely természetesen nagymértékben eltér folyóink, de a külföldi, nagyobb mélységű tavak jégviszonyaitól is. A mellékletek egyrészt a jégjelenségek ötletesen összeállított adatait, másrészt néhány keményebb tél jégviszonyait mutatják be.

A mű célja a tudományos kutatás, a mérnöki tervező és építő gyakorlat, valamint az árvízvédelem és a közlekedés igényeinek kielégítése érdekében a hazai folyóinkon kialakuló jégviszonyok statisztikai feldolgozáson alapuló bemutatása. Éppen ezért, bár az Atlasz nem tér ki a jégviszonyok és az időjárás közötti kapcsolatra, sem az éghajlati különbségek, a vízbőség, az esés, stb. hatására, eredeti célkitűzésének kitűnően megfelel.

Szepesiné Lőrincz Anna

GRÜNEWALD, G.: **Typisierung mitteleuropäischer Witterungsumschläge** *(A középeurópai időjárásváltozások tipizálása).* Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik Nr. 51 (Band VII). Akademie-Verlag, Berlin 1959. 72 (A/4) oldal, 9 táblázat, 24 ábra.

A tanulmány a Németországban lezajló jellegzetes időjárásváltozásokat (időromlás és időjavulás) vizsgálja szinoptikus klimatológiai módszerrel. Az időjárásváltozásokat főként a csapadékos és száraz időszakok alapján rögzíti : 7 állomás megfigyelései alapján megállapítja azoknak a legalább 3 napos csapadékos szakaszoknak a bekövetkezését, melyek legalább 3 napos száraz időszakot váltanak fel és viszont, s ugyanakkor a hőmérséklet napi közepe a változás előtti és utáni 3 napból számítva legalább 5 fokkal, a felhőzet napi közepe pedig legalább 50%-kal változott. A kritérium biztosítja azt, hogy az így regisztrált időjárásváltozások advektív eredetűek. A vizsgálat 20 éves időközt ölel fel, az időszakban 750, a fent leírt kritériumnak eleget tevő időjárásváltozás fordult elő.

A tanulmány első részében a szerző megállapítja az időjárásváltozások makroszinoptikus típusait. Az időromlások (a szerző kifejti, hogy az időjárásváltozások megítélésében döntő súllyal a csapadékos, ill. száraz szakaszok váltakozása esett latba, s innét ered az általa használt időromlás és időjavulás megjelölés) 8 jellegzetes makroszinoptikus folyamattal hozhatók kapcsolatba. Leggyakoribb a délnyugati irányítású ciklonokkal és biskayai ciklonokkal, továbbá az Európa középső része fölött kialakuló magassági teknővel kapcsolatos időromlás, e három típus az összes esetek 66%-át tartalmazza. Az időjavulások 6 tipikus makroszinoptikus folyamattal kapcsolódnak ; leggyakoribb az, amikor az azóri maximum előretöréséből középeurópai anticiklon épül fel vagy pedig az északatlanti térségben levő anticiklon terjeszkedik a kontinens felé, e két típusba esik az összes esetek 57%-a.

Az időjárásváltozásokkal kapcsolatos makroszinoptikus folyamatok tárgyalása után a szerző a különböző típusú időromlások és javulások statisztikai elemzésével foglalkozik. Megvizsgálja, hogy a különböző makroszinoptikus folyamattal egybekötött romlások, ill. javulások után hány napig tart a bekövetkezett változás, majd megállapítja, hogy az egyes időromlás és időjavulás típusokra milyen időjavulás, ill. időromlás típusok következnek. Összehasonlítja az időjárásváltozásokat a *Hess—Brezowsky*-féle makroszinoptikus helyzetekkel, továbbá megvizsgálja, hogy az egyes időjárásváltozás típusoknál milyen az átlagos hőmérsékletváltozás évi járása. A hőmérsékletváltozás vizsgálata nagyon lényeges, mert a változás jellege és intenzitása más télen, mint nyáron. Jól visszatükröződik az adatokban az a nálunk is kimutatott jelenség, hogy tengeri poláris légtömegekkel kapcsolatos időjárásváltozások esetén a hőmérséklet a talaj közelében télen emelkedik, nyáron süllyed, 1 km fölött viszont télen is lehűlés következik be.

A tanulmányt értékelve megállapíthatjuk, hogy a vizsgált téma, az időjárásváltozások folyamatának szinoptikus klimatológiai tanulmányozása újszerű, a dolgozat metodikailag jól megalapozott. Az eredmények hozzájárulnak az időjárás előrejelzések éghajlati megalapozásához. Hasonló vizsgálat elvégzése nálunk is indokolt lenne, annál is inkább, mert országunknak a Kárpát-medence közepén elfoglalt sajátos földrajzi helyzete miatt a Magyarországon lejátszódó időjárásváltozások sok esetben egészen más jellegűek lehetnek, mint Németországban. Az ilyen jellegű kutatások arra is fényt deríthetnek, hogy az Alpok és Kárpátok jelenléte miképpen módosítja a különböző típusú időjárásváltozások lejátszódását.

Péczely György

СОХРИНА, Р. Ф. — ЧЕЛПАНОВА, О. М. — ШАРОВА, В. Я.: **Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария** *(Az Északi Félgömb légnyomása, hőmérséklete és csapadéka)*. 472 (B/5) old. és 38 db 41x46 cm-es térképlapot tartalmazó atlasz. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád, 1959.

A három szerző által írt, s *Pokrovszkaja* T. V. és *Drozdov* O. A. által szerkesztett monográfia célkitűzése az, hogy az Északi Félgömb fölötti általános cirkuláció tanulmányozásához megfelelő éghajlati alapot nyújtson, bemutatva a légnyomás, hőmérséklet és csapadék havi átlagait. A szerzőkollektíva nem kis munkára vállalkozott, amidőn 2500 állomás légnyomásának, 5600 állomás hőmérsékletének és 11 300 állomás csapadékának havi átlagait kiszámították illetve összegyűjtötték az 1881—1940 közötti időszakból és az átlagok alapján megszerkesztették e három elem havonkénti eloszlásának félgömbi térképeit. A közölt térképek méretaránya 1 : 50 millió, a térképek megszerkesztésénél az adatokon kívül felhasználták a Szovjetunió területének *Rubinstein* által elkészített hőmérsékleti és *Drozdov* által összeállított csapadéktérképeit, továbbá a tengeri atlasz részére készült éghajlati térképeket.

A légnyomás eloszlás eddig megjelent nagyobb területre vonatkozó térképei (pl. az 1899—1939 időszak légnyomás megfigyeléseiből szerkesztett amerikai félgömbi térképek) a napi szinoptikus térképek alapján interpolált adatokból készültek, ezért csak sematizált képet nyújtanak. A légnyomás adatok zöme az 1881—1935 időszakra vonatkozik, a rövidebb adatsorokat is erre az időszakra számították át, majd a különböző terminusészlelésekből származó közepeket 24 órás középre redukálták. A nyomásadatok tengerszinti redukciójánál 0,5°/100 m hőmérsékleti gradienst vettek figyelembe. A térképeken az izobárokat 2 mb-ként rajzolták meg. A monográfia 1212 állomás havi légnyomás átlagát tartalmazza.

A hőmérsékleti térképek a tenger szintjére átszámított hőmérsékletet tartalmazzák, a redukciót egységesen 0,5°/100 m gradiens feltételezésével végezték el. A felhasznált átlagok általában az 1881—1935 időszakra vonatkoznak, természetesen több rövidebb adatsort is figyelembe kellett venni. A különböző órakombinációból származó közepeket, ahol az lehetséges volt, 24 órás valódi középre vezették vissza. A térképek izotermáit 2°-os intervallummal szerkesztették. A monográfiában közölt táblázati anyag a szovjet állomásokat nem öleli föl, miután azok adatai már megjelentek előző kiadványokban, így összesen 1854 állomás havi középhőmérsékletét találjuk a táblázatokban.

A csapadéktérképek alapjául az 1891—1940 időszakból származó megfigyelések szolgáltak, azonban számos állomásnál csak rövidebb, 20—30 éves adatsorok álltak rendelkezésre. A térképek nemcsak a kontinensek, hanem a tengerek fölött is közlik az izohiéták futását. A havi térképeken a következő izohiétákat rajzolták meg: 5, 10, 30, 50, 100, 250, 500, 1000 és 2000 mm, míg az évi összegeket feltüntető térkép az 50, 100, 250, 500, 1000, 2000, 3000 és 5000 mm-es izohiétákat tartalmazza. A csapadéktérképek jelentőségét aláhúzza az a tény, hogy a világirodalomban eddig még nem jelentek meg olyan csapadéktérképek, melyek félgömbi méretekben havi részletezésben tárják elénk a csapadék eloszlását *(Meinardus* 1934-ben közzétett térképe a csapadék évi összegét, *Möller* 1951-ben publikált térképei pedig a csapadék évszakokra vonatkozó összegeit ábrázolják a Földről).

A térképek jellegüknél fogva elsősorban a globális tájékozódást szolgálják és az általános cirkuláció évi változásának tanulmányozása szempontjából van nagy jelentőségük. Nagyon tanulságos pl. ha a szubtrópusi száraz zóna helyzetének évi mozgását összevetjük a légnyomás változásaival, vagy a csapadék évi járásában az Észak-Atlanti térségben jelentkező nyáreleji minimumot kapcsolatba hozzuk a nyomástérképeken jól látható nyáreleji azóri és grönlandi magasnyomású területek kapcsolódásával. Ugyancsak szemléletes a monszun esőzések megindulásának visszatükröződése a havi térképeken, vagy a ciklogenézis szempontjából jelentős nagy hőmérsékleti kontrasztok kialakulásának nyomonkövetése, mely az izotermák sűrűsödésében szemléletesen tükröződik.

Meggyőződésünk, hogy az ismertetett monográfia térképmelléklete nélkülözhetetlen az általános légkörzés klimatológiai tanulmányozásánál. A monográfia hatalmas anyagot felölelő táblázatai a részletes tájékozódás lehetősége miatt tarthatnak számot érdeklődésünkre. Az adat közlés sűrűségére jellemző, hogy Magyarországról 3 állomás légnyomás, 7 állomás hőmérséklet és 28 állomás csapadék átlagai szerepelnek. A táblázatok könnyen áttekinthetők, az anyag országok szerint van rendezve, a könyv végén pedig az összes állomás betűrendes felsorolásban is szerepel. A térképek kiállítása szép, a cirkumpoláris térképek alapnyomása kék, az izovonalak feketék. A térképek jól áttekinthetők, csupán a csapadéktérképeknél zsúfolt kissé az izohiéták rajza; itt véleményünk szerint a színes nyomás előnyös lett volna.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy az ismertetett kitűnő monográfia jól megfelel célkitűzésének, s a bő adatközlésen kívül a térképes szemléltetés módszerével segít hozzá az általános földi légkörzés szerkezetének megismeréséhez.

Péczely György

KRÓNIKA

A NEMZETKÖZI GEOFIZIKAI EGYÜTTMŰKÖDÉS EURÓPA-ÁZSIAI RÉGIÓJÁNAK IV. ÜLÉSE. A régió IV. ülését 1960. június 8—11. között Berlinben tartotta. Az ülést a NDK Tudományos Akadémiája rendezte.

Az ülés célja a régió egyes országaiban az 1959. év folyamán végzett mérések ismertetése és a következő év munkaprogramjának megbeszélése volt.

Az ülés résztvevői egyetértettek abban, hogy a régió országainak együttműködését a geofizika tudományterületein fenn kell tartani s az elmúlt években kialakult kapcsolat tovább fejlesztendő. A sikeresebb együttműködés érdekében azokat a méréseket, amelyeket az NGÉ-NGE évei alatt a régió országaiban végeztek, teljesebbé kell tenni és egyes speciális mérésekkel ki kell egészíteni. A következő évek másik fontos feladata az összegyűjtött mérési anyag feldolgozása és az adatokra felépülő tudományos kutatás megszervezése. Ezt a feladatkört, nevezetesen a régió országai között a kutatómunka koordinálását az egyes tudományterületek munkabizottságai által felkért regionális összekötők végzik. Az összekötő gondoskodni fog arról, hogy a tudományos kutatások terveit és eredményeit a régió országai egymás között kicseréljék és regionális szimpozionokon bemutassák. Az összekötő koordinálja a régión belül a nemzetközi mérési és megfigyelési programot is.

A regionális ülés nagyon hasznosnak és megvalósítandónak tartja a tudományos kutatóknak hosszabb időre való kiküldését a régió egyes országaiba a kutatómódszerek tanulmányozása céljából.

A legközelebbi évek nemzetközi programjának megfelelően a regionális ülés a következő 3 feladatot látja legfontosabbnak:

a) Földmágneses világfelmérés és fokozott mérési program a geofizika különböző tudományterületein a következő napfoltminimum időszakában.

b) Az 1959 júliusában észlelt nagyméretű naptevékenység részletes feldolgozása az érintett tudományterületeken.

c) A rakéták és a mesterséges holdak mérési adatai alapján új standard atmoszféra-modell elkészítése.

A régió adatközpontja (a moszkvai B. világközpont) folytatja a NGÉ-NGE adatainak, az egyes országok publikációinak, geofizikai tárgyú bibliográfiájának gyűjtését és elvégzi ezt a munkát a következő években is. Az egyes országoknak az adatközpont fotokópiák formájában a kívánt anyagot megküldi. Az adatgyűjtés technikai fejlődésének megfelelően az adatközpont az 1960. évi aerológiai megfigyelések és mérések anyagát az egyes országoktól lyukkártyákon kapja meg.

A regionális ülés a következő években egyes speciális mérések bevezetését és a mérések kiszélesítését javasolja. Ezek között nagyon fontosnak tartja a csapadék és a por radioaktivitásának mérését és kéri az egyes országokat, hogy csatlakozzanak az elmúlt évben Drezdában javasolt mérési programhoz. Magyarország résztvett az említett értekezleten és az OMI keretében évek óta végzett radioaktivitás-méréseket az ott hozott határozatoknak megfelelően végzi.

Ugyancsak fontosnak tartja a regionális ülés a napsugárzással kapcsolatos sugárzási egyenlegnek és a magaslégköri ózonnak mérését, megfelelő műszerek készítését, ezek nemzetközi hitelesítését.

Magyarországon 1960 júniusában kezdtük meg 1 állomáson a sugárzási egyenleg regisztrálását. A magas ózont műszer hiányában nem mérjük. Kívánatos lenne a sugárzási egyenlegre vonatkozólag több állomásból álló mérőhálózat felállítása és az ózonnak legalább 1 állomáson való mérése.

A NGÉ-NGE éveiben, a legutóbbi napfoltmaximum időszakában értékes meteorológiai anyag gyűlt össze. Nagyon hasznos összehasonlításra adna lehetőséget, ha az egyes országok a magaslégköri méréseket ugyanilyen intenzitással a napfoltminimum évében is végrehajtanák. Ez a program Magyarországon megvalósítható. Az 1961. február 15-én a régió országaiban észlelhető napfogyatkozás különösen érdekes megfigyelésekre nyújt lehetőséget az ionoszféramérések területén. A regionális ülés sűrített méréseket és részletes regisztrálásokat ajánl a napfizika, a földmágnesség, a tellurikus áramok és az ionoszférafizika keretében. Az egyes országok megfigyelési programját a német Tudományos Akadémia Heinrich Herz intézete gyűjti össze és az ezek alapján összeállított regionális programot 1960. november 1-ig minden államnak és résztvevő intézetnek megküldi. Az ionoszféra-mérések vonalán Magyarország résztvehet az ionoszféra vertikális szondázásában és az alacsony ionoszférában mutatkozó zavarok vizsgálatában.

Az elmúlt évek során a magaslégkörben végbemenő fizikai jelenségek (földmágnesség, sarkifény, ionoszféra, kozmikus sugárzás), amelyek a naptevékenységgel szoros kapcsolatban állnak, egyre inkább a geofizikai méretű kutatások előterébe kerültek és az ezzel kapcsolatos, világméretekben megszervezett kutatómunka mindjobban kiszélesedő geofizikai tudománynak, az aeronomiának kifejlődésére vezetett.

A regionális ülés ennek a kutatási területnek nagy elméleti és gyakorlati fontosságát felismerve azt ajánlja, hogy az egyes országok az aeronomiai méréseket indítsák meg, illetőleg fejlesszék tovább, havi jelentéseiket, tudományos eredményeiket cseréljék ki és ebből a tárgykörből 1962-ben rendezzenek a Szovjetunióban egy regionális szimpoziont.

Végül a regionális ülés elhatározta, hogy a régió legközelebbi ülését 1961-ben a lengyel delegáció meghívására Varsóban tartja.

A regionális ülést követőleg a magyar delegáció résztvett a német Tudományos Akadémia által rendezett 3 napos aeronómiai szimpozionon s az ezt követő 2 napos kiránduláson. Ennek keretében megtekintették azokat a geofizikai intézeteket, amelyekben a NGÉ-NGE legfontosabb méréseit végezték.

Végeredményben a regionális ülés számos hasznos határozatot hozott, elmélyítette a régió országainak tudományos kapcsolatait a geofizika területén és munkaprogramot adott a következő évre. *(Béll Béla)*

*

MAGYAR AEROLÓGUSOK TANULMÁNYÚTJA MOSZKVÁBAN. Szokol Gyula és Ventura Eduárd, az Orsz. Meteorológiai Intézet Aerológiai Obszervatóriumának munkatársai az A—22. rádiószondáknak a hazai szolgálatban történő bevezetésével kapcsolatban, valamint a rádióteodolit üzemeltetésének tanulmányozása céljából június 9-től 18-ig tanulmányúton voltak a moszkvai Központi Aerológiai Intézetben.

A munkaprogram szerint megbeszélésre került a rádiószondák konstrukciójának, korrekcióinak, szerelésének és felbocsátásának kérdése, valamint kiértékelésének tanulmányozása. Megtekintették a rádiószondák kalibráló berendezéseit, tanulmányozták a léggömbök preparálásának és utókezelésének módját, valamint az új és továbbfejlesztett készülékeket.

A tanulmányút igen hasznos volt mind a rádiószonda-szolgálat, mind pedig a magyar meteorológiai szolgálat aerológiai laboratóriumának szempontjából. A tapasztalatok hazai hasznosítását nagyon megkönnyíti az, hogy a tanulmányút során mindketten gyakorlatban is résztvettek a Központi Aerológiai Intézetben folyó munkákban. A rádióteodolitmérések továbbfejlesztését, valamint a rádiószondák adójának új, korszerűsített kivitelét is tanulmányozták. A tanulmányút igen bő és gazdag anyaga az elkövetkező hónapokban kerül felhasználásra, amikor Magyarországon is megindul az A—22. rádiószondák szolgálatszerű felhasználása. *(Sz. Gy.)*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ELŐADÓI ÜLÉSEI. Április 21-én *Örményi Imre*, az Orsz. Reuma és Fürdőügyi Intézet meteorológusa, az orvosmeteorológiai szakosztály munkáját és részeredményeit ismertette „*Új elemzési módszer alkalmazása az időjárás biotróp faktorainak kimutatására, szemészeti műtéteket követő szövődmények meteoropathológiai vizsgálatában*" címmel. Tájékoztatta az ülés résztvevőit az orvosmeteorológiai prognózisok elemzésének új módszeréről, amely a szervezetet terhelő időjárási és kozmikus hatásokat együttesen vizsgálja, és kiterjed a front és légtömegfajták kibővített formáira, a makroszinoptikus típusokat, a magasabb légrétegek légtömegváltozásait, a légnyomás nyugtalanságát és a földmágnesség háborgásait helyezve előtérbe. Az előadó az elemzések módszerét 178 szemészeti műtétet követő szövődménynél alkalmazta, és a vizsgálatok eredményét ismertette előadásában. Megállapításait és számításait a matematikai statisztika módszerével bizonyította.

Az előadást követő vita során *Kérdő István* hangsúlyozta, hogy a bemutatott vizsgálat célja és jelentősége a hatótényezők kutatásában van. *Szandelhauser Miklós* a levegő alkatrészeinek a vegetatív idegrendszerre gyakorolt hatását fejtegette. Az előadottakkal kapcsolatban *Kovács Loránd* fürdőgyógyász, majd *Takács István* gyermek-belgyógyász a saját munkaterületén észlelt eredményekről tájékoztatta a megjelenteket. *Kéri Menyhért* az orvosmeteorológiai prognóziskészítés nehézségeire rámutatva bioklimatológiai anyaggyűjtést sürgetett, mivel a jelenlegi prognóziskészítés fizikai alapokon nyugszik. *Schulhof Ödön*, az orvosmeteorológiai szakosztály elnöke szerint a bemutatott új módszer jó út a régi téves adatok és nézetek tisztázására.

Május 12-én *Flórián Endre*, az Orsz. Meteorológiai Intézet légelektromossági osztályának vezetője a „*Nagy magasságban végzett nukleáris kísérletek geofizikai hatásairól*" számolt be ugyancsak előadó-ülés keretében. Vázolta az eddig végzett és az irodalomból ismert atom- és hidrogénbomba robbantásokat és a robbantások által a légkörben okozott fizikai változásoknak a műszerek regisztrátumaiban is felismerhető hatását.

Az előadás fölöttébb időszerű voltát méltatva *Szőllősi Mihály* mérnök több kérdést vetett fel a radióaktív légszennyeződéssel kapcsolatban. Az egész tudományos világot érdeklő és ma a kutatás gyújtópontjában álló témával kapcsolatban még *Kovács Loránd* főorvos, valamint ifj. *Bartha Lajos* a TIT munkatársa és *Tardos Béla* meteorológus vetettek fel néhány érdekes gondolatot.

A *Meteorológiai Társaság* 1960. június 9-én tartott ülésén *Salamin Pál*, az Építőipari Műszaki Egyetem docense a különböző hegységeinkben végzett hókutatásai során összegyűjtött fényképanyagot mutatta be vetítettképes előadásában. A mintegy 150 — szakmai és fototechnikai szempontból egyaránt kifogástalan — felvétel a hónak mint csapadékfajtának felhalmozódását, rétegződését, olvadását mutatta be esztétikailag is tökéletes képekben.

Vágás István hidraulikai szempontból méltatta a bemutatott anyagot. *Hajósy Ferenc* pedig a hó- és fagykutató-állomások fejlesztésének fontosságát hangsúlyozta. Megállapítása szerint meteorológus, hidrológus, botanikus és erdész szakemberek együttműködéséhez szolgáltatna jó lehetőséget a Zagyvába torkolló Kövecses-patak völgyében levő kísérleti telep fejlesztése, amelyet agrometeorológiai szempontból különösen szívesen látna a kutatási területek és témák között. *(V. E.)*

*

HIBAIGAZITÁS. Folyóiratunk 1960. évi 2. számában a 71. oldalon a (10) képlet bal oldalán a nevező nem *r*, hanem *1000*. *(Szerk.)*

AZ ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 850 példányban — 602633 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

1960-ban a nagynevű magyar éghajlatkutató születésének

évfordulója alkalmából

RÓNA ZSIGMOND JUBILEUMI PÁLYÁZATOT

hirdet

1. A szakirodalmi pályázatra

az agrometeorológia, az ipari meteorológia, az éghajlattan, az orvosmeteorológia, a műszer- és méréstechnika tárgykörökből küldhetők be pályaművek. A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

2000 forintos első díjban,

a további legjobbakat pedig

1200 forintos második és

600 forintos harmadik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 15

2. A fénykép-pályázatra

időjárási jelenségeket megörökítő, vagy az időjárás hatásait feltüntető művészi színvonalú fényképek küldhetők be. A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbakat

1 db 400 forintos első,

1 db 200 forintos második,

4 db 100 forintos harmadik és

4 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 31

A pályázatok részletes feltételeit az IDŐJÁRÁS 1960. évi 1. számában közölte

a Magyar Meteorológiai Társaság
Elnöksége

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

Dési, F.: Vertikale Bewegung geschlossener Luftmassen (Englischer und ungarischer Text) 129

Paszynski, J. (Warszawa): La pollution atmosphérique et le rayonnement solaire dans la région industrielle de la Haute-Silésie (Textes en allemand et hongrois) 137

Szepesi, D.: About the effect of the mountains of the Carpathian basin, producing orographic precipitations (German and Hungarian Text) 144

Pápai, L.: Empirisches Ekman-Modell über Budapest (Englischer und ungarischer Text) 152

Dobosi, Z.: Untersuchungen der extremen Temperaturen der bodennahen Luftschicht 164

Gajzágó, L.—Popovics, Frau I.: Versuch zur Feststellung der Wärmeempfindungsbereiche 170

Goll, Gy.: Kurz ablaufende Temperaturschwankungen des bodennahen Luftraumes 175

Szakály, J.: Versuch einer Messung der Mikroluftbewegung mit Katathermometer 180

Aujeszky, L.: Mittelfristige Prognosen im ungarischen meteorologischen Dienste 182

Mészáros, E.: Über die neueren Theorien der Niederschlagsbildung... 184

LITERATUR

Hidrological Atlas of Hungary, III/3. *(Sz. Lőrinc, A.)*..... 188

Grünewald, G.: Typisierung mitteleuropäischer Witterungsumschläge *(Péczely, G.)*..... 188

Сохрина, Р. Ф.—Челпанова, О. М.—Шарова, В. Я.: Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария *(Péczely, G.)* 189

CHRONICLE..... 190