

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

FELELŐS SZERKESZTŐ:
DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:
KAKAS J. (BUDAPEST)

68. ÉVFOLYAM

1

1964. JANUÁR—FEBRUÁR

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26.361

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

<i>Czelnai Rudolf—Dési Frigyes—Rákóczi Ferenc: A csapadékmérő hálózatok racionális sűrűségének meghatározásáról II. (angol nyelven)</i>	1
<i>Szepesi Dezső: Az alsó 300 m-es légréteg hőmérsékleti gradiense az ipari szennyezőanyagok terjedése szempontjából (angol nyelven)</i>	10
<i>Schminder, R. (Collm): A Pütter-effektus figyelembevétele a hosszúhullámú tartományban végzett ionoszféra szélmérésnél (német nyelven)</i>	18
<i>Ambrózy Pál: A légállapotgörbe előrejelzéséről</i>	21
<i>Hajósy Ferenc—Takács Lajos: A hőmérséklet átlagos, óraértékeinek kombinációi Budapesten és Debrecenben</i>	26
<i>Kozma Ferenc: A talajközeli légrétegek éjszakai energiaháztartása</i>	33
<i>Goll György: A nedves talaj megfagyásakor mutatkozó albedonövekedés</i>	42
<i>Mészáros Ernő: A légköri szulfát-részecskék koncentrációjának évszakos változása</i>	43
<i>Mészárosné, Nagy Ágnes: A Nemzetközi Geofizikai Év folyamán végzett légköri ózon-kutatás néhány eredménye</i>	45

ALKALMAZOTT METEOROLÓGIA

<i>Szilágyi Tibor: Összefüggés a paradicsom színe és a léghőmérséklet között</i>	47
----------------------------------------------------------------------------------------	----

IRODALOM

<i>Oroszlány István: Vízgazdálkodás a mezőgazdaságban (Antal E.)</i>	57
<i>Búzaatermesztési és genetikai szimpozion (Kéri M.)</i>	57
<i>Erdélyi István: Megjegyzések az erőtérben levő gázok hőmérsékleti gradienséről (Aujeszky L.)</i>	58
<i>A nagyvárosi levegőszennyezés elhárításának kérdései (Aujeszky L.)</i>	59

KRÓNIKA

Aujeszky László nyugalomba vonult (Berkes Z.) — Emlékezés Haberle Károlyra, születésének 200. évfordulóján (Dr. Bugyi Balázs) — ENSZ-ösztöndíjas meteorológusaink (Tánczer T.) — Prof. Dr. J. Lambor (Ambrózy P.) — Műszeregységesítő konferencia Moszkvában (Mezősi M.) — Dr. F. W. Reichelderfer (Ambrózy P.) — A WMO Repülésmeteorológiai Bizottságának III. ülése (Ozorai Z.) — Gaál Elek nyugalomba vonult (Hajósy F.) — A Magyar Meteorológiai Társaság Választmánya (Koppány Gy.) — Nemzetközi szimpozion a nagyterségű légköri folyamatok dinamikájáról (Götz G.) — A MMT Orvosmeteorológiai Szakosztálya (Popovicsné, G. M.) — A jégeső keletkezéséről és megelőzésének lehetőségeiről (Simon A.)

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. TAGDIJ BEF. SZÁMLÁN)

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

R. Czelnai — F. Dési — R. Rákóczi:

On Determining the Rational Density of Precipitation Measuring Networks II.

Об определении рациональной густоты сети дождемерных станций (II).
В качестве критерия для определения рациональной густоты сети дождемерных станций авторами применяется вариационный коэффициент. Определяется величина этой характеристики как в предположении независимости одновременно наблюдаемых данных, так и с использованием связи, одна существующей между последними. На основании оценки двух этих данных показано, что средняя густота Венгерской сети дождемерных станций находится в пределах рационального интервала.

✱

In an earlier communication bearing on a similar subject [1] we have expounded some aspects of our investigations concerning the errors of the areal mean values of precipitation. In that paper, we were able to present only a general review on the methods and results of this investigation, which is, however, by far not containing all of the important considerations which have been made in connection to this subject. Furthermore, we have still to undertake the task of drawing some more general conclusions on the basis of the results of these investigations. Therefore, we are examining, in the present paper, some considerations that have been discussed earlier by supplementing them by other points of view and by establishing some new conclusions.

1. Variation coefficient:

In view of the fact that the field of precipitation amounts cannot be considered, neither in respect of the dispersion in time s_t , nor in respect of the spatial dispersion s , as a homogeneous one, it is customary in meteorological statistics of making use of variation coefficients (*Drozdov and Sepelevskij* [2], *Brooks* [3], *T. Andersson* [4], etc.). The variation coefficient is deduced from the dispersion values s_t and s by dividing them through the corresponding temporal and spatial mean values (m_t and

m , respectively), and they are yielding the probable errors in percentages of the mean value:

$$v_t = \frac{s_t}{m_t} 100\%, \quad v = \frac{s}{m} 100\%. \quad (1)$$

In the course of these calculations, we are using, in the same manner as in our previous paper [1], variation coefficients instead of dispersion values, though we are aware of the fact that even the variation coefficient is not to be regarded as a totally homogeneous function in the field of precipitations. According to our experiences — that are supported by the results of Tage *Andersson* [4] — the value of the variation coefficient decreases with increasing precipitation. Nevertheless, it can be equally stated that this phenomenon is causing considerable difficulties only in the case of very low precipitation amounts, yielding under such circumstances to unreasonably high values of v . If the case of low precipitation values is excluded, the reliability of the variation coefficient is considerably increased. On the other hand, there is the great advantage of the variation coefficient that its percentage values are possessing a general meaning, in contrast to the dispersion values s_t and s that are expressed in millimeters and possess a meaning only in connection with a given amount of precipitation.

The use of variation coefficients can be considered as a transformation through which the field of the original data $F(\mathbf{r}_i)$ is transduced in a field $f(\mathbf{r}_i) = F(\mathbf{r}_i) : m$. The use of variation coefficients is of course implying that all the other characteristics (such as correlation functions, structural functions etc.) should be computed from the values of the transformed field $f(\mathbf{r}_i)$. We are stating in advance that the further considerations are applying to the transformed field $f(\mathbf{r}_i)$.

2. Error of the areal mean value:

In the determination of a rational station density in ombrometrical networks, it is found—as already stated in the paper [1]—that the probable error of the areal mean values of precipitation amounts could be considered as a reliable criterion. This probable value is expressed, according to the reasons given in the previous chapter, through the variation coefficient v_m of the corresponding mean value. Postulating that the amounts of precipitation, measured at a given time at different stations, are to be considered as statistically independent ones, the value of v_m be given by the following simple formula:

$$v_m^2 = \frac{v^2}{n}. \quad (2a)$$

In a general case, however, there exists a statistical dependence between the simultaneous data of different stations, and the variation coefficient of the empirical mean value m obtained from n data is given by

$$v_m^2 = \frac{v^2}{n} \left(1 + \frac{1}{n} \sum_{\substack{i, j \\ i \neq j}}^n \rho_{ij} \right) \quad (2b)$$

v being the variation coefficient of the single data, and ρ_{ij} the correlation coefficient between the i -eth and k -th value (under the provision that the correlation in ques-

tion is to be related to the real areal mean value M). Two special cases of the relation (2b) are to be discussed:

a) In the case $m = M$, we have $v_m = 0$, thus

$$\sum_{\substack{i \\ \neq j}}^n \rho_{ij} = -n.$$

This case is arising when the "sample" used for the determination of m is containing the whole statistical population ($n = N$). On the other hand, there are existing cases in which the elements of the complete statistical population, consisting of N data, are interconnected between themselves by the existence of some sort of functional relation. In such a case, it can be found, by knowing the rules of functional interdependence, a "sample" consisting from n (lesser than N) elements that is a perfectly "representative" one in respect of the real mean value of the data.

b) In the case that the values ρ_{ij} are identically vanishing, or at least their sum is equal to zero (for i other than j), the relation (2a) will be valuable.

As applied to an ombrometrical network, the special case a) of the relation (2b) would be realized through covering the whole area under investigation by a very great number of precipitation gauges. In placing N precipitation gauges in this way, they would yield the real areal mean value of precipitation according to the relation:

$$\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N f(\mathbf{r}_j) = M$$

Under real circumstances, of course, the actual number n of gauges that can be mounted in the field is considerably smaller than N . The actual choice of the emplacement of the gauges is constituting a peculiar sampling problem, and in the course of its solution one must be aware of the fact that the areal distribution of the meteorological element under investigation is not entirely a random one, possessing some sort of inner regularity. Accordingly, we are deliberately examining the detectable regularities in the distribution of precipitations and are endeavouring of placing the stations in a "representative" way. Generally we are succeeding in establishing networks that are yielding more accurate information about the areal mean value as that obtained by random sampling. Nevertheless, in the case of a lack in knowledge about the existing regularities, or in the case of misunderstanding them, it is also a possibility of obtaining poorer results than those obtained in the way of random sampling. The sum of correlations contained in (2b) could be obviously considered as a measure for the success in placing our stations (that is, of the success in sampling). Actually, when the emplacement of the stations is better than a random sampling would be, then the sum of correlations is having, for the special cases mentioned under a) and b), a negative value from the interval 0 and minus n ; on the other hand, if the sum of correlations is exhibiting a positive value, this is a symptom of the emplacement of the stations being wronger than in the case of random sampling.

The most successful approach to this question consists in considering the emplacement of stations as a case of so-called "stratified sampling". A stratified sample is representing a compromise between a "systematical sample" and a "random sample". Consequently, every stratified sample could be considered as a combination of a systematical sample with a random one.

Let us decompose the complete series of $f(\mathbf{r}_j)$ values ($j = 1, \dots, N$) that is yielding the real mean value M into two series in such a way, that every j -eth member is satisfying the following relation:

$$\begin{aligned} f(\mathbf{r}_j) &= \varphi(\mathbf{r}_j) + \Delta_j, \\ M &= M + \bar{\Delta} \end{aligned} \quad (3)$$

where

$$\begin{aligned} M_\varphi &= \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \varphi(\mathbf{r}_j), \\ \bar{\Delta} &= \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \Delta_j. \end{aligned}$$

In this decomposition, the values of $\varphi(\mathbf{r}_j)$ are representing (for $j = 1, \dots, N$) the systematical part of the variations of the element under investigation, while the remaining values Δ_j for $j = 1, \dots, N$ are constituting the random components of the variation.

As the distribution of the values $\varphi(\mathbf{r}_j)$ is subjected to a concrete rule, consequently by the knowledge of $\varphi(\mathbf{r})$ in any n points all values of the field $\varphi(\mathbf{r}_j)$ are absolutely determined. For the choice of an n element sample $\varphi(\mathbf{r}_i)$ with $i = 1, 2, \dots, n$, there is only the sole condition to observe that the mean value m_φ for this systematical sample is to be equal to the mean value M_φ obtained from the complete $\varphi(\mathbf{r}_j)$ population:

$$m_\varphi = M_\varphi;$$

a condition which is, in the knowledge of a previously given relation $\varphi(\mathbf{r})$, easily satisfied.

The other component of the complete series, Δ_j , with $j = 1, \dots, N$, is representing the remaining random fluctuations. Thus, every population, consisting of n elements, in which n is sufficiently great but considerably less than N , is to be regarded as a random sample. The relations between the quantities in question are summarized as follows:

$$\begin{aligned} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f(\mathbf{r}_i) &= m, \quad 0 > \frac{1}{n} \sum_{i \neq j}^n \varrho_{ij} > -1, \quad v_m^2 = \frac{v^2}{n} \left(1 + \frac{1}{n} \sum_{i \neq j}^n \varrho_{ij} \right); \\ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varphi(\mathbf{r}_i) &= m_\varphi = M_\varphi, \quad \frac{1}{n} \sum_{i \neq j}^n \varrho_{ij} = -1, \quad v_{m_\varphi}^2 = 0; \\ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta_i &= \bar{\Delta}, \quad \frac{1}{n} \sum_{i \neq j}^n \varrho_{\Delta ij} = 0, \quad v_{\bar{\Delta}}^2 = \frac{v^2}{n}. \end{aligned} \quad (4)$$

As the "stratified sample" described by the relations (4) is possessing resultant and composing elements that are at the same time elements of the (3) complete statistical population as well, we have

$$f(\mathbf{r}_i) = \varphi(\mathbf{r}_i) + \Delta_i$$

and

$$m = m_\varphi + \bar{\Delta}. \quad (3b)$$

The quadratic variation coefficient of the empirical mean value m is in this case equal to the sum of the quadratic variation coefficient of the components. How-

ever, the variation coefficient of the systematic component is according to the relations (4) equal to 0, and we are obtaining

$$v_m^2 = \frac{v^2}{n} \quad (5)$$

The practical application of the described relations is assured by a convenient choice of the field $\varphi(\mathbf{r}_j)$, a choice that is subjected to the condition $m_\varphi = M_\varphi$ and to the further condition concerning the sum of correlations occurring in the last relation under (4). This can be satisfied by an appropriate "stratification" or by other means, namely by a method of "smoothing" that will be described below.

Relation (5) is containing a very important result, namely, that, if the emplacement of the stations is representative in respect to the systematic component $\varphi(\mathbf{r}_j)$, of the field $f(\mathbf{r})$ then the variation coefficient of the empirical areal mean value can be expressed by the mean quadratic deviations of the pairs of values $f(\mathbf{r}_i)$ and $\varphi(\mathbf{r}_i)$:

$$v_m^2 = \frac{1}{n} E \{f(\mathbf{r}_i) - \varphi(\mathbf{r}_i)\}^2 \quad (6)$$

where E is a symbol for an operator corresponding to the formation of mean values.

In the above discussion, only basic problems of the decomposition of the sample have been discussed. In applying these considerations in practice, further problems are aroused, the first of them relating to the choice of the function $\varphi(\mathbf{r})$. It is known from experience, that at any intermediate point situated between two or more stations, the most likely values of the meteorological element under investigation is found with generally satisfying success by the application of linear interpolation. Following this piece of experience, the function $\varphi(\mathbf{r}_j)$ can be chosen for example in a way of producing a surface based on multiple linear interpolation, a surface that will, of course, be tangent in all the sample points $\varphi(\mathbf{r}_i)$. The condition respective to the sample and the mean values of the population $m_\varphi = M_\varphi$ can be satisfied by a successful choice of the stations. An approximately representative systematic sample (with neglecting a worse representativeness at the boundaries) is obtained by placing the stations according a homogeneous triangular pattern.

After the choice of the function $\varphi(\mathbf{r})$ consisting in linear interpolation, and determining the location of stations (following a triangular pattern), we are confronted to the task of determining n data of $\varphi(\mathbf{r}_i)$, which have been regarded as yet only as grades of freedom. In considering this problem, we must be aware of the fact that the goal of this investigation consists in the evaluation of the errors of a "stratified" sample and in the demonstration that this error is a lesser one than that occurring in the case of random sampling. In order of obtaining a reliable account of this subject, we are intending not to make use of a too optimistic evaluation, that is, we are intending of rather overestimating the error of the "stratified" sample.

The choice of the values $\varphi(\mathbf{r}_i)$ will be obviously the least optimistical one if we are considering the fluctuation of the systematical field to be equal to 0, whereas a maximal degree of optimism is reached by supposing $\varphi(\mathbf{r}_i) = f(\mathbf{r}_i)$. The first assumption is equivalent to the application of relation (2a), against which we are seeking to demonstrate the advantages of using a stratified sample. This estimation is therefore not to be used; it is, by the way, a very cautious one. The other extreme case must be equally discarded, because by its adoption random fluctuations would be only permitted in the intermediary points between the stations, though it is certain, that the values $f(\mathbf{r}_i)$ are themselves subjected to random fluctuations.

From the remaining, rather not very numerous possibilities the most simple and most rational solution consists in defining the values $\varphi(\mathbf{r}_i)$ for a given point \mathbf{r} , by introducing (in the triangular network) a linear interpolation between the neighbouring 6 values of $f(\mathbf{r})$. In this case, the mean quadratic deviation occurring in (6) will be identical to the mean quadratic error of the interpolation. Denoting the grid distance in the regular triangular pattern by d , the error of interpolation of the six points corresponding to the central point will be, according to a detailed deduction given in our paper [1], expressed by the structural function $b(d)$ as follows:

$$v_m^2 = \frac{1}{n} \left\{ b(d) - \frac{1}{6} [b(d) + 6(\sqrt{3}d) + \frac{1}{2}b(2d)] \right\}; \quad (7)$$

The estimation given by (7) is to be regarded as sufficiently cautious, for the error of interpolation is reaching at the central point (that is, at the greatest distance from the extreme points) its highest value. In this way, the estimation of the variation coefficient of the stratified sample is reduced to the establishment of the structural function $b(d)$.

3. Interpretation of the results as applied to an imaginary network

The relations (2a) and (7) are containing estimations of the variation coefficient of the areal mean value. In the following, we are presenting some more general considerations on the basis of the comparison of these estimations. At the first place, we are directing attention to a rather great advantage of relation (7), namely to the fact that, while in the case of relation (2a), it is necessary to compute the values of the variation coefficient for every single sector of area (e. g. for every catchment area), the value of v being dependent on the dimensions of the area in question, in the case of the relation (7), the structural function $b(d)$ is appearing, the values of which are to be found by using previously established smoothed curves. This great advantage in the field of computation techniques granted, there is also the still more important view-point that relation (7) is involving the possibility of taking into account the statistical relations existing between simultaneously observed data.

The departure between the two kinds of estimation is strongly depending on the dimensions of the area under investigation, and on the station density. However, a definite relation between station density and the estimated values of the variation coefficient according to (2a) and (7) can be established only if the dimensions and the shape of the area are considered as given ones. For obtaining more general conclusions, we are now constructing a model of the station network for an imaginary catchment area. This will possess a circular shape with a diameter of 100 km (corresponding to approximately 7850 km² of surface). On this surface, we are undertaking to place networks of triangular pattern and possessing different grid distances d . Using grid distance of 7 km, approximately 95 stations, and with a grid distance of 15 km, approximately 42 stations can be established in this way. Now we are proceeding to the comparison of the estimations yielded by relation (2a) and (7), respectively. This computation is founded on the same empirical data which have been used in our paper [1] for the sake of obtaining the curves of the structural functions $b(d)$. The results of this computation are presented on Fig. 1.

It is found that, for grid distances lower than 20 to 30 km the full lines obtained from the relation (2a) and the dashed lines obtained from (7) are tending to separate when the grid distance is decreased. The departure between the two systems of curves seems to be not very important. Considering however the number of stations corresponding to a given grid distance, the discrepancies are found to be more important ones. In summer, for assuring that the probable error in daily precipitation

amounts should be not exceeding 5%, the necessary number of stations is found to be, on the basis of the dashed curve v'_m equal to 95, and, on the basis of the curve v_m it should be equal to 190 stations. In this case of summer monthly precipitations, a similar discrepancy is observed for a value of the probable error of 2% (see Fig. 1.). In this figure, the values of grid distance are varying from 7 km to 30 km, and the departures in the probable error from 1% to 11%. The choice for the delimitation of this domain corresponds to the actual station density of existing networks. Moreover, all the interesting results of this investigation are corresponding

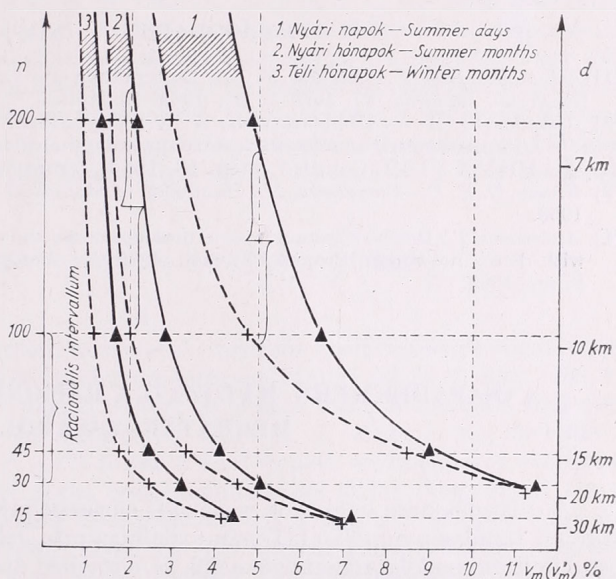


Fig. 1. — 1. ábra.

to the region in question. It is found that a decrease of the probable error is demanding still greater sacrifices in the region of low probabilities. E. g., in the case of d being lower than 10 km, a decrease of the error of only half a percent is obtainable only by doubling the number of stations. We are mentioning in advance that, in our opinion, grid distances of less than 10 km could not be reasonable ones. On the other hand, it seems likely that grid distances exceeding 20 km are equally undesirable, for, in the case of such high values of the grid distance, the further decrease in network density is leading to a considerable loss in information, the number of the dispensable stations being at the same time very low. Thus, though we are aware of the fact that a precise determination of the rational network density could be executed only by considering the economical aspect of the question, we are stating as a first approximation that a "rational interval" of the value of grid distance is to be found between 10 and 20 km; moreover, we are even prepared to draw the conclusion that the most probable value for the rational network density is to be found on Fig. 1. at the inflection of the curve v'_m , that is about a value of the grid distance of 15 km. It is interesting to note that the actual average grid distance in the precipitation measuring network of our country varies between 11 and 12 km. It appears from Fig. 1, that in this region of the rational interval, the probable error of the areal mean value of precipitations is varying, in the case of daily precipitations in the summer, from 4.7% to 11%, in the case of monthly precipitations in the summer from 2% to 4.5%, and, finally, in the case of monthly precipitations in the winter from 1.1% to 2.5%.

In summing up, we are emphasizing, that the station density of our precipitation measuring network is to be found within the boundaries of the region of rational network density; however, it is situated rather near to the limit at which the station density appears to be much too high. Thus, a further increase of station density seems not to be a rational measure. On the other hand, economical considerations could easily motivate some decrease in the present number of stations.

(Manuscript received on Nov. 26, 1963.)

BIBLIOGRAPHY — IRODALOM

- [1] *Czelnai R.—Dési F.—Rákóczi F.*: On Determining the Density of Precipitation Measuring Networks. *Időjárás*, 67. évf., 5. sz., 1963. Budapest.
- [2] *Дроздов, О. А. — Шенелевский, А. А.*: Теория интерполяции в стохастическом поле и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Труды НИУ ГУГМС Серия 1. вып. 13. 1964 Ленинград—Москва.
- [3] *Brooks, C. E. P.—Carruthers, N.*: Handbook of Statistical Methods in Meteorology. London, 1953.
- [4] *Andersson, T.*: On the accuracy of rain measurements and statistical results from rain studies with dense networks. (Project Pluvius). *Arkiv för Geofysik*. Vol. 4. nr. 13. K. Vet. Akad. Sthlm 1963.

×

A CSAPADÉKMÉRŐ HÁLÓZATOK RACIONÁLIS SŰRŰSÉGÉNEK MEGHATÁROZÁSÁRÓL

II.

A csapadékmérő hálózatok racionális sűrűsége meghatározásának problémáival korábbi tanulmányunkban [1] már foglalkoztunk. Jelen tanulmányunkban korábban kifejtett gondolatainkat egészítjük ki, s részben újabb következtetésekre jutunk.

Ismeretes, hogy a csapadékatatok mezeje sem az s_t időbeli, sem az s területi szórásra vonatkozóan nem homogén. A meteorológiai gyakorlatban e karakterisztikák helyett általános a variációs koefficiensek használata. A variációs koefficiens a csapadékmennyiség valószínű hibáját az m középérték százalékában fejezi ki: (1) formula. A variációs koefficiensek alkalmazását felfoghatjuk úgy is, hogy az eredeti $F(\mathbf{r}_i)$ adatokból a transzformált $f(\mathbf{r}_i) = F(\mathbf{r}_i)$ mezőt állítjuk elő. Ekkor azonban minden karakterisztikát a transzformált $f(\mathbf{r}_i)$ mezőre kell meghatározunk.

A csapadékmérő hálózatok racionális sűrűségének meghatározásakor — mint már korábban is — a csapadékmennyiségek területi középértékeinek valószínű hibáját alkalmazzuk célszerű kritériumként. Ha az egyes állomásokon egyidejűleg mért adatok egymástól függetlenek, akkor a v_m variációs koefficiens értékét a

$$v_m^2 = \frac{v^2}{n}$$

formula adná meg. Általános esetben, ha az egyidejű adatok közt statisztikai kapcsolat van, az n számú adat empirikus m középértékének v_m variációs koefficiense az alábbi módon írható fel:

$$v_m^2 = \frac{v^2}{n} \left(1 + \frac{1}{n} \sum_{\substack{i,j \\ i \neq j}}^n \rho_{ij} \right),$$

itt v az egyes adatok variációs koefficiense, ρ_{ij} pedig az i -edik és j -edik adat között fennálló korrelációs együttható. A korrelációs együttható összege — n és nulla közti értéket vesz fel, ha a mezőre vonatkozó „minta-vétel” helyesen hajtjuk végre.

A csapadékmező törvényszerűségeinek felhasználásával sikerül olyan minta-vételt végrehajtanunk, amely a véletlen minta-vételnél jobb eredményre vezet a területi középérték meghatározására vonatkozóan. A minta-vétel meghatározására bontsuk fel az M valódi középértéket megadó teljes $f(\mathbf{r}_j)$ sort a (3) formulában megadott két N tagú sorra, itt $\varphi(\mathbf{r}_j)$ jelenti a csapadékmező törvényszerű változását, a Δ_j mező pedig a véletlen ingadozásokat. Az $\varphi(\mathbf{r}_j)$ és Δ_j mezőknek ki kell elégíteniük a (3b) és (4) formulák által leírt követelményeket. A (4)-ből látjuk, hogy a szisztematikus összetevő, $\varphi(\mathbf{r}_i)$ mező, variációs koefficiense zérus, a variációs koefficiens tehát (5) formulával fejezhető ki. A (6) formula megadja a v_m variációs koefficiens, valamint a megfelelő $f(\mathbf{r}_i)$ és $\varphi(\mathbf{r}_i)$ értékpárok négyzetes eltéréseinek a kapcsolatát. Ha a $\varphi(\mathbf{r})$ törvényszerűség meghatározásánál felhasználjuk azt, hogy két vagy több állomás közötti tetszőleges pontban a vizsgált elem legvalószínűbb értéke általában kielégítően megközelíthető lineáris interpoláció útján, ekkor a $\varphi(\mathbf{r})$ mezőt többszörös interpolációval állítjuk elő. A törvényszerűség megállapítása után kijelölhetjük az állomások helyét (szabályos háromszöges rács). Ily módon a $b(d)$ szerkezeti függvény és v_m kapcsolata

$$v_m^2 = \frac{1}{n} \left\{ b(d) - \frac{1}{6} \left[b(d) + b\left(\frac{1}{3}d\right) + \frac{1}{2} b(2d) \right] \right\}$$

alakba írható fel.

(2a) és (7) formulák a területi középérték variációs koefficiensekre vonatkozóan egy-egy becslést adnak. E két becslés eredményét tünteti fel az 1. ábra, 100 km átmérőjű kör alakú vízgyűjtő modell esetén. A becslés során felhasznált $b(d)$ szerkezeti függvény adatait [1]-ben határoztuk meg. Az 1. ábrán a (2a) formulával számított értékeket folytonos, a (7) formula által kapott eredményeket szaggatott görbével tüntettük fel. A két görbe összehasonlításából látjuk, hogy nyári csapadékok esetén az 5%-os valószínű hiba betartásához a v_m görbe alapján számolva kb. 95 állomás, a v_m görbe szerint pedig kb. 190 állomás lenne szükséges. Hasonló az eltérés a nyári havi csapadékok görbéi között 2%-os hiba esetén. Az ábra alapján megállapítható az is, hogy valószínű hiba csökkentése a kisebb százalékok felé egyre nagyobb áldozatokkal jár, s pl. $d < 10$ km esetén 0,5%-os hibacsökkentés az állomások számának megkétszerezését követelné. Véleményünk szerint 10 km-nél kisebb ráctávolságok nem lehetnek racionálisak, de 20 km-nél nagyobb ráctávolságok sem kívánatosak. Első közelítésben azt mondhatjuk, hogy a „racionális intervallum” 10 és 20 km között keresendő. Azt a véleményünket is megkockáztatjuk, hogy a racionális állomáshálózat sűrűség legvalószínűbb értéke az 1. ábra v_m görbéjének hajlatában, azaz a 15 km-es ráctávolságnál keresendő. Érdekes megjegyeznünk azt, hogy jelenleg a magyarországi csapadékmérő hálózat kb. 11–12 km-es átlagos ráctávolságnak felel meg.

Influence of the Temperature Gradient in the Lowest 300 m Air Layer on the Dispersion of Pollutants of Industrial Origin

Температурный градиент нижнего 300 —метрового слоя атмосферы и распространение индустриальных засоряющих веществ. С точки зрения распространения засоряющих частиц, индустриального происхождения, помимо ветровых условий, важнейшим метеорологическим фактором является температурная стратификация нижнего 300—метрового слоя атмосферы. По данным зондирований, проведенных за 4—5 лет в г. Будапеште автором приводятся суточные, и годовые величины относительной частоты устойчивого, изотермического, нормального и неустойчивого равновесия, а также среднего температурного градиента для нижнего 300—метрового слоя атмосферы в изоплетном изображении. Кроме того рассматриваются суточный и годовой ход и распределение частоты мощности приземных инверсий.

×

In the determination of the dispersion and accumulation of air pollutants (smoke, gas and soot) that are ingested from industrial installations into the surface layer of the atmosphere, there are to be taken into account, besides of the peculiarly industrial factors (such as concentration of the effluent, its quantity, its nature and the frequency of emission) also the meteorological and orographical conditions of the environment.

According to experience as well as to the results of theoretical investigations, the most important meteorological factors in the dilution and accumulation of pollutants in the lower strata of the atmosphere are wind conditions and the thermal stratification.

Thermal stratification is characterized by the vertical gradient of temperature. On the average, temperature is decreasing by 0,65 degrees at 100 m of elevation. In the surface layers, considerable deviations from this value are observed, as the results of soil surface and orographical influences. When temperatures are not varying with elevation, there exists a so-called isothermal condition, and when they are increasing with elevation, a temperature inversion occurs. The temperature of a vertically lifted air parcel is decreased by 1° for every 100 metres; this value of temperature lapse-rate is called the adiabatical one. If in a resting airmass the lapse-rate becomes greater than the adiabatic, the stratification is called a superadiabatic one [1].

As a function of the direction and the value of the vertical temperature gradient, vertical motions are produced in an otherwise resting airmass (thermal turbulence) leading to a dilution of pollutants. Thus, the atmospheric environment can be characterized by the vertical temperature gradient as a parameter of the arousing exchange. Atmospheric conditions are, according to the value of the temperature gradient being favourable or unfavourable to the production of vertical air movements, described as stable, isothermic, normal and superadiabatic ones. (Although this classification is not conforming to the usual nomenclature, its use is motivated by the peculiar problem of studying air pollution.) Therefore, the knowledge of the nature, the occurrence and the frequencies of the different kinds of equilibrium states in the atmospheric environment of industrial installations is of primary importance in the transport and the dilution of the pollutants ingested into the atmosphere.

Before proceeding to a more detailed analysis of the temperature gradient, a reasonable decision should be made on the thickness of the surface air layer that

should be investigated. This is depending mainly on the exhalation of the actual effluent source.

In the case of shafts and industrial installations, the effluents (constituting an exhalation of low intensity) are mainly remaining in a surface layer having a thickness of 200 to 300 metres; consequently, the propagation of the pollutants is mainly influenced by the thermal stratification of the lowest 300 m layer.

For the production of a smog in urban areas or greater industrial districts the existence of an inversion having at least a height of 600 to 700 m is necessary, possessing a considerable life-time (at least 12 to 24 hours), for enabling the pollutants to reach a large concentration. Accordingly, the study of smog situations must include an investigation of the temperature gradients in the 600 to 900 m layer.

The effluents of power plants possessing a high exhalation are reaching levels of 500 to 600 m. For their investigation, average gradients from the lowest 900 to 1200 metre layer of the atmosphere are to be taken into account.

In the present paper, we are examining mainly the first of these questions.

In this country, the first investigations on the vertical temperature gradient have been made by B. *Béll* [2] in the year 1954. In his paper, a 4-year series (1950—1953) of radiosonde observations at 03 GMT has been analyzed. *Béll* has published, in an investigation including the entire troposphere, also the yearly variation of the gradient between the ground surface and the 360 m level. Thus, we are in the position of comparing the data concerning the annual variation of the gradient in the 1,5—360 m layer to the result of computations made by the present author for the layers of 1,5—300 and 1,5—150 m (1952—1956):

Radiosonde ascent 03 GMT	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Year
1950—53 (4 years) 1,5—360 m (<i>Béll</i>)	0,38	0,41	0,30	0,17	-0,10	-0,06	-0,31	-0,31	-0,13	-0,11	0,25	0,05	0,05
1952—56 (5 years) 1,5—300 m (<i>Szepesi</i>)	0,16	0,06	0,09	-0,03	-0,34	-0,23	-0,37	-0,56	-0,52	-0,52	0,23	0,14	-0,16
1952—56 (5 years) 1,5—150 m (<i>Szepesi</i>)	0,08	0,02	0,02	-0,17	-0,60	-0,37	-0,56	-0,79	-0,75	-0,71	0,16	0,12	-0,30

Negative gradient values are corresponding to temperature increase with elevation, therefore, they are the symptoms of the inclination to the formation of inversions. By comparing the data, it appears that the inclination to the production of inversions is strongly masked even by an increase of 60 m in the thickness of the layer under consideration (*Béll*, layer of 1,5—360 m, *Szepesi*, layer of 1,5—300 m). While the average annual value of the temperature gradient is changing, on 50 metres of elevation, in the 150—300 m layer only by 0,05 degrees, in the layer 300—360 m this value is equal to 0,17 degrees, that is more than three times greater than in the previous case. Therefore, if vertical temperature gradients would be calculated for layers of 500 or 1000 m thickness, then surface inversions, having a thickness of 200 to 300 metres, which are possessing in fact a very high frequency, would be compensated by superadiabatic lapse-rates occurring in the layer situated above the inversion. Thus it is concluded that, in the investigation of the dispersion of pol-

lutants of an industrial origin, the use of the average temperature gradient in the lowest 300 m layer is most suitable.

A detailed investigation concerning surface inversions, using a one-year series of radiosonde ascents at 00 and 06 GMT (from June 1959 to May 1960) was executed by *Ventura* [3]. Though a one-year series of data appears to be rather a short one for deduction of a general character, the results of *Ventura* are most valuable ones for peculiar investigations about this subject. In 1948, *Bacsó* derived average values of the temperature gradient on the basis of a 30-year series of ground-level and mountain observations from the Mátra, Bükk, Pilis, Mecsek and Buda mountains [4]. By this paper, a more accurate reduction of temperature observations to sea-level is obtained; however, the results are not suitable ones for the investigation of air-pollution problems. In 1961, *Szentiványi* from temperature recordings at Pécs-Misnátető and Pécs-Airport deduced some valuable data on the diurnal and annual variation of the occurrence of inversions [5].

In this paper, radiosonde ascents of Budapest (station-number 12.843, geographical coordinates 47°26' N and 19°11' E; $H_0 = 140$ m) are analysed for the following periods [6]:

00 GMT	April 1958—March 1963	(5 years)
03 ..	January 1952—December 1956	(5 ..)
06 ..	May 1959—April 1963	(4 ..)
12 ..	April 1958—March 1963	(5 ..)
15 ..	February 1953—January 1957	(4 ..)
18 ..	May 1959—April 1963	(4 ..)

For obtaining data upon the occurrence periods and frequencies of the different states of equilibrium, vertical temperature gradients have been classified as follows:

lower than $-0.5^{\circ}/100$ m	stable lapse-rate
between -0.5 and 0.5	isothermic
between 0.5 and 1.0	normal
greater than 1.0	superadiabatic

The results have been plotted on an isoplethe diagram allowing an easy reading of the periods in which the occurrence of a given kind of lapse-rate could be expected with a given probability. Though in this diagram, data from different years and obtained by different types of sounding instruments have been connected by isolines, the link-up of the curves obtained is satisfying, and the isolines are running rather smoothly. These two circumstances are containing a justification to the adopted procedure. As temperature variations in the surface layer are mainly connected to short-wave insolation and long-wave outgoing radiation, the times of sunrise and sunset have been plotted as well on the figure, using dashed lines. The times of the radiosonde flights have been represented by dots. In the present paper, only results in connection to the lowest 300 m layer are discussed, the findings for the lowest 150 metres being mentioned only occasionally.

On *Fig. 1.*, diurnal and annual values of the average temperature gradient are represented for the 1.5—300 m layer. Maximum stability is occurring in the months July to September between 01 and 05 hours, while maximum instability is found from March to September at 14 to 17 hours. Diurnal variation is more important in the 150 m layer, than in the 300 m one, and in the former layer the maximum stability at dawn is greater by 0.2° .

The average gradient values presented here are resulting from a very peculiar distribution of a number of stable, isothermic, normal and superadiabatic gradients.

As shown in Fig. 2., during the period June to October and in the time from midnight to 07^h, in 50% of all cases, a *stable* stratification of the lowest 300 m layer is occurring, while in the time between 10 and 20 hours the same stratification occurs very seldom, only in 1 to 2% of all cases during the whole year. In the lowest 150 m layer, stable stratifications are appearing at the same periods of time, possessing, however, an even higher frequency (of 60%).

On Fig. 3., the isopleths of the frequency of *isothermal* stratification are presented for the lowest 300 m layer. Isothermal stratification is occurring, in the time interval

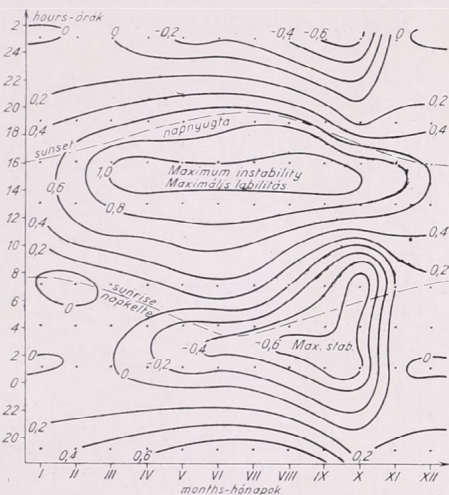


Fig. 1: Isoleths of the average vertical temperature gradient ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) between 1.5–300 m levels
1. ábra. Az 1,5–300 m közötti átlagos hőmérsékleti gradiens izoplétái ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)

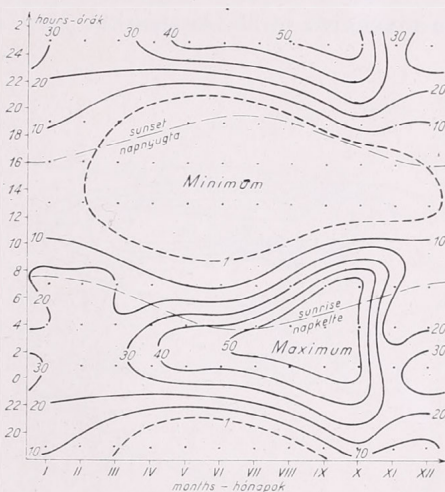


Fig. 2: Isoleths of the relative frequency of inversions between 1.5–300 m levels (%)
2. ábra. A stabilis légrétegződés relatív gyakoriságának izoplétái %-ban (1,5–300 m között)

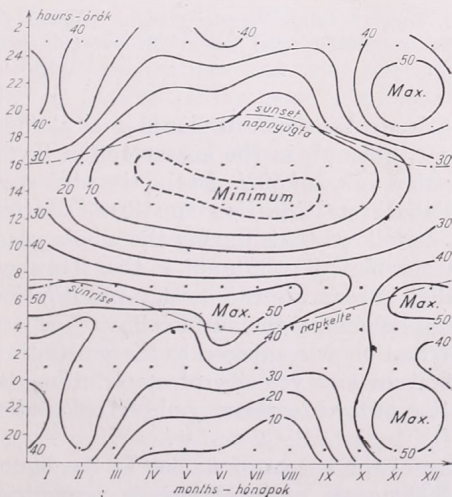


Fig. 3: Isoleths of the relative frequency of isothermal lapse rate between 1.5–300 m levels (%)
3. ábra. Az izoterm légrétegződés relatív gyakoriságának izoplétái %-ban (1,5–300 m között)

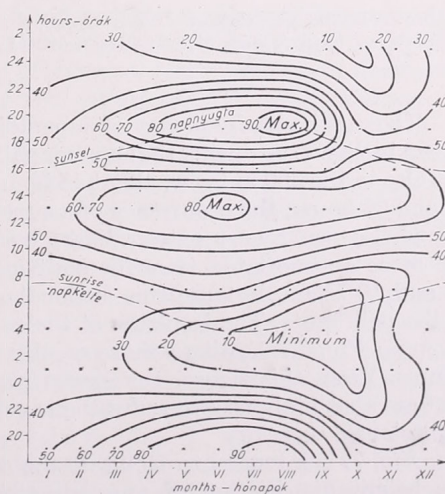


Fig. 4: Isoleths of the relative frequency of normal lapse rate between 1.5–300 m levels (%)
4. ábra. A normális légrétegződés relatív gyakoriságának izoplétái %-ban (1,5–300 m között)

of 05 to 07 hours, almost during the whole year with a probability of 50%, whereas in the time interval between 09 to 18 hours it occurs in less than 10% of all cases. In the lowest 150 m layer, its frequency of occurrence is lower (40%) as compared to the 300 m layer. In the time between 08 and 24 hours, normal stratification (Fig. 4.) is found to occur with a very high frequency (50 to 90%), exhibiting a remarkable double maximum. The main maximum is presenting itself at 19 hour, a secondary one at 13 hour. These two maxima of normal stratification are placed on both sides of the maximum for *superadiabatic* stratification as shown on Fig. 5. On the other hand, a minimum frequency of normal stratifications coincides with the maximum of stable stratifications.

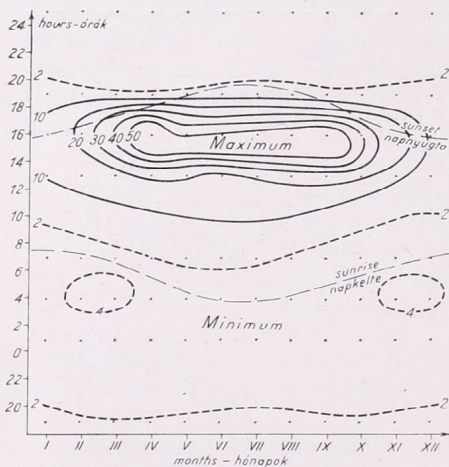


Fig. 5: Isoleths of the relative frequency of superadiabatic lapse rate between 1,5-300 m levels (%)

5. ábra. A labilis légrétegződés relatív gyakoriságának izoplétái %-ban (1,5-300 m között)

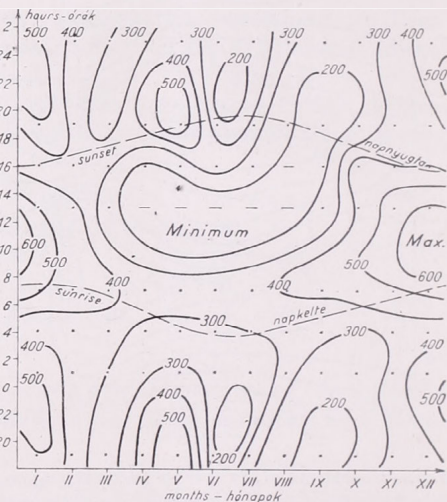


Fig. 6: Isoleths of the average height of surface inversions, m. (- no inversion)

6. ábra. A talajinverziók átlagos magasságának izoplétái m-ben (- nem volt inverziós eset)

The maximum frequency of superadiabatic stratifications is placed — as already shown in Fig. 4. — during the summer half-year, not only in the lowest 150 m layer, but also in the 300 m layer, about 15 hours with a value of 50%. In the time between 22 and 08 hours, the occurrence of a superadiabatic stratification constitutes, during the whole year, a very extraordinary event. It follows that, during the whole year, the most appropriated time for emitting accumulated pollutants is that between 14 and 16 hours, because this is the time that is assuring the most rapid dilution of the pollutants. The isopleths of the average heights of the surface inversions are given on Fig. 6., showing a more regular distribution as compared to the preceding figures. From this figure, the excess temperature and velocity of stack effluents, that are absolutely necessary for the penetration of the inversion, could be calculated or designed.

Fig. 7. is intended to facilitate the design of the height of stacks. In the figure the height distribution of approximately 3000 cases of inversions is presented. Highest frequencies are found for inversion heights between 200 and 300 m (with a maximum at 250 m), heights from this interval occurring in 25% of all cases (Fig. 7a). Inversions lower than 250 m are yielding about 50% of all cases (Fig. 7b).

The goal of the present paper consists on the one hand, in providing some parts of a climatological foundation for the forecasting of air pollution, and, on the other hand, to prepare some data that can be used in the design of industrial installations. Though air pollution conditions are forming, in the design of a new industrial installation, only one of the factors to be considered, a rather important alleviation of the burden of air pollution could be attained by the application of our present results in this field. The frequencies of inversion duration, found easily e. g. from *Fig. 2.*, constitute a very important factor in the estimation of the expected air pollution. When it is intended to establish an industrial installation in a region where the natural diffusive power of the atmosphere is a weak one, the industrial installations are to

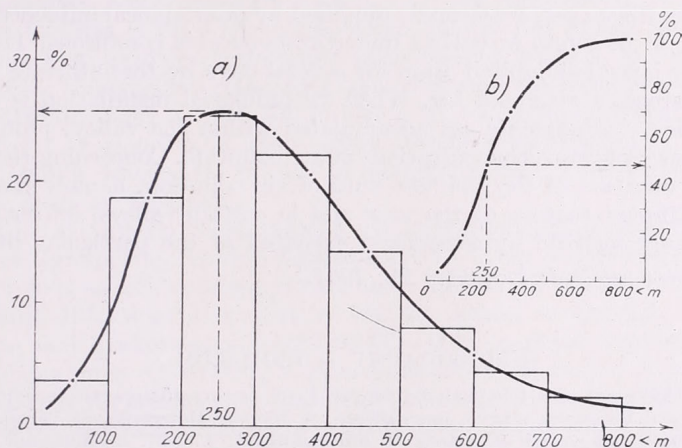


Fig. 7: Frequency distribution of the height of surface inversions
7. ábra. A talajinverziók átlagos magasságának gyakorisági eloszlása

be designed by taking into account the expected maximum value of the concentration of pollutants. By this type of investigation of air stratifications, it is possible to obtain estimations regarding the degree of dilution of air pollutants during the various seasons of the year, and regarding the periods of decreased pollution, as well as to obtain information on several factors that are essential from the point of view of industrial air pollution and from that of designing industrial installations. When the pollutants are removed from the effluent and marketed as a by-product of the industrial process, the knowledge of atmospheric stability conditions is leading to a rational estimation of the necessary industrial capacity involved and of the accumulation of by-products in the course of the different seasons.

Figures 6. and 7. are yielding data for the design of optimum effective stack height [1]. The enormous expenses connected to an increased height of the stacks are leading, in fact, only up to a certain extent to an alleviation of the burden of air pollution, becoming, by surpassing the height limits in question, practically superfluous. During a considerable part of the year, the atmosphere is possessing an effective diffusive power, illustrated by the data on *Fig. 5.*, and consequently the gases and aerosols are dispersed, during an important part of the year, in low concentrations over wide areas. It would be reasonable to utilize this diffusive power by accumulating air pollutants in suitable recipients and expelling them at the time of intense diffusion (between 14 and 16 hours).

By knowing the frequency distribution of temperature gradients, it is possible

to calculate, by means of *Sutton's* turbulent diffusion equations [7], the maximum ground concentration of pollutants, utilizing the literature about the variations of the coefficient of turbulent diffusion C and of *Sutton's* stability parameter n as functions of the temperature gradient. Thus, the conditions of turbulent diffusion have been calculated by *J. Lugeon* [8] in adopting the following values of parameters:

	C	n
Superadiabatic lapse-rate	0,36	0,20
Isothermic lapse-rate	0,12	0,25
Moderately stable lapse-rate	0,05	0,33
Intensively stable lapse-rate	0,03	0,50

Finally it should be mentioned that the stratification conditions such as they are presented in this paper, are strongly modified by orographical influences. Extreme deviations are to be found in valleys under unfavourable conditions. The break-up of a stable air layer is inhibited often for several days by the influence of a simultaneously produced stratum of fog. When an industrial installation is established in such a valley, the effluents are accumulated within the valley, producing even for several days dangerous concentrations of air pollution. Concerning the frequency and probable duration of the heaviest kind of air pollution, namely that of smog, during the different seasons of the year and in certain valleys, information could be gathered only by field measurements executed at the particular sites.

(Manuscript received: December 22, 1963.)

BIBLIOGRAPHY — IRODALOM

- [1] *Szepesi D.*: Meteorológiai tényezők hatása az ipari szennyezőanyagok terjedésére. A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken. A Magyar Meteorológiai Társaságnak VIII. Vándorgyűlésén elhangzott előadások és hozzászólások. 17—27. o. Budapest, 1963.
- [2] *Béll B.*: A troposzféra éghajlata Magyarország fölött. Az Orsz. Met. Int. kisebb kiadványai 28. szám. Akadémiai Kiadó Budapest, 1954.
- [3] *Ventura E.*: Talajmenti inverziók megjelenése Budapest felett. Beszámolók az 1961-ben végzett tudományos kutatásokról. Az Orsz. Met. Int. hivatalos kiadványai XXV. kötet, Budapest, 1962. 6—12. o.
- [4] *Bacsó N.*: A hőmérséklet eloszlása Magyarországon, 1901—1930. Magyarország éghajlata, 5. szám, Budapest, 1948.
- [5] *Szentiványi M.*: A pécsi repülőtér és Misinatető között kialakuló hőmérsékleti gradiensek. Beszámolók az 1962-ben végzett kutatásokról. Az Orsz. Met. Int. hivatalos kiadványai XXVI. kötet. Budapest, 1964.
- [6] Az Orsz. Met. Int. Aerológiai Observatóriumának Évkönyvei. Hivatalos kiadvány, 1952—58. évfolyamok. Budapest.
- [7] *Sutton O. G.*: Micrometeorology. McGraw-Hill Publishing Company LTD. New York, 1953.
- [8] *Lugeon J.*: Abaque pour le calcul de la hauteur et des effluents d'une cheminée industrielle. Bulletin Technique de Suisse Romande, Janvier 1962.

*

AZ ALSÓ 300 M-ES LÉGRÉTEG HŐMÉRSÉKLETI GRADIENSE AZ IPARI SZENNYEZŐANYAGOK TERJEDÉSE SZEMPONTJÁBÓL

A tapasztalat és az elméleti kutatásokból nyert eredmények szerint a légkör alsó rétegében a szennyezőanyagok hígulása, illetve felhalmozódása szempontjából legfontosabb meteorológiai tényezőként a szélviszonyokat és a hőmérsékleti rétegződést tarthatjuk számon. Ezért az ipari létesítmények levegőkörnyezetében kialakuló különböző egyensúlyi állapotok mértékének, előfordulási időszakának és gyakoriságának ismerete a levegőbe bocsátott szennyezőanyag továbbvitele, megfelelő koncentrációra való hígulása szempontjából elsőrendű fontosságú.

A hőmérsékleti gradienstől függő légállapot a függőleges légmozgások számára kedvezőtlen vagy kedvező volta szerint lehet stabilis, izoterm, normális és labilis. Bár ez a szétválasztás nem fedi a szokásos nomenklaturát, a légszennyeződés vizsgálatának szempontjából mégis indokolt. Korábbi kutatások eredményeivel [2] való összehasonlítás alapján állapítottuk meg, hogy az ipari légszennyezőanyagok terjedésének vizsgálatához az alsó 300 m-es légréteg átlagos hőmérsékleti gradiense a legmegfelelőbb.

Jelen munkánkban a 00, 03, 06, 12, 15 és 18 GMT budapesti szondázások 4, illetve 5 évi hőmérsékleti adatsorát dolgoztuk fel. A kapott eredményeket izoplétás ábrázolásban mutatjuk be.

Az 1. ábra az 1,5—300 m közötti átlagos hőmérsékleti gradiens napi és havi értékeit szemlélteti. A maximális stabilitás a VII—IX. hónapokban 1—5 óra között, a maximális labilitás a III—IX. hónapokban 14—17 óra között alakul ki.

A hőmérsékleti gradiens bemutatott átlagértékei a stabilis, az izoterm, a normális és a labilis hőmérsékleti rétegződés igen jellegzetes eloszlásából tevődnek össze. A 2. ábrán látható, hogy az alsó 300 m-ben a VI—X. hónapig terjedő időszakban 0—7 óra között az esetek 50%-ában erősen stabilis a légrétegződés, míg 10 és 20 óra között stabilis rétegződés ritkán, az eseteknek csak 1—2%-ában fordul elő csaknem az egész év folyamán.

A 3. ábra az izoterm légrétegződés gyakoriságának izoplétáit szemlélteti az alsó 300 m-es légrétegben. Izoterm légrétegződés 5—7 óra között majdnem az egész év folyamán 50%-os valószínűséggel található, míg 9—18 óra között az eseteknek kevesebb mint 10%-ában alakul ki. 8—24 óra között a normális légrétegződés (4. ábra) igen nagy gyakorisággal fordul elő (50—90%) és érdekes kettős maximumot mutat. A főmaximum 19 órakor, a másodmaximum 13 órakor alakul ki. A két maximum az 5. ábrán bemutatásra kerülő labilis rétegződés maximumát veszi közre.

A labilis rétegződés maximuma a nyári félévben 15 óra körül alakul ki 50%-os gyakorisággal. Labilis rétegződés 22 és 8 óra között egész évben csak a legritkább esetben fordul elő. A talajinverziók átlagos magasságának izoplétáit a 6. ábra szemlélteti. Az ábra lehetővé teszi az inverzió áttöréséhez feltétlenül szükséges többlet hőmennyiség számítását, illetve tervezését.

A 7. ábránkkal kéménymagasság számításokhoz kívánunk támpontot nyújtani. Ez az ábra kereken 3000 inverzió magasság szerinti gyakorisági-eloszlását szemlélteti. Leggyakoribb a 200—300 m-es intervallumba eső inverziómagasság (maximuma 250 m-en), amely az esetek 25%-ában fordul elő (7a. ábra). A 250 m-nél alacsonyabb inverziók az eseteknek közel 50%-át teszik ki (7b. ábra).

Tanulmányunk egyrészt a légszennyeződés előrejelzéséhez szükséges klimatológiai alap egy részének megteremtésére irányul, másrészt ipartelepek tervezéséhez kívántunk ténylegesen felhasználható adatokat előállítani. Az inverziók tartamgyakorisága, amely például a 2. ábráról könnyen olvasható, jelentős tényező a szennyeződés várható mértékének megbecslésénél. A 6. és a 7. ábra az optimális effektív kéménymagasság számításához szolgál támpontul [1]. Az év nagy részében a légkör határos diffundáló képességgel rendelkezik, amelynek mértékét az 5. ábráról olvashatjuk le, így a gázok és aeroszolok az év nagy részében nagy területre kis koncentrációban szórhatók szét.

Befejezésül megemlítjük, hogy a bemutatott légrétegződési viszonyok, főleg a domborzat hatására, lényegesen módosulnak. A legszélsőségesebb eltérések általában kedvezőtlen fekvésű völgyekben alakulnak ki. Arra a kérdésre tehát, hogy egyes völgyekben a légrétegződés szempontjából legkedvezőtlenebb füstköd (smog) helyzetnek az év folyamán mekkora a gyakorisága és a tartamvalószerűsége, csak konkrét méréseken alapuló egyedi vizsgálatok alapján lehet választ adni.

Zur Berücksichtigung des Pütter-Effektes bei ionosphärischen Driftmessungen in Langwellenbereich

A Pütter-effektus figyelembevétel a hosszűhullámű tartományban végzett ionoszféra szél-mérésnél. A collmi Geofizikai Observatóriumban 1959-től végeznek ionoszféra szél-méréseket Krautkrämer módszerrel [1], 272 kHz frekvencián, 400 kilométeres adótávolság mellett. Az említett szélmérési módszer használatánál a földfelszínen mért amplitúdók különböző zavarai következtében fellép az ún. Pütter-effektus [2] jelensége is. Az effektust számos szerző (Banerji, Berg, Court, Ratcliffe és mások) vizsgálta elméletileg is, gyakorlatilag is. Az effektus a szélvektor kiértékelését oly módon befolyásolja, hogy az észlelt szélirány az ionoszféra egyenetlenségei következtében eltörlődik a valódi szélirányhoz képest [3]. Az ismertett módszer lényege a Pütter-effektus megszüntetése [4], tehát azon feltételek vizsgálata és mérlegelése, melyek mellett a valódi szélvektor a vevőberendezések által meghatározott koordináta-rendszer origójába helyezhető át. A mérési idő alatt vektorialisan közepelt valódi szélvektor normálisában adható meg a szél sebessége. Az ionoszféra szél kiértékelési gyakorlatban az egyes mért értékek nagyobb szórása esetén feltétlenül alkalmazni kell a Pütter-próbát. A Phillips gyártmányú regisztrálónál [3, 5] a Pütter-effektust nem lehet megszüntetni.

×

1. Einleitung

Bei ionosphärischen Driftmessungen nach der Krautkrämer-Methode [1] tritt eine als Pütter-Effekt [2] bekannte Erscheinung auf, die durch die nicht ideal isotrope Struktur des am Erdboden gemessenen Amplitudenmusters bedingt ist.

Das durch die ionosphärischen Irregularitäten am Erdboden erzeugte Amplitudenmuster kann isotrop (der Verlauf der Isolethen läßt keine Vorzugsrichtung erkennen) oder anisotrop (die Isolethen bilden Ellipsen) sein. Doch selbst im Falle eines im statistischen Mittel isotropen Amplitudenmusters werden die Isolethen im allgemeinen keine konzentrischen Kreise bilden. An den Empfängern treten die zur Driftauswertung benutzten Feldstärkeextrema aber dann auf, wenn die Verbindungslinie der Berührungspunkte von parallel zur wahren Driftrichtung an die Isolethen gelegten Tangenten durch die Empfängerstandorte hindurchgeht (nach Berg und Pütter Extremalinie genannt). Diese Extremalinie, die man in erster Näherung durch eine Gerade ersetzen kann [3], wird mit der wahren Driftrichtung im allgemeinen einen Winkel ungleich 90° einschließen, wobei sich dieser Winkel mit dem Durchzug der ionosphärischen Irregularitäten fortwährend ändert.

Die Auswertung ionosphärischer Driftmessungen erfolgt nun meist so, daß man die Zeitdifferenzen zwischen zusammengehörigen Extrema in den Registriererspurten abliest, zu jedem einzelnen Zeitdifferenzenpaar den Driftvektor bestimmt und schließlich die in dem gesamten Meßzeitraum erhaltenen Einzelvektoren vektorial mittelt. Die für jeden Einzelvektor erhaltene Richtung entspricht der Richtung der Normalen der Extremalinie und die berechnete Geschwindigkeit der Projektion des wahren Driftvektors auf diese Normale. Aus der Mittelung der Einzelvektoren erhält man demzufolge eine zu geringe Geschwindigkeit und, abgesehen von Sonderfällen, auch eine verfälschte Richtung.

Der Effekt ist von zahlreichen Autoren (Banerji, Berg, Court, Ratcliffe u. a.) theoretisch und praktisch untersucht worden. Einen Überblick über das Problem

* Verfasser: Dipl.-Geophys. Rudolf Schminder, Assistent am Geophysikalischen Observatorium, Collm über Oschatz, DDR.

und einige bisherige Ergebnisse dazu, die von anderen Autoren meist nur für Meßfrequenzen über 2 MHz vorliegen, gibt [4].

Bei Abwesenheit aller anderen störenden Einflüsse auf die Messungen kann der *Pütter*-Effekt leicht eliminiert werden. Es läßt sich zeigen [4], daß

a) in einem (v_x, v_y) -Koordinatensystem die Endpunkte der gemessenen Driftvektoren auf einem Kreis liegen, der durch den Koordinatenmittelpunkt geht und dessen Durchmesser Richtung und Stärke der wahren Driftbewegung bestimmt, und daß

b) in einem (T_x, T_y) -Koordinatensystem die Endpunkte der gemessenen „Zeitvektoren“ auf einer Gerade liegen. Der Fußpunkt der durch den Koordinatenursprung gehenden Normalen zu dieser Geraden liefert das reduzierte Zeitdifferenzenpaar (T'_x, T'_y) , das unmittelbar mit Hilfe der üblichen Auswerteverfahren die wahre Driftbewegung abzuleiten gestattet. Sind die Driftparameter während der Meßzeit nicht konstant, öffnet sich die Gerade zu einer Ellipse, und es muß die Richtung der großen Achse ermittelt werden.

(v = Geschwindigkeit; T = Zeitdifferenzen zwischen zusammengehörigen Fadingextrema in Feldstärkeregistrierungen, die im einfachsten Fall mit Hilfe von drei an den Eckpunkten eines gleichschenklige rechtwinkligen Dreiecks mit nach N und E weisenden Katheten aufgestellten Empfängern gewonnen werden; Index x = Nordkomponente, Index y = Ostkomponente). Da die Ausgleichung einer Punktwolke einfacher nach einer Geraden als nach einem Kreis durchgeführt werden kann, ist die zweite Methode als vorteilhafter anzusehen.

2. Ergebnisse

Am Geophysikalischen Observatorium Collm ($51^\circ 18,6' N$; $13^\circ 00,2' E$) werden seit 1959 ionosphärische Driftmessungen nach der *Krautkrämer*-Methode auf 272 kHz (Senderabstand 400 km) durchgeführt. In [4] war für die Jahre 1959—61 gezeigt worden, daß der größte Teil aller Driftmessungen in einem (T_x, T_y) -Koordinatensystem eine offene, seltener eine zentrierte Punktwolke liefert. In Fällen, wo eine Anordnung der Meßpunkte längs einer *Pütter*-Geraden beobachtet wurde, erreichten die Fehler besonders beim gleichzeitigen bzw. kurzzeitig abwechselnden Auftreten zweier entgegengesetzter Driftrichtungen und bei Halbgeraden (unsymmetrische oder einseitige Verteilung der Meßpunkte bezüglich des Fußpunktes der Normalen zu der Extremalinie durch den Koordinatenursprung) beträchtliche Werte.

Diese Untersuchungen wurden 1962 fortgeführt. Von insgesamt 330 über je 20 Minuten betriebenen auswertbaren Messungen (täglich von 16.00—22.00 GMT zu mehreren Terminen) zeigten 20% eine gestreckte Anordnung der Punktwolke, die durch eine Gerade oder Ellipse approximiert werden konnte. Erschwerend wirkt dabei, daß im Langwellenbereich bei den auswertbaren Registrierungen die Fadingrate im Mittel nur sehr gering ist (1959—61: 1,7/min), so daß selbst über einen längeren Zeitraum im allgemeinen nur wenige Meßwerte zu Verfügung stehen.

Bei 10% der Messungen lagen die Differenzen zwischen den Ergebnissen nach der routinemäßigen Auswertemethode und den Ergebnissen, wie man sie besonders in Bezug auf die Geschwindigkeit nach der Anwendung der *Pütter*-Reduktion erhielt, außerhalb der Meßgenauigkeit des zuerst genannten Auswerteverfahrens. Dabei kann allerdings nicht angegeben werden, inwieweit die in der geschilderten Form auftretende Streuung der Meßergebnisse ausschließlich auf den *Pütter*-Effekt zurückzuführen ist.

Hinzu kommt noch folgendes: Die der herkömmlichen Auswertemethode für ionosphärische Driftmessungen zugrundeliegende Theorie basiert auf einer ganzen Reihe in der Mehrzahl der Fälle nicht realisierter Voraussetzungen [4]. Es zeigt sich, daß es notwendig ist, die Registrierungen Korrelationsanalysen zu unterziehen, die eine exaktere Bestimmung der mittleren Zeitverschiebung zwischen je zwei Fadingregistrierungen und eine Berücksichtigung der Eigenverformung des Amplitudenmusters erlauben. Die wenigen bis jetzt bekanntgewordenen Beispiele solcher Analysen (*Barber, Briggs, Cilliers, Fooks, Gusew, Jones, Philips, Ratcliffe, Shinn, Spencer, Yerg* u. a.) lassen bereits erkennen, daß die mit den einfachen Fadingmethoden errechneten Geschwindigkeitswerte teilweise um das 2—3 fache zu hoch sein dürften, während den Richtungswerten, da sie aus Zeitdifferenzenverhältnissen hervorgehen, eine größere Realität zukommt.

Die *Pütter*-Reduktion wird daher im wesentlichen in Bezug auf die Richtungsbestimmung von Wert sein. Bei der praktischen Anwendung des Verfahrens ergab sich auch tatsächlich, daß besonders beim Auftreten von *Pütter*-Halbgeraden die nach *Pütter* reduzierten Richtungswerte die Streuung eines größeren Kollektivs von Mittelwerten (Monatsmittel) merklich verringerten.

Zusammenfassend folgt daraus für die Praxis der Auswertung: Bei größerer Streuung der einzelnen Meßwerte muß ein *Pütter*-Test versucht werden. Ist die Anordnung der Meßpunkte längs einer Geraden oder auf der Peripherie einer Ellipse dem Augenschein nach hinreichend belegt, wird die Approximation ohne weitere mathematische Hilfsmittel vorgenommen. Daneben soll die Möglichkeit genutzt werden, die Richtigkeit der so erhaltenen Driftparameter an Hand anderer zur Verfügung stehender Kriterien (Erhaltungsneigung etc.) zu prüfen. Bei Verwendung halbautomatischer Registriergeräte nach Art des *Phillips*-Recorders [3, 5] ist eine Eliminierung des *Pütter*-Effektes nicht möglich, da diesen Registrierungen keine zusammengehörigen (T_x , T_y)-Paare entnommen werden können.

(Manuskript am 19. Juni 1963 erhalten.)

LITERATUR

- [1] *Krautkrämer, J.*: Über Wanderungserscheinungen rascher Feldstärkeschwankungen von Ionosphärenechos. Arch. elektr. Übertr. 4, 1950, 133—138.
- [2] *Pütter, P. St.*: Messung des Ionosphärenwindes aus der Wanderungsgeschwindigkeit eines Zustandes (z. B. Echo-Feldstärke) längs der Erdoberfläche. Rep. Phys. Soc., Conf. Phys. Ionos., Cavendish Lab. Cambridge, 1955. 191—201.
- [3] *Schminder, R.*: Der Einfluß der Krümmung der Extremalinen auf die Ergebnisse ionosphärischer Driftmessungen im Langwellenbereich. Z. Meteor. Berl. 1963. im Druck.
- [4] *Schminder, R.*: Ionosphärische Driftmessungen im E-Schicht-Niveau am Observatorium Collm — ein Beitrag zur Zirkulation der Hochatmosphäre. Veröff. Geophys. Inst. Karl Marx Univ., Leipzig, 1963. in Vorbereitung.
- [5] *Koch, H., Schminder, R. und Kürschner, D.*: Ein neues automatisches Registriergerät für ionosphärische Driftmessungen. Z. Geophys. Würzburg 28, 1962. 281—288.

A légállapotgörbe előrejelzéséről

On the Prediction of the Curve of Vertical Temperature Distribution. Prediction of the vertical distribution of temperature is a useful aid to the forecasting meteorologist, especially in connection to the prevision of lability conditions. In this paper, a theoretical summary is followed by the prevision experiences collected during a 64-day period of forecasting. A systematical underestimation of temperatures occurred, and by the introduction of an appropriate correction the reliability of forecasts was definitely increased. Accordingly correlation factors between forecasted and actually occurring values of temperature have been found to be equal to 0,72 in the case of the 850 mb surface, to 0,75 on the 700 mb surface and finally to 0,56 on the 500 mb surface. Forecasts of dew-point values were somewhat less satisfactory. The usefulness of the temperature curves obtained in this way is demonstrated by a computation of the lability index.

*

О предсказании кривой вертикального распределения температуры. Предсказание вертикального распределения температуры, в частности в связи с предсказанием условий неустойчивости, оказывает значительную помощь работе синоптика. В настоящей работе дается сводка теоретических основ и излагается опыт, приобретенный при предсказаниях за 64-х дневный период. Путем введения поправок на систематическое занижение температуры, степень оправдываемости прогнозов увеличилась. Таким образом, между величинами предсказанной и фактической температуры получены коэффициенты корреляции: 0,72 на 850 мб; 0,75 на 700 мб и 0,56 на 500 мб. Прогнозы точки росы оказались менее удовлетворительными. Возможность применения предсказанных кривых температуры иллюстрируется вычислением индекса неустойчивости.

*

A függélyes légállapot előrejelzése — különösen a várható labilitási viszonyok, felhőképződés stb. szempontjából — igen nagy fontosságú. Minthogy a labilizálódás hatására végbemenő felhőképződés, zivatarkeltekzés elsősorban a déli, délutáni órákra esik, nyilvánvaló, hogy főleg erre az időszakra kell az előrejelzést készíteni. Ismeretes, hogy labilizálódást nem csak megfelelő hőmérsékleti és légnedvesség eloszlás idéz elő, hanem dinamikus tényezők is (pl. szélnyírás), de most csak e két elem előrejelzésének kérdésével foglalkozunk, mivel ezek a legdöntőbbek.

A hőmérséklet lokális megváltozását a légkör tetszésszerű szintjén az Euler operátor segítségével így fejezhetjük ki:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \mathbf{v} \Delta T$$

A hőmérséklet individuális változása (jobb oldal első tagja) tovább részletezhető a termodinamika első főtételének bevezetésével, az advektív változás (második tag) felbontható horizontális és vertikális összetevőre. A függélyes sebességet tartalmazó tagokat összevonva és az egyenletet átrendezve

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w (\gamma_a - \gamma) + \frac{\gamma_a}{\rho g} \left(\frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} \right) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt}$$

Nagyságrendi analízissel könnyen igazolható, hogy a döntő szerepet a horizontális hőmérsékleti advekcio játssza (első tag). Frontálzónákban a vertikális tag szintén jelentős (második tag), általában azonban majdnem egy nagyságrenddel kisebb az előbbinél. A horizontális áthelyeződés során végbemenő nyomásváltozás (harmadik tag) csak jelentéktelen hőmérsékletváltozást okoz, míg a nem-adiabatikus tag hatása (negyedik tag), amelynek figyelembevétele nehéz, főleg a talaj közelében mutatkozik.

Bodolai és Bodolainé [1] az egyes tényezők nagyságrendi vizsgálatát két ötnapos szakaszra végezték el. Tapasztalataik szerint a 700/850, valamint az 500/700 mb-os

rétegben az advektív tag jelentős, de az egész alsó troposzférában a kizárás elve alapján meghatározott nem-adiabatikus tag is ugyanolyan nagyságrendű. (A kizárás elve folytán ez a tényező az advekcióból és a rendezett feláramlásból számított hőmérsékletváltozás hibái abszolút értékének összegét is tartalmazza.)

Az előrejelzési gyakorlatban a szabad légkörre általában csak az advektív hőmérsékletváltozást határozzák meg, és elhanyagolják a rendezett feláramlás bonyolult kiszámításával járó vertikális tagot, valamint a még nehezebben meghatározható nem-adiabatikus tagot. Mint később látni fogjuk, ez is elfogadható eredményeket szolgáltat.

Az egyszerűsített eljárás szerint tehát a troposzféra alsó felére a talajközeli rétegek kizárásával az alábbi hőmérsékletelőjelzési formulát használtuk:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$$

Fizikailag ez azt jelenti, hogy a $T = \text{const}$ izotermákat a pillanatnyi szél sebességével annak irányába helyezzük át. Grafikus számolás esetén a 12 órás advekciós út meghatározásához nem a pillanatnyi széladatokat, hanem az izohipszáknak megfelelő geosztrófikus szélesebbséget és szélirányt használtuk fel. Kézen fekvő, hogy ezeket a számításokat a 850, 700 és az 500 mb-os szinten végezzük el. A magasabb szintek 12 órás hőmérsékletváltozásának már csak kis szerepe van a konvektív felhő és csapadékképződésben. A harmatpont előrejelzése ugyanúgy történik, mint a hőmérsékleté. Feltételezzük ugyanis, hogy az advekció során bármely izobárfelületen az áthelyezett légrézecsckének sem a hőmérséklete, sem a nedvességtartalma nem változik. Az állapotgörbék előrejelzésének részletesebb leírását kézikönyvekben találhatjuk meg (lásd pl. [2]).

A 12 órás advekciós út meghatározásához mindig a 00 GMT-s abszolút topográfia térképeket használtuk, azzal a feltételezéssel, hogy ez alatt az idő alatt a mező konfigurációja nem változik. Ez természetesen csak közelítőleg áll fenn, de mivel sem közbeeső időpontra vonatkozó térkép, sem 12 GMT-re szóló topográfia előrejelzések nem állnak rendelkezésre, el kell fogadnunk.

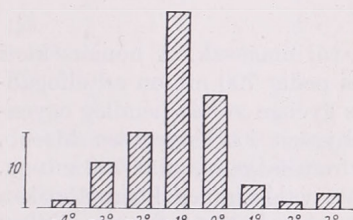
Kísérletünk alapjául a Balatoni Viharjelző Szolgálatban 1962-ben bevezetett állapotgörbe előrejelzések szolgálták. Az 500 mb-os felületen csak hőmérsékleti advekciót számoltunk, mert a harmatpont értékek itt már kevésbé megbízhatók, és fontosságuk is kisebb, mint az alsóbb légrétegekben. 1962. június 18-tól augusztus 20-ig összesen 64 előrejelzés állt rendelkezésünkre. A prognózisokat egy pontra (Budapest) készítettük el, de érvényesnek tekintettük a Balaton térségére is. Mint-hogy az egész időszak a nyári hónapokra esett, az állapotgörbe talajközeli részét úgy szerkesztettük meg az emagramon, hogy a 12 GMT-re előrejelzett (gyakorlatilag maximális) talajmenti hőmérséklet pontjából száraz adiabatát húztunk az előrejelzett állapotgörbével való metszéspontig. (Tavasszal és ősszel, valamint erősen nedves talaj esetén a nedves adiabata szerkesztendő meg.)

A hőmérséklet napi menetének figyelembevételéhez kiszámítottuk az egyes főszinteken a fenti időszakra vonatkozó 00 és 12 GMT-s középhőmérsékletet. Azt tapasztaltuk (és ezt a más években, továbbá a Bécsben végzett magaslégköri hőmérsékletmérések is alátámasztják), hogy a 850 mb-os szinten éjjelkor átlagosan 0,4°-kal magasabb a hőmérséklet, mint délben. Ez a tény kissé ellentmond *Lebegyeva* [3] megállapításának, amely szerint a 850 és 750 mb közötti réteg a termikus konvekció hatására kialakult felhőzet közvetlen sugárzáselnyelése következtében is melegszik. Lehet ugyan, hogy ez a melegedés a késő délutáni órákban éri el maximumát, de szerintünk még mindig nem indokolja a magasabb éjjeli hőmérsékletet. A hőmérséklet ilyen változását az sem okozhatta, hogy délben a felmelegedés hatá-

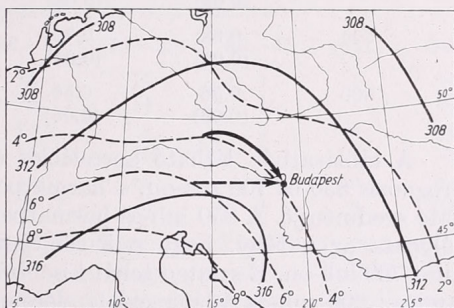
sára a 850 mb-os felület felemelkedett volna, és ennek következtében lehül, mert ez az emelkedés a vizsgált időszak alatt átlagosan mindössze 2,5 m-t tett ki, amely gyakorlatilag nem okoz hőmérsékletcsökkenést.

A 700 és 500 mb-os szinten a két időpont között kisebbek voltak az eltérések: mindkét szinten a 12 órás hőmérséklet volt 0,2°-kal magasabb. Végző soron, mint-hogy a hőmérséklet és harmatpont előrejelzést csak egy fokos pontossággal tudjuk elvégezni, a napi menet figyelembevételétől a fentiek alapján eltekinthetünk.

Az előrejelzések kiértékelése során arra az eredményre jutottunk, hogy a hő-mérsékletet mindhárom szinten, de különösen 850 és 700 mb-on rendszeresen alábe-csültük. Bizonyítékul bemutatjuk a 700 mb-os felületre készített előrejelzések hibáinak gyakorisági eloszlását (1. ábra). Láthatjuk, hogy a gyakorisági értékek



1. ábra. A 700 mb-os szintre előrejelzett hőmérsékleti értékek hibáinak eloszlása



2. ábra. 700 mb AT és izotermák 1962. július 21-én 00^h GMT-kor. Folytonos nyíl: áthelyeződés az izohipszák mentén. Szaggatott nyíl: a gerinc áthelyeződésének iránya

nagyjából a -1° -os értékre nézve szimmetrikusak. Az alábecslés mértéke a 12 órás tényleges hőmérsékletekhez viszonyítva 850 mb-on $-0,8^{\circ}$, 700 mb-on $-0,9^{\circ}$, 500 mb-on $-0,7^{\circ}$ volt. Hasonlóan alacsonyabbak voltak a harmatpont prognózisok, de csak $0,4-0,5^{\circ}$ -kal. E rendszeres alábecslés részben azzal magyarázható, hogy a Budapesten mért magaslégtéri hőmérsékletek csaknem mindig magasabbak, mint a környező rádiószondázó állomásoké, és ez különösen fennáll a bécsi adatokkal való összehasonlításnál. Minthogy a troposzférában a Kárpát-medence fölött túlsúlyban vannak a nyugatias szélirányok, ez a hatás rendszeresen megmutatkozik. Bizonyos szinoptikai helyzetekben azonban további magyarázatot találhatunk rá. Így pl. amikor az Alpok fölött kelet felé mozgó magasnyomású gerinc helyezkedett el — rendszerint meleg légnyelvvel kapcsolódva — a Budapestre előrejelzett hőmérséklet mindig 1—2 fokkal alacsonyabb lett a ténylegesnél. A hibát ezekben az esetekben az okozta, hogy az izohipszák menti advektáció iránya nem egyezett meg a légnyomási rendszer (gerince) áthelyeződési irányával, s így ilyen esetekben mindig hidegebb levegőt advektáltunk (2. ábra). Ekkor helyesebb eredményt kapunk, ha nem a tényleges, hanem simított izohipsza mezőben végezzük a grafikus áthelyezést.

Az előrejelzett és tényleges hőmérséklet ill. harmatpont változás közötti korrelációs értékeket, valamint a harmatpont depresszió hasonló értékeit az I. táblázatban közöljük (1., 3. és 4. oszlop). A rendszeres alábecslés azonban lehetővé tette, hogy az előrejelzett hőmérsékletváltozások — megfelelő korrekcióval ellátva — a valóságban bekövetkezett értékeket jobban megközelítsék. Mindhárom szint előrejelzett hőmérsékleti értékeit egy fokkal megnöveltük, és így is kiszámítottuk a korrelációs együtthatókat (2. oszlop). Látható, hogy e korrekció bevezetésével az

előrejelzések sikeressége általában megnövekedett. A harmatpont depresszió számításánál javulást nem tapasztaltunk (5. oszlop). A zárójeles értékek a korreláció hibáját jelentik.

A korrekció szükséges és hasznos voltát az előbbtől független anyagon is kipróbáltuk 25 esetre (1963. július 6—31.). Az előrejelzések standard hibája a korrekció bevezetésével 850 mb-on 1,92°-ról 1,51°-ra, 700 mb-on 1,85°-ról 1,48°-ra csökkent. (500 mb-ra előrejelzést ezúttal nem készítettünk.)

I. TÁBLÁZAT

Az előrejelzett hőmérséklet és harmatpont értékek beválása

mb	T	T _{jav}	T _a	T - T _a	(T - T) _{jav}
850	0,63 (0,05)	0,72 (0,04)	0,48 (0,06)	0,46 (0,07)	0,48 (0,06)
700	0,68 (0,05)	0,75 (0,04)	0,71 (0,04)	0,66 (0,05)	0,66 (0,05)
500	0,56 (0,06)	0,56 (0,06)	—	—	—

A táblázatban látható korrelációs értékek nem túl magasak. A hőmérsékleti prognózis 850 és 700 mb-on, a harmatpont előrejelzés pedig 700 mb-on ad elfogadható eredményt. A 850 mb-os harmatpont előrejelzés gyenge voltát némileg egyensúlyozza az a tény, hogy a harmatpont változékonysága itt lényegesen kisebb, mint 700 mb-on. E szinten tehát kisebb az előrejelzés fontossága is, mint 700 mb-on. Ami az 500 mb-os hőmérsékleti előrejelzést illeti, ott valószínűleg közrejátszik a rádiószondás hőmérsékletmérés hibájának a magassággal történő növekedése, miközben a szint átlagos hőmérsékleti változékonysága — legalábbis a vizsgált időszak alatt — nem különbözött az alsóbb szintek hőmérsékletének változékonyságától.

A nem túl magas korrelációs értékekkel kapcsolatban megemlítendő az a gyakorlati szempontból fontos tény is, hogy az előrejelzés rendkívül egyszerű, gyorsan elvégezhető, és mint az alábbiakban látni fogjuk, a zivatarelőjelzésben sikerrel alkalmazható.

Kísérletképpen megvizsgáltuk, hogy a nagytérségű rendezett vertikális áramlás által létrehozott adiabatikus hőmérsékletváltozás figyelembevétele javítja-e az előrejelzéseket. A vertikális sebesség számítására szándékosan egyszerű módszert választottunk, amely korlátozott létszámú és adatokkal kevésbé ellátott előrejelző szolgálatban is elvégezhető. Választásunk ezért Bellamy [4] módszerére esett. A számításokat itt nem kívánjuk részletezni. Mindenesetre megemlítjük, hogy a pillanatnyi szélmező 12 órás extrapolációja miatt a vertikális sebesség számításánál többször irreális nagy értéket kaptunk. Az elfogadhatók figyelembevétele sem javította a hőmérsékleti előrejelzéseket olyan mértékben, hogy bevezetésük a megnövekedett munkát figyelembe véve kifizetődő legyen: Előrejelzési térkép birtokában a kiindulási és az előrejelzett térkép izohipszáiból számított közepelt vertikális sebesség megfelelőbb lenne.

Az előrejelzett állapotgörbék szinoptikai felhasználása sokrétű lehet. Legfontosabb az előrejelzett értékek alapján felépített konvekciós modell, de feltétlenül megemlítendő a harmatpontdepresszió-változás, valamint a különböző labilitási indexek változásának prognózisa is. Példaképpen a *K* labilitási index [5] érték-változását számítottuk ki az előrejelzések alapján.* Az esetek majdnem 80 százalékában helyesen sikerült megadni a labilitási index változásának irányát.

* $K = T_{850} - T_{500} + T_{a850} - (T_{700} - T_{a700})$. *K* értéke nyáron általában 15–40 között van, és mennél magasabb, annál nagyobb a zivatar valószínűsége.

E labilitási index használhatóságát a bekövetkezett zivatarokkal való összehasonlítás útján döntöttük el. Minthogy zivatart egy pontra előrejelzni nem csak lehetetlen, hanem célszerűtlen feladat is lenne [6], ezért a tényleges 00 és 12 GMT-s, valamint az előrejelzett K index zivatar-kapcsolatát az előrejelzési pont (Budapest—Lőrinc) 150 km-es sugarú körzetében (Magyarország területére korlátozódva) a 12 és 18 GMT között kitért zivatarokra vonatkoztatva vizsgáltuk meg. Így a 64 napos időszak alatt 34 esetben fordult elő zivatar. Megjegyezzük, hogy az előbbi kör sugarát 100 km-re csökkentve is 31 eset állt rendelkezésünkre. A II. táblázatban a különböző időpontokra kiszámított, ill. előrejelzett K értékek gyakorisági eloszlását közöljük öt fokos osztályközökben.

II. TÁBLÁZAT

Az összes és a zivataros K értékek gyakorisági eloszlása

K	≤ 10	11–15	16–20	21–25	26–30	31–35	36–40	≥ 41	Össz.
00 ^a	4	5	8	14	14	17	1	1	64
	0	2	1	6	9	14	1	1	34
12 ^a	1	8	8	18	17	8	4	0	64
	0	0	2	7	16	6	3	0	34
PR	0	6	6	20	18	10	4	0	64
	0	0	0	8	13	9	4	0	34

Valamennyi gyakorisági érték alatt közöljük, hogy ezek közül hány járt együtt zivatartevékenységgel. Noha az esetek száma nem nagy, és ezért el kellett tekintenünk százalékos gyakorisági értékek számításától és grafikus ábrázolásától, mégis néhány következtetés levonható az adatokból. A 30-as fölötti K értékek összevonása esetén látható, hogy az előrejelzett 14 K érték közül csak egy nem járt zivatarral, míg a 00-s értékeknél 19-ből három, a 12^a-s értékeknél 12-ből szintén három nem kapcsolódott zivatartevékenységgel. A kapcsolat tehát legszorosabbnak az előrejelzett értékeknél mutatkozik.

Alacsony K értékeknél fordított a helyzet; az előrejelzett értékekből számított gyakoriság kisebb, mint a másik kettőé, tehát kisebb a valószínűsége, hogy alacsony előrejelzett K értéknél zivatar keletkezzen. Természetesen messzemenő következtetések levonása az adatok kicsiny száma miatt nem engedhető meg. Ehhez szükségesnek mutatkozik a K index zivatartevékenységgel való kapcsolatának behatóbb vizsgálata.

Az állapotgörbe előrejelzésére vonatkozó kutatásokat is célszerű tovább folytatni. Érdemes lenne megvizsgálni többek között azt a kérdést, hogy az alsó troposzférában inverziók jelenléte esetén az előrejelzett állapotgörbék milyen sikerrel használhatók fel a termikus konvekció számítására.

(A kézirat beérkezett 1963. december 22-én.)

IRODALOM

- [1] Bodolai I.—Bodolainé Jakus E.: A hőmérséklet lokális változásának közepes összetevői az alsó troposzférában, nyári évszakban. Időjárás, 66. 6. 1962.
- [2] Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Гидрометеиздат, Ленинград 1955.
- [3] Лебедева, Н. В.: Построение модели конвекции и расчет количества линейных осадков. Труды ЦИП 31 (58) Ленинград 1954.
- [4] Bellamy, J. C.: Objective calculations of divergence, vertical velocity and vorticity. Bull. Amer. Met. Soc. 30. 2. 1949.
- [5] George J. J.: Weather forecasting for aeronautics. Academic Press, New York—London, 1960.
- [6] Cox, M. K.: A semi-objective technique for forecasting thunderstorms in Eastern Virginia. Bull. Amer. Met. Soc. 42. 11. 1961.

A hőmérséklet átlagos óraértékeinek kombinációi Budapesten és Debrecenben

Комбинации средних часовых температур в Будапеште и Дебрецене. По средним часовым величинам температуры в Будапеште за 45 лет и в Дебечене за 34 года, авторами изучилось отношение рациональных трехсрочных, а также возможных равноинтервальных 4-, 6- и 8-срочных комбинаций часов к истинному среднему суточному значению. Основные результаты исследований сводятся к следующему: 1. Обычные климатические сроки (7, 14, 21) являются одной из наиболее благоприятных трехсрочных комбинаций. 2. Применяющиеся до сих пор поправки для получения истинного среднего значения должны подвергаться проверке. 3. Комбинация (1, 7, 13 19) является наименее благоприятной из четырехсрочных комбинаций. В наших условиях введение ее нецелесообразно. 4. Восьмисрочные комбинации (через каждые три часа) практически равноценны истинному среднему значению; что дает возможность рационализации работы при микроклиматических и полевых климатических исследованиях и при интерпретации записей самописцев. На рис. 1 представлено распределение частот отклонений при различных комбинациях сроков от истинного среднего.

*

Kombinationen von mittleren Stundenwerten der Temperatur in Budapest und Debrecen. Aus mittleren Stundenwerten der Temperatur, gegründet auf eine Beobachtungsreihe von 45 Jahren in Budapest und einer solchen von 34 Jahren in Debrecen, wurden die rationalen Dreitermin-Stundenkombinationen und die möglichen Viertermin-, Sechstermin- und Achttermin-Stundenkombinationen im Vergleich zu dem wahren Mittelwert untersucht. Die hauptsächlichsten Resultate der Untersuchung sind die Folgenden: 1. Die gewohnten Termine der Klimatologie (7, 14, 21) gehören zu den vorteilhaftesten unter den Dreierkombinationen. 2. Die gegenwärtig verwendete Korrekturen, welche zur Herstellung des wahren Mittelwertes dienen, sollten einer Revision unterzogen werden. 3. Von den Viererkombinationen ist die Kombination (1, 7, 13, 19) die ungünstigste. Ihre Einführung ist hiezulande nicht zu empfehlen. 4. Die dreistündige Achterkombinationen sind praktisch dem wahren Mittel gleichwertig, wodurch eine Arbeitsrationalisierung erreichbar ist, namentlich bei grosszügigen mikroklimatischen und geländeklimatischen Untersuchungen und bei der Auswertung von Registrierstreifen.

*

Bármely helyen a léghőmérséklet időben folytonos meteorológiai elem, amely — közismerten — egyrészt szabályos (periódikus) napi és évi járást, másrészt szabálytalan (aperiodikus) változásokat tanúsít a Nap szabályos kettős járása, ill. az advektív légeserék időben szabálytalan fellépése következtében. Ha az időben lefolyó, egészen finom szerkezetű változásoktól, az ún. hőmérsékleti fluktuációktól [1] el is tekintünk, a közönséges állomási hőmérőkkel, a szokásos hőmérőházikóban észlelhető időbeli változások még mindig olyan mértékűek és akárhányszor oly gyors üteműek, hogy rögzítésük csak hőmérsékletírók segítségével történhet kielégítően.

A termográf által rajzolt vonal végtelen számú pontból áll. A kiértékelés tetszés szerinti számú (elvileg végtelen sok) ordinátára vonatkozhat. Terület szerinti integrálással pl. óraközi átlagokat is megállapíthatnánk, s ezeket „valódi óraátlagoknak” is nevezhetnők. Píyen kiértékelési kísérlet a klimatológia történetében ténylegesen előfordult [2]. Gyakorlati szempontból többnyire csak óránkénti értékeket szoktunk

leolvasni: naponta 24 „statisztikai mintavételt” hajtunk végre, ezek napi középértéke az ún. *valódi közép*.

A következőkben a termográf-feldolgozásokból egyes óraértékekkel, ezek havi átlagával, továbbá az óránkénti havi átlagok sokévi középértékével foglalkozunk a valódi középhez való vonatkozásban. A lehető leghosszabb adatsorokat vettük elő, mert a folyó időben való lejátszódás szempontjából véletlen jelenségnek tekinthető aperiodikus változások torzító hatásai minden valószínűség szerint annál inkább kiegyenlítik egymást, minél hosszabb a sorozat.

Hazánk területén a jelenleg működő állomások közül leghosszabb sorozatú termográf-feldolgozással Budapest (OMI) és Debrecen (Egyetem) rendelkezik. Budapestről 1918—1962 között 45 évből, Debrecenből 1928—1962 között 34 évből sikerült a hőmérséklet átlagos óránkénti értékeit előállítanunk az év minden hónapjában. Ezekből az átlagos óraértékekből kiszámítottuk a valódi középértékeket és az óraértékek eltéréseit a megfelelő valódi középtől.

Eredményeink ugyanazt a képet nyújtják, mint Róna Zs. lényegesen rövidebb (mindössze 9-9 évi) sorozatra támaszkodó budapesti (várbeli) és ógyallai adatai [3], a városi felállításból eredő különbségek elemzésére itt és most nem térünk ki.

A valódi közép közvetlenül csak íróműszerek vagy óránkénti észlelések adatainak birtokában állapítható meg. Ezért már a múlt században kapcsolatot kerestek a napi néhány észlelés alapján kiszámítható középérték és a valódi közép között, az észlelések időpontjait pedig úgy igyekeztek megválasztani, hogy lehetőleg kicsi legyen a valódi középtől vett eltérés. Mint ismeretes, a legtöbb országban, köztük hazánkban is, a naponta háromszori észlelés mellett döntöttek már a szervezett éghajlati megfigyelések legelején. A Mannheimi Akadémia 1781-ben 37 európai állomáson megindított észlelései a „hagyományossá” vált klímaterminusokban: 7, 14 és 21 órakor történtek [4].

A különböző időpontok észlelései alapján megállapított hőmérsékleti közepek egymás közti és a valódi középhez való viszonyával nálunk *Róna*, *Fraunhoffer* [5, 6, 7] újabban *Bacsó* [8] és *Batta* [9] foglalkoztak. A bőséges irodalom ellenére a kérdés ma is időszerű. Egyrészt a tájékoztató szolgálat mind gyakrabban kap számos országból különböző időpontokból származó terminusközépértékeket, amelyek közvetlenül nem hasonlíthatók össze. Másrészt mind kiterjedtebben folynak különböző területeken mikroklíma-megfigyelések, a szokásos klímaterminusoktól eltérő időpontokban is. Ezeknek kapcsolása a hosszú éghajlati sorozatokhoz csak az egyes középértékek korrekciójának (a valódi középtől vett eltérés ellenkező előjellel) ismeretében lehetséges. Ezenkívül: a szinoptikus szolgálat fejlődése mind bővebben nyújt éghajlatilag is hasznosítható megfigyelési anyagot újabb, megújabb időpontokról. Azután: történtek és történhetnek terminusváltogatások, pl. a közvetlen szomszédságunkban, Romániában a közelmúltban tértek át az eddig alkalmazott (8, 13, 20) órai észlelésekről a négyes (1, 7, 13, 19) órakombináció használatára, amelynek éghajlattani vonatkozású következményei csak az eltérések, ill. korrekciók ismeretében mérlegelhetők. Érthető tehát, hogy az 1962 szeptemberében Potsdamban tartott klimatológiai munkabizottsági tanácskozások egyik ajánlása hosszú sorozatok óraértékeinek közreadását szorgalmazza. Hosszú sorozatok óraértékeinek birtokában bármely órakombináció korrekciója kiszámítható és tekintetbe vehető.

A felsorolt okok miatt megvizsgáltuk a három-négy évtizedre nyúló sorozatokban és ezeknek részsorozataiban azt, hogy a különböző háromszori és többszöri észleléskombinációk milyen eltéréseket mutatnak a középértékekben. Véleményünk

szerint kb. 10 évet felölélő sorozat elegendő (de szükséges is!) arra, hogy végleges megállapításokat tehesünk.

Eredményeink alapján a gyakorlatilag tekintetbejövő következő hármas kombinációk, mégpedig a

(7, 14, 19),	(7, 13, 19),	(8, 14, 19),	(8, 13, 19),
(7, 14, 20),	(7, 13, 20),	(8, 14, 20),	(8, 13, 20),
(7, 14, 21),	(7, 13, 21),	(8, 14, 21),	(8, 13, 21)

közül a legjobb kombinációnak ma is a (7, 14, 21)-est, azaz a „mannheimi” észlelési órákat kell tekintenünk mindaddig, amíg a klimatológiai célú adatgyűjtésben a napi háromszori észleléstől és a többé-kevésbé társadalmi észlelők rendszerétől nem térünk el. Mivel ennek az órakombinációnak közel kétszáz éves hagyományai vannak Közép-Európában, igen megfontolandó bárminemű változtatás.

A nagyobb (pl. közép-európai, világrésznyi) területekre összehasonlításul egyedül alkalmas valódi közép kiszámításának története évkönyveinkben pontosan rögzítve van. „Eleinte (a 70-es években) valamely állomás korrekcióját minden hónapban külön számították ki a normális állomás korrekciójából, Jelinek módszerével az amplitúdó arányának tekintetbe vételével, majd később (a 80-as évektől) az állandó korrekcióra tértek át úgy, hogy mindenkorra egy-egy normális állomás több évi átlagos korrekcióját fogadták el bizonyos más állomás számára is . . .” — olvashatjuk az Országos Meteorológiai Intézet Évkönyvei XXXI. (1901) kötetének előszavából. *Róma* vizsgálatai nyomán 1901 óta az évkönyveinkben és hivatalos kiadványainkban [8, 10] az ország egész területén egységesen minden állomásra azonos korrekciósorot alkalmaztunk.

Ezeket a korrekciókat Budapest (Vár) és Ógyalla 9-9 évi múlt századbeli regisztrálásai alapján állapította meg *Róma*. Ilyen hosszú adatsorunk ma már az ország határain belül több is van. Ezenkívül közel 20 olyan állomásunk működik, ahol főhivatású észlelők a nap 24 órájából 23-ban évek óta megfigyelést végeznek. Tehát megvizsgálhatjuk, hogy a budapesti adatokra még jól illő újabb korrekciósor tényleg milyen mértékben általánosítható az ország egész területére. Ennek szükségességére a debreceni órakombinációk hívják fel a figyelmet, amelyek szerint a nyári hónapokban nem 0,4, hanem 0,5—0,6 korrekció volna inkább alkalmazandó a valódi középhez való kapcsolásban, mert meglehet, hogy a budapesti adatokban városhatás tükröződik [6].

A fenti hármas órakombinációkon kívül megvizsgáltuk az összes egyenlőközű négyes, hatos és nyolcas kombinációkat is. Hat-hat órányi egyenlő időközökben történő észleléseket feltételezve a helyi idő teljes óráiban, hatféle kombináció lehetséges. Ezeknek és a többi egyenlőközű órakombinációnak a valódi középtől vett eltéréseit is kiszámítottuk. A lehetséges négyes kombinációk közül az (1, 7, 13, 19)-es gyakorlatilag megegyezik az ún. szinoptikus főterminusok megfigyeléseivel, mert hiszen a „szinoptikus” észlelések voltaképpen teljes óra előtt mintegy 10—20 perccel korábban történnek, és így a mi területünkön közelebb esnek az állomás helyi idejéhez, mint a zónaidőszámítás szerinti teljes óra. Sőt, az időjárási táviratok kézikönyve [11] megengedi a „klímaészleléseknek” sürgönyzés céljára való felhasználását.

Az (1, 7, 13, 19)-es kombináció az, amelyet mint „négyterminusú klímaészlelést” több szomszédos és távolabbi hálózat már bevezetett, és amelyet legalább néhány állomáson párhuzamos bevezetésre ajánlanak az egységesítést célzó nemzetközi szintű értekezletek. (A szocialista országok 1962 szeptemberében Potsdamban

tartott klimatológiai munkabizottsági tanácskozásainak 10. számú ajánlása a 2. pontban így hangzik: „... a klimatológiai munkabizottság javasolja, hogy azokban az országokban, amelyekben még fenn kell tartani a nem főhivatású észlelők által kezelt állomások hálózatát, vagy vezessük be néhány állomáson párhuzamosan a helyi időben egyenlőközű 01, 07, 13 és 19 órai négyterminusú észlelést, vagy közöljük a legfontosabb meteorológiai elemek regisztrálásának óránkénti kiértékeléseit...”)

Ez a kombináció vizsgálataink szerint előnyösebb ugyan, mint a (7, 14, 21) hármas kombináció mindkét vizsgált állomás majdnem minden hónapjában (kivéve március, szeptember és október hónapokat), azonban a lehetséges négyes kombinációk közül éppen ez (1, 7, 13, 19) a legyengébb: az eltérések abszolút értékének összege a 15, 30, 34 ill. 45 évi sorozat 48 esete közül 2 kivételével éppen itt a legnagyobb. Sőt, így tekintve még a (7, 15, 23) hármas kombináció is mindkét állomás szerint előnyösebb, mint a bevezetésre javasolt új „négyes klímaterminus”, az (1, 7, 13, 19) kombináció.

Ha naponta 4 óránként, azaz hatszor észlelünk, akkor négy egyenlőközű kombináció lehetséges. Ezeknek eltéréseit szintén megvizsgálva azt tapasztaltuk, hogy már a tizedfokot elérő eltérések csak kivételesen fordulnak elő, és gyakran lépnek fel az egészen jelentéktelen (0,05 foknál is kisebb) eltérések. Még kedvezőbb természetesen a napi nyolcszori észlelés. Ilyen kombináció háromféle lehet, és ezek együttesének túlnyomó többségében (144 átlagértékből 141 esetben) legfeljebb 0,04 foknyi eltérés fordul csak elő a havi átlagértékek között. A dolog természetéből következik, minél inkább növeljük az észlelések számát, annál inkább közeledünk az óránkénti (napi 24) megfigyelésből adódó valódi középhez. A nyolcas kombinációkra alkalmazandó korrekció a legszélsőségesebb esetben sem éri el a havi átlagértékek között a tizedfokot. Tehát a valódi középérték megállapításában nem követünk el hibát, vagy legeslegfeljebb 0,1 fokot tévedünk, ha csupán minden harmadik órában észlelünk, vagy ha a termográf szalagjáról nem olvassuk le minden egyes órametszés adatát, hanem csak minden harmadikat. *Gyakorlatilag tehát a háromóránkénti észlelés (illetve termográf-feldolgozás) teljesen egyenértékű az óránkénti észleléssel, illetve a regisztrálások ésszerűsített kiértékelésével, amint erre Schöne [12] dolgozata más területről származó, rövidebb, 1, ill. 13 évi regisztrált anyagot vizsgálva rámutatott.*

Az eddig tárgyalt eltérések sokévi átlagkülönbségek voltak, egy-egy napon természetesen lényegesen nagyobb értékek fordulhatnak elő.

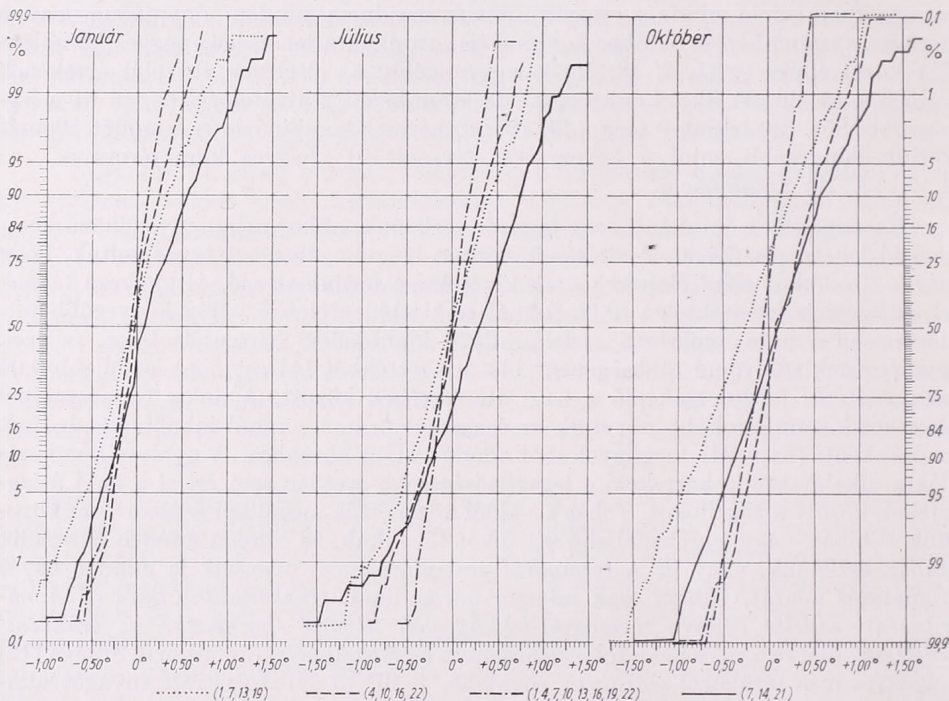
Könnyű belátnunk, hogy nagyobb különbségek főleg olyan napokon lépnek fel, amikor a hőmérséklet eltér a normális napi járástól. Az egyes „aperiodikus” napokon tapasztalható nagymértékű eltérések miatt szükségesnek látszott a valódi középtől vett eltérések gyakorisági értékeinek a megvizsgálása. Így tájékozódhatunk arról, hogy az egyes kombinációk eltérései egy-egy napon milyen módon szóródnak az átlagos eltérések körül.

Megvizsgáltuk Budapestre a két szélsőséges hónapban: januárban és júliusban, továbbá — mint átmeneti hónapban — októberben egyes napi terminuskombinációk valódi középtől vett eltéréseinek gyakorisági eloszlásait. A terminuskombinációk közül a napi háromszori (7, 14, 21) észlelésen kívül megvizsgáltuk az (1, 7, 13, 19) és a (4, 10, 16, 22) négyes kombinációkat, továbbá a valódi középhez annyira közelálló, az előbbi négyesek egyesítéséből eredő (1, 4, 7, 10, 13, 16, 19, 22) nyolcas terminuskombinációt.

A termográfadatokból századfokig kiszámított napi értékekkel dolgozva a gyakorisági adatfelvétel 0,05 fokos tágasságú hőmérsékleti osztályközökben történt, pl. 1,03, 1,04, 1,05, 1,06, 1,07 eltéréseket azonos osztályba soroltuk, 1,05 osztályközéppel, stb. A három hónapra vonatkozó 4-4 féle kombinációból eredő 12 gyakorisági eloszlás mindegyikéből kiszámítottuk a számtani középértéket és a szórás mértékszámát. A kétféle úton, a gyakorisági eloszlásból és közvetlenül kiszámított középérték általában századnyira megegyezik. A gyakorisági eloszlások részletes számanyagát táblázatosan nem közöljük, hanem csak számrajzban.

1. ábránk függőleges tengelyén az ún. *normáeloszlás* halmozott gyakorisági értékeinek % os beosztásai vannak feltüntetve a Gauss-féle integrál szerint [13], a vízszintes tengelyen pedig a valódi középtől (nem az eloszlás saját középértékétől) vett eltérések skálája szerepel 0,05 fokos egyenletes lépcsőkben. Gyakorisági eloszlásaink legszélső negatív osztályától elindulva a következő osztályok abszolút gyakorisági számait fokozatos összegezéssel osztályról osztályra tovább halmoztuk, míg végre a legnagyobb pozitív eltérés osztályával a halmaz tagjait teljesen kimerítettük. Az így létrejött adatsort százalékosan fejeztük ki, és az ábrába berajzoltuk, egy-egy hónapra vonatkozó 4-4 kombinációt ugyanabban a vízszintes beosztásban szemléltetve.

Az ilyen beosztásban a tapasztalati eloszlásgörbék meredeksége a szórás nagyságára utal



1. ábra. Az órakombinációk valódi középtől vett eltéréseinek gyakorisági eloszlása

Abb. 1. Häufigkeitsverteilung der Abweichungen der Stundenkombinationen vom wahren Mittel

(minél meredekebb, azaz minél kevesebb osztályközre terjed ki a lépcsős vonal, annál kisebb a szóródás) — a görbék egyeneshez való simulása pedig a normáeloszláshoz való hasonlóságot jelzi (minél „egyenesebb” a pontsor, annál több joggal tekinthető az illető eloszlás „normáeloszlásúnak”). A jelen esetben minél távolabb esik a görbe a $0,00^\circ$ és az 50% koordinátametszésponttól, annál nagyobb a kombináció átlagos eltérése a valódi középtől, pl. (7, 14, 21) kombináció júliusban, (1, 7, 13, 19) kombináció októberben, stb. Sőt, erről a valószínűségi hálózatról leolvasható az átlagos eltérés a valódi középtől — az 50%-os vonallal történő metszés alapján, továbbá a szóródás: a közép figyelembevételével a 84. és a 16. százalékvonal metszéspontjából a vízszintes tengelyre történő vetítés után az abszcisszákülönbségnek a fele [13, 111. old.].

Az 1. ábrán szemléltetett eloszlásgörbékéből kitűnik, hogy a nyolcas terminusokból származó eltérésértékek eloszlása a legközelebb jár a normáeloszláshoz: az (1, 4... 19, 22) órakombináció eloszlásgörbéje mindhárom hónapban majdnem mindvégig teljesen egyenes. A másik három kombináció eloszlása is — néhány egészen szélsőséges, kiugró értékektől eltekintve a görbék elején és végén — elfogadhatóan normáeloszlás, bár némileg gyengébb közelítésben. Ha pedig az eloszlás normális, jogosultak vagyunk bizonyos valószínűségi következtetések levonására.

A legmeredekebb mindhárom hónapban a nyolcas terminuskombináció görbéje: ennek a legkisebb a szórása. Ebből a szempontból kétségtelenül a második helyen áll a vizsgált páros órás (4, 10, 16, 22) kombináció, míg a „régí” (7, 14, 21) és az „új” (1, 7, 13, 19) klímakombináció állandó rangsora nem alakul ki az eloszlásgörbékből.

A gyakorisági eloszlások ábrázolása szerint a valódi középtől vett eltérések szélsőségesen kiugró értékei a $\pm 1,0^\circ$ -ot olyan ritkán haladják meg, hogy az esetek 98–99%-ában 1 fokon belül maradó eltérések előfordulására számíthatunk a vizsgált három-, négy- és nyolcaterminusú kombinációk mindegyikében, még akkor is, ha a napi egységek lebontásáig elmegyünk. Sőt, a háromóránkénti észlelésekből származó napi közepek egyes napokban is annyira jó megközelítései a valódi napi középnek, hogy a 0,5 foknál nagyobb eltérésre valószínűleg az esetek 1%-ában sem kell számítanunk. További valószínűségi következtetés: a napi értékek eseteinek több mint kétharmadában $0,3^\circ$ -nál kisebb eltéréssel közelítjük meg a valódi napi középértéket. A havi órátlagokban a megegyezés egy nagyságrenddel még ennél is jobb, tehát a 8 terminus minden tekintetben egyenértékű az óránkénti leolvasással. Minthogy pedig a nyolcas kombinációk között alig állapítható meg rangsorkülönbség: *voltaképpen mindegy, hogy mikor észlelünk (helyi időben, vagy zónaidőben), gyakorlatilag ugyanazt a napi középértéket kapjuk, ha háromóránként egyenletes időközökben folytatunk megfigyeléseket.*

Vizsgálataink fenti ténymegállapításaiból néhány fontos gyakorlati következtetést vonhatunk le:

1. Elődeink nem véletlenül, de mindenesetre szerencsés kézzel választották ki a (7, 14, 21) órakombinációt, mert ez a hármas kombinációk közül elvileg és (a társadalmi észlelőkre gondolva) gyakorlatilag a legelőnyösebb. Tehát mindaddig, amíg az országos adatgyűjtésben a társadalmi észlelők közreműködését is igénybe kell vennünk, az Országos Meteorológiai Intézet megalakulása óta (és már a megelőző évtizedekben is majdnem általánosan) követett gyakorlattól lényegében eltérnünk nem szükséges és nem kívánatos.

2. A szokásos hármas klímaterminusok adatainak kapcsolása a valódi középhez az eddig alkalmazott korrekciók útján bizonyos mértékű revízióra szorul, amit a mind nagyobb számban működő íróműszerek, és a szinoptikus célokra sűrűn észlelő állomások adatainak birtokában megnyugtatóan meg kell oldanunk.

3. Az újabban több vonatkozásban is szorgalmazott 6 óránkénti egyenlőközű (1, 7, 13, 19) órakombináció egyrészt alig valamikéval jobb, mint a szokásos három „régí” klímaterminus, másrészt a lehetséges négyes kombinációk közül éppen ez a legkedvezőtlenebb, harmadsorban azért nem előnyös nálunk most a kizárólagos bevezetése, mert a társadalmi, vagy felhivatalos észlelőkkel megvalósíthatatlan valamennyi jelenlegi állomásunk számára. Végül: ennek a négyes kombinációnak aligha ígérhetünk 200 évnyi életet (legalábbis Közép-Európában), mint becsületben kiöregedett elődjének volt, mert a fejlődés abba az irányba mutat [14], hogy a hivatalos adatgyűjtést kizárólag főhivatású észlelőkkel, vagy automata állomásokkal oldjuk meg. Akkor pedig semmi akadálya nem lesz az észlelések sűrűsége kétszerezésének-háromszorozásának, amely már teljesen feleslegessé teszi a korrekciózást, helyi időhöz való ragaszkodást, stb.

4. Az egyenlőközű, háromóránkénti nyolcas terminuskombinációk fent részletezett előnyei egyáltalán nem jelentik azt, hogy ezentúl minden alapállomásunkon mondjunk le a termográfok, és más íróműszerek óránkénti feldolgoztatásáról! Ellenben minden olyan kutató-mérőhelyen, ahol rövidebb időszakok hőmérsékleti megfigyeléseit a valódi középértékeken keresztül hosszabb sorozatokkal óhajtjuk összekapcsolni, teljesen elegendő az egy-két évi, néhány hónapi vagy pár heti termográf-anyagot háromóránként leolvasni és feldolgozni. Ennek a 60%-os idő- és munkaerő-megtakarításnak elsősorban ott van nagy jelentősége, ahol igen kiterjedt mikroklíma-terepklíma-kutatás folyik regisztráló műszerekkel, illetve eddig talán óránkénti sűrűséggel megszervezett közvetlen leolvasásokkal, amint erre a hasonló

eredményekre jutó *Schöne* [12] már rámutatott. Meggondolandó, hogy az országos hálózat bizonyos (mondjuk: másodrendű) állomásain előnnyel vezethetnénk be a regisztrálások feldolgozásának ezt a racionalizált módszerét, hiszen az adatfeldolgozásokra rendelkezésre álló munkaerőnek folyton szűkében vagyunk.

(A kézirat beérkezett 1963. november 20-án.)

IRODALOM

- [1] *Goll Gy.*: A talajközeli légtér gyorsleflyású hőmérsékletingadozásai. Időjárás LXIV. 1960. 175–180. old.
- [2] *Linke F.*: Zur Methoden der Reduktion von meteorologischen Autographaufzeichnungen. Meteorologische Zeitschrift. 1913. 569–570. old.
- [3] *Róna Zs.*: Éghajlat II. rész 147–177. Budapest 1909.
- [4] *Kazay E.*: A Societas Meteorologica és annak működése. Időjárás. XVIII. 1914. 193–210. old.
- [5] *Róna Zs.* — *Fraunhofer L.*: Magyarország hőmérsékleti viszonyai. Met. Int. Hiv. Kiadv. VI. 1904.
- [6] *Róna Zs.*: Terminusközepek és valódi közepek. Időjárás. III. évf. 1899. 213–223. old.
- [7] *Róna Zs.*: A hőmérséklet terminusközepeinek korrekciói. Időjárás. VI. évf. 1902. 89–100. old.
- [8] *Bacsó N.*: A hőmérséklet eloszlása Magyarországon. Magyarország éghajlata 5. sz. Budapest, 1948.
- [9] *Batta E.*: A hőmérséklet különböző terminusközepeinek összehasonlítása. Beszámoló az 1951-ben végzett tudományos kutatásokról. Az OMI hivatalos kiadványa. XIV. kötet. Budapest, 1951. 26–33. old.
- [10] Magyarország éghajlati atlasza. Budapest, 1960. 6. old.
- [11] Az időjárási táviratok kézikönyve. Az OMI kisebb kiadványai 31. sz. Budapest, 1959. 7. old.
- [12] *Schöne, V.*: Untersuchungen über die Unterschiede von Mittel- und Häufigkeitsverteilungen der Temperatur aus verschiedenen Terminauswahlen. Zeitschrift für Angewandte Meteorologie. 1958. 164–170. old.
- [13] *Weber, E.*: Grundriss der biologischen Statistik. Jena, 1957. 110–116. old.
- [14] *Dammann, W.*: Von einer Neuordnung des Beobachtungs- und Arbeitssystems der praktischen Klimatologie? Arch. Met.-Geoph. Bioklimat. B 7 1956. 1–10. old.

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz !

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

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

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

TITKÁRSÁG

A talajközeli légrétegek éjszakai energiaháztartása

Der nächtliche Energiehaushalt in den bodennahen Luftschichten. Die Erklärungen, welche für die in einer früheren Untersuchung schon beschriebenen strahlungsbedingten nächtlichen Temperaturverteilungen gegeben wurden, werden nun durch Berechnungen der Strahlungsbilanz unterstützt. Durch die Berechnungen wird die Rolle der zwei wichtigsten Posten in der Strahlungsbilanz, nämlich des Austausches und der Strahlungsvorgänge, in der Ausbildung der nächtlichen bodennahen Abkühlung dargelegt. Weiter wird, ebenfalls unter Verwendung der Wärmehaushaltsgleichung, ein Model der Temperaturverteilung hergestellt, aus der die Möglichkeit einer Abhebung des Temperaturminimums vom Boden erwiesen wird. Die Wichtigkeit eines dritten Faktors — des Wärmezufuhrs aus dem Boden — wird auf mittelbarem Wege, mit Hilfe des Temperaturgradienten im Boden bewiesen. Auf Grund des Regressionszusammenhanges, der zwischen den Gradienten der Bodentemperatur und der Lufttemperatur besteht, ergibt sich die Tatsache, dass bei der Ausbildung des abgehobenen Minimums auch der Wärmeleitung im Boden eine wesentliche Rolle zukommt.

*

Ночной энергетический баланс приземных слоев атмосферы. Ранее опубликованное объяснение ночного распределения температуры, определяемого излучением, подтверждается в данной работе вычислениями теплового баланса. Вычисления отражают роль двух основных факторов теплового баланса — обмена и излучения — в приземном охлаждении воздуха ночью. Исходя из уравнения теплового баланса, автором построена модель распределения температуры, свидетельствующая о возможности подъема температурного минимума от земной поверхности. Влияние третьего фактора — потока тепла в почве — выявлено косвенно, при помощи градиента температуры почвы. Регрессивная связь между градиентами температуры почвы и воздуха показывает, что тепловой поток в почве также играет существенную роль в образовании температурного минимума, поднятого над зимней поверхностью.

*

Korábbi vizsgálataink alapján [1, 2] már rámutattunk arra, hogy a mi éghajlati viszonyaink között is igen gyakori az éjszakai hőmérsékleti minimum eltolódása, vagyis a legalacsonyabb hőmérséklet sok esetben nem a talajfelszínen, hanem a felszín felett bizonyos magasságban található. Az éjszakai hőmérsékleti minimum eltolódását többek között a talajközeli légrétegek nagy sugárzás-vesztésével magyaráztuk, amennyiben az igen kicsiny kicserélődéssel és erős talajhőáramlással párosul. Derült, szélcsendes éjszakákon, ha a kicserélődési együttható csak igen alacsony értékeket ér el, akkor a dinamikus kicserélődés elhanyagolhatóan kicsiny. Ebben az esetben a talajközeli légrétegek hőháztartásában a sugárzási tag lényeges szerepet játszik. Ezen légrétegek saját sugárzásuk következtében lehűlnek, s ezt a hővesztésüket a kicserélődés hiánya miatt egyedül hatásos molekuláris hővezetés csak részben tudja kompenzálni. Az erős hőáramlás a talajból ugyanakkor megakadályozza a felszín erőteljes lehűlését, és emellett közvetlenül a felszíntől a vele érintkező légrétegek vezetéssel hőt is kapnak [3]. Ezen sugárzási és hővezetési folyamat eredményeképpen a talaj közelében, melegebb légrétegek fölött hidegebb rétegek helyezkednek el. Így, tehát lényegében sugárzás által meghatározott talajközeli hőmérséklet-eloszlás jön létre. Ezt a sajátos hőmérsékleti eloszlást főképpen csak a kicserélődés, ill. a szél megnövekedése szüntetheti meg.

Az előbbi feltevés bizonyítására induljunk ki a talajközeli légrétegek hőháztartási egyenletéből. A talajközeli légrétegek hőháztartása 4 komponensből tevődik össze:

1. Vertikális energiakicsерélődés (K) a szomszédos légrétegekkel, ill. a talajfelszínnel hővezetés és tömegkicsерélődés útján.

2. Horizontális energiakicsерélődés advekción útján. Mivel advekción mentes talajközeli viszonyokat vizsgálunk, ezen komponenset nem vesszük figyelembe.

3. Energiaközlés párolgási és kondenzációs folyamatokkal. A vizsgált esetekben kondenzációt nem tapasztaltunk, és a párolgás is oly csekély, hogy a számításoknál ez a tényező is elhanyagolható [4].

4. Sugárzáskicsерélődés (S) a talajfelszínnel és a szomszédos légrétegekkel. Éjszakai viszonyokat tárgyalva csak hosszúhullámú sugárzással kell számolnunk. A sugárzásmérleg nyilvánvalóan mindig negatív.

Amennyiben a hőmérséklet az idővel nem változik ($dT/dt = 0$), a hőháztartási egyenlet tényezőinek összege nullával egyenlő, tehát ilyen esetben a talajközeli légrétegekben sem hőnyereség, sem hőveszteség nincs. Ha t idővel a T hőmérséklet változik, akkor az energiaváltozás térfogategységként $c_p \rho dT/dt$ cal cm⁻³ min⁻¹-nel egyenlő, ahol

$c_p = 0,241$ cal gr⁻¹ fok⁻¹, az állandó nyomáson vett fajhő és
 $\rho = 0,0010 - 0,0014$ gr cm⁻³, a levegő sűrűsége. Vizsgálatainknál a légsűrűséget 0,0012 gr cm⁻³-nak tekintettük.

A $c_p \rho dT/dt$ hőmennyiség-változást az éjszaka folyamán — ha az advekción és kondenzáción lehetőségét kizárjuk — a vertikális energiakicsерélődés és a hosszúhullámú sugárzás magassággal történő változásából nyerjük, vagyis

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial K}{\partial t}$$

ahol S a sugárzást, K pedig a vertikális energiakicsерélődést jelenti [5]. Fenti egyenletből a hőmérséklet időbeli változása:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_p \rho} \left(\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial K}{\partial t} \right)$$

A K tömegkicsерélődés, amely itt vertikális energiakicsерélődést jelent a

$K = A c_p \frac{\partial T}{\partial t}$ [cal cm⁻² sec⁻¹]-nel helyettesíthető, ahol A a kicsерélődési együttható. Figyelembe véve, hogy

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(A c_p \frac{\partial T}{\partial t} \right) = \frac{\partial^2 T}{\partial t^2} A c_p + \frac{\partial T}{\partial t} \frac{\partial A}{\partial t} c_p$$

a hőmérsékleti időbeli változására a következőt kapjuk:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 T}{\partial t^2} + \frac{\partial T}{\partial t} \frac{\partial A}{\partial t} \frac{1}{\rho} + \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial S}{\partial t}$$

A hőháztartási egyenletet ismerve kiszámíthatjuk a talajközeli levegő egységnyi vastag rétegének energiaháztartását. Méréseinkből a $\partial T/\partial t$, vagyis a hőmérséklet időbeli változása ismert. A hosszúhullámú sugárzás mérése egyelőre megoldatlan, ezért a sugárzási tagot számításal kapjuk meg. Az egyenlet harmadik tagja a kicsерélődés, mint maradék tag szintén kiszámítható.

A talajközeli légrétegek egységnyi vastagságú elemének sugárzási mérlegét a következőképpen számítottuk ki:

1. A vizsgált légréteg abszorbeálja a talajfelszín által kibocsátott σT_t^4 sugárzásnak az ε abszorpciós szám által megadott részét. Mi ε értékének 0,93-at vettünk. Geiger [5] szerint ez a szám homoktalaj esetében elfogadható.

2. A vizsgált légréteg abszorbeálja a levegő hosszúhullámú visszasugárzását. Ennek kiszámítására Angström képletét használtuk fel:

$$V = \sigma T^4 (a - b \cdot 10^{-c \cdot e}) \text{ [cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}\text{].}$$

Itt T a 2 m magasságban mért léghőmérséklet abszolút fokokban, e a gőznyomás Hg mm-ben és a , b és c konstansok: $a = 0,820$, $b = 0,250$, $c = 0,126$.

3. A vizsgált légréteg hosszúhullámon visszasugároz a talaj felé és a felette levő légrétegek felé a T hőmérsékletének megfelelően. A levegőt szürke sugárzónak tekintjük.

I. TÁBLÁZAT

1962. augusztus 2., 21—22 óra

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
cm	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{\partial T}{\partial t} c_p \varrho$	S	S	K	K
				$c_p \varrho$		$c_p \varrho$	
0,1	-1,1	-0,0183	-0,052	-0,1980	-0,574	0,1800	0,522
5,0	-1,2	-0,0200	-0,058	-0,0380	-0,110	0,0200	0,060
10,0	-1,3	-0,0216	-0,062	-0,0632	-0,185	0,0420	0,123

II. TÁBLÁZAT

1960. május 4., 00—01 óra

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
cm	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{\partial T}{\partial t} c_p \varrho$	S	S	K	K
				$c_p \varrho$		$c_p \varrho$	
0,1	-0,7	-0,0116	-0,033	-0,2081	-0,602	0,1967	0,569
5,0	-0,4	-0,0066	-0,019	-0,1957	-0,566	0,1891	0,547
10,0	-1,5	-0,0250	-0,072	-0,1825	-0,528	0,1576	0,456
20,0	-0,7	-0,0116	-0,033	-0,2538	-0,734	0,2423	0,701
50,0	-0,2	-0,0033	-0,009	-0,1829	-0,529	0,1798	0,520
150,0	-0,3	-0,0050	-0,014	-0,2697	-0,780	0,2648	0,766
200,0	-0,3	-0,0050	-0,014	-0,2859	-0,827	0,2810	0,813

A számításokhoz két, jellegzetesen sugárzás által meghatározott éjszakai hőmérséklet-eloszlást választottunk ki. Az I. táblázat a már korábban közölt [1] hőmérsékleti menet alapján, az egyes hőháztartási tényezők 21—22 órai értékeit mutatja be. Az 1. oszlopban a talaj fölötti magasság szerepel, cm-ben. A 2. oszlopban a hőmérséklet csökkenése 21 órától 22 óráig, a 3. oszlopban az egy perere eső hőmérsékletcsökkenés, a 4. oszlopban pedig az ennek megfelelő hőmennyiség-változás, 10^{-4} cal cm^{-3} min^{-1} -ben van föltüntetve. Az 5. és 6. oszlopban a sugárzás okozta, az utolsó két oszlopban pedig a kicserélődés okozta hőmérséklet-, ill. hőmennyiség-változás szerepel. A táblázatból kitűnik, hogy a sugárzás okozta hőveszteség minden magasságban nagyobb, mint a kicserélődés által nyert hőmennyiség. A talajfelszínre kapott nagy hőnyereség érték nyilvánvalóan nem csupán a kicserélődés következménye. A felszínen és a felszínnel határos légrétegben feltétlenül figyelembe kellene venni a talajhőáramlást is. Feltűnő, hogy a minimum magasságában (5 cm) a kicserélődési érték igen kicsiny.

Még érdekesebb képet mutatnak az 1960. V. 3—4-én mért adatokból [2] származó értékek (II. táblázat). Itt szintén kitűnik, hogy a sugárzás okozta hőveszteség nagyobb, mint a kicserélődéssel kapott hőenergia. Természetesen ugyanez vonat-

kozok a hőmérsékleti értékekre is. A minimum szintjében (10 cm) legerősebb a hőmérséklet-csökkenés, melynek oka, hogy ugyancsak itt a legkisebb a kicserélődés okozta hőmérséklet-emelkedés. A magassággal a hőmérséklet-csökkenés egyre kisebb lesz, ez azonban nem a csökkenő kisugárzás, hanem a növekvő kicserélődés következménye.

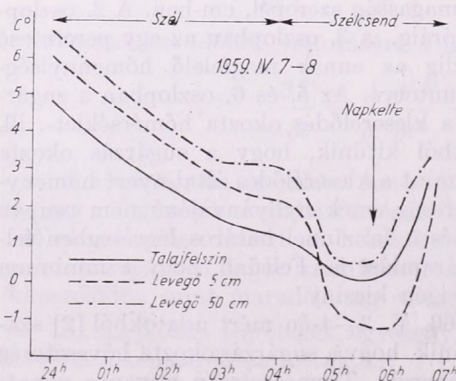
III. TÁBLÁZAT
1959. április 8., 3–4 óra

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
cm	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{\partial T}{\partial t} c_p \varrho$	S $c_p \varrho$	S	$\frac{K}{c_p \varrho}$	K
0,1	-0,4	-0,0066	-0,019	-0,2309	-0,668	0,2244	0,649
5,0	-0,2	-0,0033	-0,009	-0,2697	-0,780	0,2665	0,771
10,0	-0,2	-0,0033	-0,009	-0,3080	-0,891	0,3049	0,882
20,0	-0,3	-0,0050	-0,014	-0,2825	-0,817	0,2776	0,803
50,0	0,0	-0,0000	0,000	-0,3018	-0,873	0,3018	0,873
100,0	0,1	0,0016	0,005	-0,3208	-0,928	0,3226	0,933
200,0	0,1	0,0016	0,005	-0,3402	-0,984	0,3419	0,989

1959. április 8., 4–5 óra

0,1	-1,0	-0,0166	-0,048	-0,2444	-0,707	0,2278	0,659
5,0	-3,2	-0,0533	-0,154	-0,2123	-0,614	0,1590	0,460
10,0	-3,1	-0,0516	-0,149	-0,2766	-0,800	0,2251	0,651
20,0	-2,3	-0,0383	-0,111	-0,2665	-0,771	0,2282	0,660
50,0	-2,5	-0,0416	-0,120	-0,2766	-0,800	0,2351	0,680
100,0	-2,9	-0,0483	-0,139	-0,2894	-0,837	0,2413	0,698
200,0	-2,8	-0,0466	-0,135	-0,3150	-0,911	0,2683	0,776

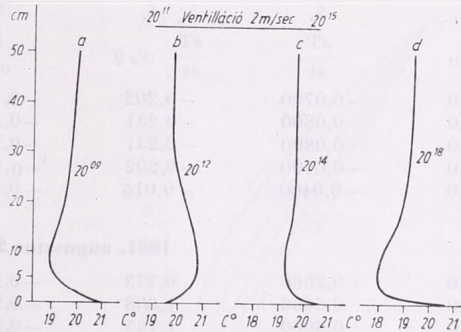
A sugárzás által létrehozott hőmérséklet-eloszlást erősen befolyásolja a szél felerősödése, ill. az evvel együtt járó kicserélődés-növekedés. A megerősödő széllel együtt rendszerint a dinamikus kicserélődés is fokozódik. A turbulens kicserélődés a talajközeli légrétegek sugárzás-okozta hőveszteségét kompenzálja, sőt túlkompenzálja, s így a sugárzás által meghatározott hőmérséklet-eloszlás megszűnik, a hőmérsékleti minimum a talajfelszínre kerül. Amennyiben a kicserélődési együttható bizonyos kritikus érték alá süllyed, a minimum ismét a felszín fölé emelkedik. Ezt igazolja az I. ábra és a III. táblázat. 1959. IV. 8-án 04 óráig erős szél fújt, ennek következtében a minimumot a felszínen észleltük. Hajnali 4 óra után a szél hirtelen megszűnt, és a kicserélődés gyors csökkenésével együtt a hőmérsékleti minimum 5 cm magasságba emelkedett. A gyors hőmérséklet- és szélváltozások a hóháztartási tényezőkkel is kimutathatók. Hajnali 3 órától 4 óráig a hőmérséklet 20 cm magas-



I. ábra: A szél befolyása a talajközeli lehülésre

ságig gyengén süllyedt, ennek megfelelően nagyok a kicserélődési tag értékei, de abszolút értékben még kisebbek, mint a sugárzási tag értékei. Az 1 m-es magasságtól fölfelé a hőmérséklet kissé emelkedett, ami a sugárzási veszteségnél nagyobb kicserélődési nyereség következménye. 4 óra után a szél hirtelen megszűnt, a hőmérséklet erősen csökkent, ami nem a nagyobb sugárzási veszteséggel, hanem a kicserélődési érték erős csökkenésével magyarázható. A sugárzási tag értékei 3 órától, 5 óráig közel változatlanok maradtak, vagy kissé csökkentek. Ugyanezen idő alatt a kicserélődési tag értékei, főleg a minimum magasságában (5 cm), kisebbek lettek.

A szélnek a hőmérséklet-eloszlásra gyakorolt befolyása igen előnyösen vizsgálható, ha a talajközeli légtérben, a különben derült, szélszendes éjszakákon, a kicserélődést tetszés szerint növelni vagy csökkenteni tudjuk. A vizsgálatokat mesterséges szél segítségével végezhetjük el. A 2. ábra ilyen mesterséges szélnek a hőmér-



2. ábra: Mesterséges szél hatása a hőmérsékleti eloszlásra

sékleti eloszlásra gyakorolt hatását mutatja be. A 2 m/sec egyenletes sebességű szelet ventilátorral biztosítottuk, melyet tetszés szerinti időközben kapcsolhattunk be vagy ki.

A derült éjszaka sajátja: a felemelkedett hőmérsékleti minimummal jellemezhető függőleges eloszlás, napnyugta után rövidesen kialakul (*a* görbe): a hőmérsékleti gradiens nagy, a minimum 10 cm magasságban jelentkezik. A ventilátor bekapcsolása után 1 perccel az eloszlás formája erősen megváltozik, mintegy tükörképe lesz az előző görbének (*b* görbe): a minimum a talajra kerül, 5 cm magasságig emelkedik a hőmérséklet, majd eszik, és 20 cm fölött közel izotermia van. A harmadik görbét ugyancsak ventiláció alatt kaptuk (*c* görbe), és ennek ellenére az elsőhöz (*a* görbe) hasonló hőmérsékleti értékeket mutatnak. A minimum ismét 10 cm magasságban jelentkezik, és a kezdeti állapothoz képest ugyan kisebb, de határozottan kivehető gradiens jön létre. A ventiláció alatti két görbe különbsége szembeűnő, s a jelenség azzal magyarázható, hogy a ventiláció erőssége meglehetősen egyenletes. Az egyenletes, 2 m/sec körüli szélszesség következtében a vizsgált légrétegekben lamináris, vagy közel lamináris áramlási viszonyok uralkodtak, vagyis a szélszesség vertikális komponense kicsi volt. A kis vertikális komponens miatt a kicserélődés értéke is kicsiny maradt, aminek következménye a hőmérsékleti minimum „magasba vándorlása”, és hőmérsékleti gradiens kialakulása. A ventilátor bekapcsolása után, a ventiláció kezdetekor a szélszesség vertikális komponense természetesen még nagy, s az erősebb turbulens kicserélődés következtében a már leírt hőmérsékleti eloszlást (*b* görbe) kapjuk. A ventiláció megszűnése után néhány perccel ismét beáll az eredeti állapot (*d* görbe), vagyis az *a* görbéhez hasonló függőleges hőmérsékleti eloszlást kapunk.

Az 1961. augusztus 28-án végzett, és az előbb leírt mérések adataiból számított

hőhártartási tényezők értékeit a IV. táblázat mutatja be. A ventiláció előtti hőmérséklet-eloszlás (*a* görbe) a táblázat felső számadataival magyarázható. A szélcsendnek megfelelően a kicserélődési értékek kicsinyek, különösen a minimum magasságában (10 cm). A hőmérséklet ebben az időszakban gyorsan csökken, a minimum szintjében eléri a 0,08 fok/perc értékét. A sugárzásmérleg természetesen negatív. A ventilátor bekapcsolása után hirtelen emelkedik a hőmérséklet, különösen az 5 és 10 cm-es magasságban. A hőmérséklet-emelkedés meglepően nagy, 0,5–0,6 fok percenként. A hirtelen melegedés (*b* görbe) az ugyancsak nagy kicserélődés-növekedéssel magyarázható. Összehasonlítva a ventiláció előtti és alatti állapotot, megállapíthatjuk, hogy a kicserélődési tag értékei nagyságrendben különböznek egymástól.

IV. TÁBLÁZAT

1961. augusztus 28., 20,00 – 20,09 óra

1.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
cm	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$\frac{S}{c_p \varrho}$	$\frac{S}{c_p \varrho}$	$\frac{K}{c_p \varrho}$	$\frac{K}{c_p \varrho}$
1,0	-0,0700	-0,202	-0,1421	-0,411	0,0721	0,209
5,0	-0,0800	-0,231	-0,1355	-0,392	0,0555	0,161
10,0	-0,0800	-0,231	-0,1227	-0,355	0,0427	0,124
20,0	-0,0700	-0,202	-0,1611	-0,466	0,0911	0,264
50,0	-0,0400	-0,015	-0,1805	-0,522	0,1405	0,407

1961. augusztus 28., 20,09 – 20,12

1,0	0,2666	0,773	-0,1901	-0,550	0,4567	1,323
5,0	0,5666	1,638	-0,2095	-0,606	0,7761	2,244
10,0	0,6000	1,735	-0,2029	-0,587	0,8029	2,322
20,0	0,2333	0,674	-0,2095	-0,606	0,4428	1,280
50,0	0,0000	0,000	-0,2095	-0,606	0,2095	0,606

A kritikus kicserélődési együttható, amelynél a hőmérsékleti minimum a felszín fölé emelkedik, a minimum magassága *s* így a hőmérsékleti eloszlás modellje a hőhártartás egyenletével *Raschke* [4] számítása nyomán meghatározható.

A hőhártartás egyenletébe vezessük be mindenekelőtt a következő egyszerűsítéseket: a talajfelszín hőmérséklete (T_l) legyen 0 C°, a vizsgált légréteg felső határának (*Z*) hőmérséklete $T_l = \text{konstans}$. Legyen a vizsgált légrétegben az *A* kicserélődési együttható és az *S* sugárzásvesztesség a magassággal változatlan. Tételezzünk fel advekcio- és kondenzáció-mentes folyamatokat. Az egyszerűsítő feltételeket figyelembe véve egy elemi réteg hőhártartása, ha a hőmérséklet nem változik:

$$S + K = 0$$

K értéke, mivel az *A* kicserélődési együttható a magassággal nem változik, $\partial^2 T / \partial z^2$ *A* c_p -vel egyenlő. Ezt a hőhártartási egyenletbe helyettesítve, az egyenletet kétszer integrálva és az integrációs állandókat — figyelembe véve a kezdeti feltételeket — kiszámítva, a hőmérséklet-eloszlásra kapjuk:

$$T = -\frac{S}{2Ac_p} z^2 + \left(\frac{T_l}{Z} + \frac{SZ}{2Ac_p} \right) z$$

A hőmérséklet-eloszlásban minimum lép föl, ha a $dT/dz = 0$, vagyis a fenti egyenletet *z* szerint deriválva, és az egyenletet *z*-re megoldva megkapjuk a minimum talajfelszín feletti magasságát:

$$z_{min} = \frac{Z}{2} + \frac{Ac_p T_l}{SZ}$$

Mivel az *S* értéke mindig negatív, a z_{min} a 0 és *Z*/2 közötti értékeket veheti föl.

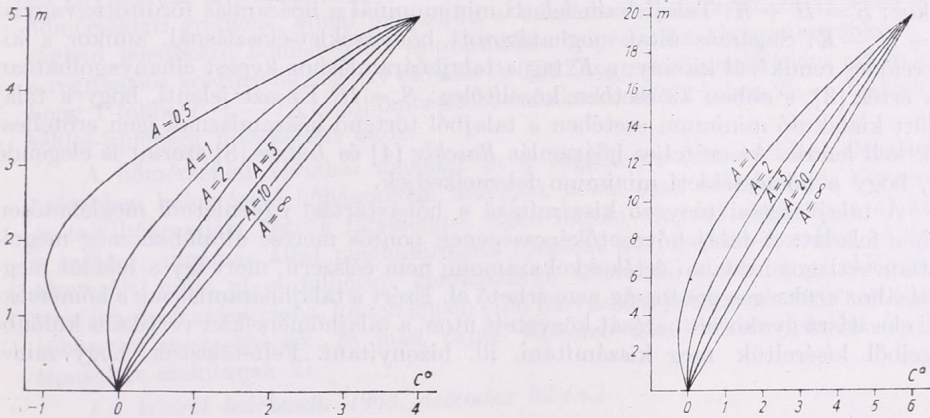
A minimum a talajon található, ha a

$$\frac{Z}{2} \leq -\frac{Ac_p T_l}{SZ} \text{ vagy } A \geq \frac{SZ^2}{2c_p T_l},$$

és a minimum a felszín felett van, ha a

$$\frac{Z}{2} > -\frac{Ac_p T_l}{SZ} \text{ vagy } A < \frac{SZ^2}{2c_p T_l}$$

A hőmérsékleti minimum tehát a talajon marad, ha az A vagy T_l növekszik, és az S értéke csökken, s a felszín fölé tolódik el, ha a kicserélődési együttható és a légkör hőmérséklete csökken, vagy a kisugárzás erősödik.



3-4. ábra: A függőleges hőmérsékleti eloszlás modellje különböző A értékek esetén

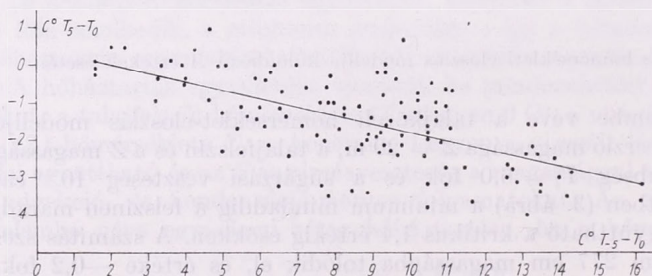
Az előbbieket figyelembe véve a talajközeli hőmérséklet-eloszlás modellje elkészíthető. Legyen az inverzió magassága $Z = 20$ m, a talajfelszín és a Z magasság közötti hőmérséklet-különbség $T_l = 6,0$ fok és a sugárzási veszteség 10^{-6} cal $\text{cm}^{-3} \text{sec}^{-1}$. Ebben az esetben (3. ábra) a minimum mindaddig a felszínen marad, amíg az A kicserélődési együttható a kritikus 1,4 értékig csökken. A számítás szerint $A = 1$ -nél a minimum 277 cm magasságba tolódik el, és értéke $-0,2$ fok. Abban az esetben, ha $Z = 5$ m, a $T_l = 4$ fok és $S = -10^{-5}$ cal $\text{cm}^{-3} \text{sec}^{-1}$, akkor a kritikus $A = 1,3$ gr $\text{cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$. $A = 1$ -nél a minimum felszín feletti magassága 57 cm, $-0,1$ fokkal és $A = 0,5$ -nél $z_{min} = 154$ cm, $T_{min} = -1,0$ fok.

A bemutatott hőháztartási és a kicserélődésre vonatkozó számítások a hőmérsékleti minimum felemelkedésének lehetőségét bizonyítják, valamint rámutatnak a kicserélődés és a sugárzás szerepére az éjszakai talajközeli hőmérsékleti eloszlásban. Hangsúlyozni kívánjuk azonban, hogy a végzett számítások a jelenségekre vonatkozóan inkább csak minőségi magyarázatot adnak. A sok egyszerűsítő feltevés, valamint főleg a talajvezetési tényező figyelmen kívül hagyása miatt mennyiségi magyarázatra nem is vállalkozhatunk. A hőháztartás számításoknál a kicserélődési tag értékei hibákat rejthetnek magukban, hiszen a mérésben vagy a sugárzási tag kiszámításánál elkövetett hibák a kicserélődésben, mint maradéktagban jelentkezők. Mindössze hozzávetőleges képet kaphatunk a hőmérséklet-eloszlási modell kiszámításánál is. A kicserélődési együttható és a sugárzási veszteség a

magassággal, sok esetben, nem tekinthető konstansnak. Valószínűleg ezen egyszerűsítő feltevés miatt a számított felszín feletti hőmérsékleti minimum igen magasra tolódik el. Nem valószínű — vizsgálataink folyamán nem is tapasztaltuk —, hogy a legalacsonyabb hőmérséklet 0,5 m fölött legyen.

A hosszuhullámú sugárzás és a kicserélődés hőmérsékletmódosító szerepén túlmenően rá kell mutatnunk még a talajhőáramlásnak az éjszakai talajközeli légrétegek hőmérsékleti eloszlására gyakorolt hatására is. A talajfelszín hőháztartásának — ha száraz talaj esetében a párolgástól eltekintünk, és advekció mentes viszonyokat tételezünk fel — 3 tényezője van [6, 7]: S sugárzás, H talajhőáramlás és K a talaj és levegő közötti hőkicserélődés. Éjszaka a sugárzási tag mindig negatív, a talajhőáramlás pedig mindig pozitív. A hőkicserélődés előjele a talajközeli függőleges hőmérsékleti eloszlástól függően változik. Ha a hőmérsékleti minimum a talajfelszínen van, akkor kicserélődés útján hő áramlik a levegőből a felszínre és ekkor: $S = H + K$. Talajfelszín feletti minimumnál a hőáramlás fordított, vagyis: $S = H - K$. Sugárzás által meghatározott hőmérséklet-eloszlásnál, amikor a kicserélődés rendkívül kicsiny, a K tag a talajhőáramláshoz képest elhanyagolhatóan kis érték [3], s ebben az esetben közelítőleg: $S = H$. Ez azt jelenti, hogy a talaj fölött kialakuló minimum esetében a talajból történő hőáramlásnak igen erőteljesnek kell lennie. Az erőteljes hőáramlás *Raschke* [4] és *Lütze* [8] szerint is elegendő ok, hogy a hőmérsékleti minimum felemelkedjék.

A talajvezetési tényező kiszámítása a hőháztartási egyenletből meglehetősen nehéz feladat. A talaj hővezetőképességének pontos mérése általában még megoldatlan. Átlagos irodalmi értékekkel számolni nem célszerű, mert így a feladat megoldásához szükséges pontosság nem érhető el. Ezért a talajhőáramlásnak a hőmérsékleti eloszlásra gyakorolt hatását közvetett úton, a talajhőmérséklet vertikális különbségeiből kíséreltük meg kiszámítani, ill. bizonyítani. Feltételeztük, hogy minél



5: ábra. A talaj- és lég-hőmérséklet közötti regressziós kapcsolat

nagyobb a talaj felső 5 cm vastag rétegében a hőmérsékleti különbség, annál erősebb a felszín felé irányuló hőáramlás, s ezzel együtt növekszik a felszín és a felette levő légrétegek hőmérsékletkülönbsége is. Összefüggést kellett keresnünk tehát a talaj-hőmérsékleti és lég-hőmérsékleti gradiensek között.

Korábban már rámutattunk a nedves talaj hőmérséklet-módosító hatására [9]. Az 5. ábra általánosan, a lég- és talajhőmérséklet közötti összefüggést mutatja be regresszió segítségével. Az 1963. III. 20-tól VIII. 15-ig minimum hőmérsékletű végzett függőleges hőmérséklet-eloszlás vizsgálatokból 121 mérés állt rendelkezésünkre. A 121 napon át kapott adatokból minden napra megállapítottuk a radiációs szintben (5 cm) és a talajfelszínen mért hőmérsékleti minimum közötti különbséget ($T_5 - T_0$), és összehasonlítottuk a 21 órakor 5 cm mélységben mért hőmérséklet és a felszínen mért hőmérsékleti minimum különbségével ($T_{-5} - T_0$). Az ábra

vízszintes tengelyén a $T_{-5} - T_0$, a függőleges tengelyen pedig a $T_5 - T_0$ hőmérséklet-különbségek vannak feltüntetve. A mért adatok alapján kiszámítottuk a regressziós egyenest, mely szerint

$$Y = a + bx = 0,44 - 0,222 x$$

lineáris összefüggést kaptunk, $B = 0,387$ megbízhatósággal. A regressziós koeficiens $b = 0,222$, amely $P = 0,1\%$ -nál is 0-tól szignifikánsan különbözik. A $B = 0,387$ -ből kapott korrelációs koeficiens, $r = 0,62$, 119 szabadsági fokra $P = 0,1\%$ szinten szignifikáns.

A kapott regressziós egyenest kiértékelve azt mondhatjuk, hogy a talajhőmérséklet és a talajközeli légrétegek hőmérséklete között szoros kapcsolat van. Minél nagyobb az 5 cm-es talajmélység és a felszín hőmérséklete közötti eltérés, annál nagyobb a felszín és a radiációs szint közötti hőmérsékleti minimum különbsége is. Ez egyben azt is jelenti, hogy minél nagyobb a felső 5 cm vastag talajrétegben a hőmérsékleti gradiens, annál magasabb a talajfelszín hőmérséklete az 5 cm magasságban jelentkező hőmérsékleti minimumhoz képest. Ez okozza egyébként, hogy a regressziós koeficiens negatív előjelű. A 0,222 regressziós koeficiens azt is jelenti, hogy 1 fokos $T_{-5} - T_0$ talajhőmérséklet-emelkedés 0,222 fokos $T_5 - T_0$ léghőmérséklet-különbség növekedést okoz.

A hőmérséklet éjszakai menetét és a függőleges hőmérsékleti eloszlást legelősebben befolyásoló hőháztartási tényezők közül csak a sugárzást, kicserélődést és talajhőáramlást vettük figyelembe. Ezen három tényező együttesen alakítja ki a sajátos, sugárzás által meghatározott éjszakai hőmérséklet-eloszlást. A további tényezők, mint pl. a felhőzet, kondenzáció, advekcio, ennél az eloszlás-típusnál nem jöhetnek számításba, hiszen éppen ezen tényezők a jellegzetes sugárzási típust [2] többnyire megszüntetik, és más, rájuk jellemző hőmérséklet-eloszlási és menet-típusokat alakítanak ki.

(A kézirat beérkezett: 1963. december 22-én.)

IRODALOM

- [1] Kozma F.: A hőmérsékleti minimum felszín feletti kialakulásának feltételei és gyakorisága. *Időjárás*, 67. évf. 2. sz. Budapest, 1963.
- [2] Kozma F.: Az éjszakai talajmenti hőmérséklet sugárzási típusáról. *Időjárás*, 64. évf. 4. sz. Budapest, 1960.
- [3] Möller, F.: Strahlungsvorgänge in Bodennähe. *Zeitschrift für Meteorologie*, 9. k. 2. f. Berlin, 1955.
- [4] Raschke, K.: Über das nächtliche Temperaturminimum über nacktem Boden in Poona (Indien). *Meteorologische Rundschau*, 10. 1. 1957.
- [5] Geiger, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 4. kiadás, Braunschweig, 1960. 93. old.
- [6] Dobosi Z.: Kritérium a függő mikroklima jelenlétének megállapításához. *Időjárás*, 60. évf., 5. sz. Budapest, 1956.
- [7] Dobosi Z.: A talajfelszín hőháztartása és annak mérése. *Időjárás*, 59. évf., 5. sz. Budapest, 1955.
- [8] Lützke, R.: Unter welchen Bedingungen hebt sich das nächtliche Temperaturminimum von der Bodenoberfläche ab? *Angewandte Meteorologie*, 4. 1. 1960.
- [9] Kozma F. — Szilágyi T.: A talajhőáramlás hatása a talajközeli légrétegek lehülésére. *Időjárás*, 67. évf., 1. sz. Budapest, 1963.

A nedves talaj megfagyásakor mutakozó albedonövekedés

Increase of Albedo Values Following the Freezing of a Wet Soil Surface (Summary). According to an optical hypothesis on the production of albedo phenomena, the remission of light should be increased by the freezing of the water content of the soil. This phenomenon could be motivated partly by the fact that the index of refraction is lower for ice than for water, and partly by the circumstance that the water freezing between the soil particles is often giving rise to the production of surface elements which are leading to light remission by total reflection. By measurements executed on two samples of soil, it was found that the albedo value corresponding to white light, in the case of a soil having a bright yellow colour and possessing a water content of 20%, was increased on freezing from 23% to 26,4%, while in the case of a brown forest soil the increase was from 9% to 12%.

✱

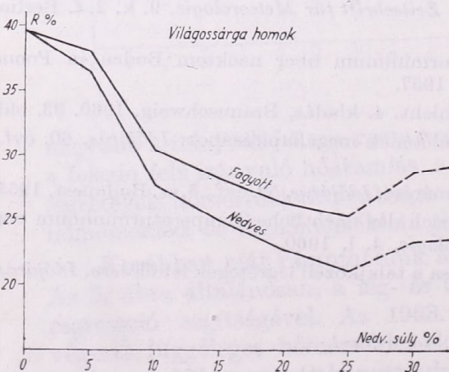
A talajalbedo megnövekedése szembe-tűnőleg mutatkozik a benne levő víz-tartalom megfagyása alkalmával. Különösen feltűnően látszik a fagyott talaj felengedése esetében, annak elsötétedése. Ezt a fényremissziónövekedést mértük a talaj megfagyasztásával. Az ilyenkor mutakozó fényremisszió változása az ismertetett optikai elképzelés szerint alakul, aminek értelmében a nedves talajszemcséken levő vízburoknak jéggé válásakor a fényremissziót létrehozó to-

tális fényreflexió feltételeinek teljesülése eljárását alkalmaztunk az alábbi vizsgálatoknál.

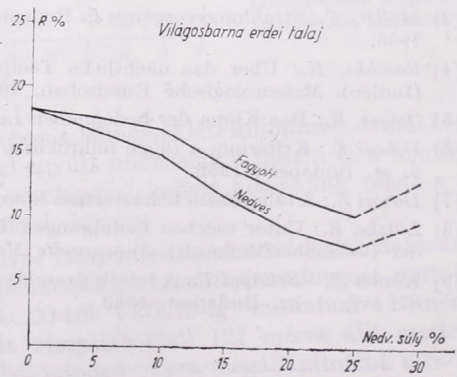
A talaj megfagyásakor mutakozó albedonövekedés meghatározása a nedves és fagyott talaj fényremissziójának egymásutáni méréséből áll. A kiegyen-megnövekszik. Ezen növekedés oka legnagyobb részben a jégnek a vízénél kisebb optikai törésmutatója.

Talajalbedoméréseket a szabadban (legtöbbször termoszlopokkal) a közvetlen és a remittált sugárzásenergia egyidejű meghatározása útján folytatnak. Laboratóriumi méréseket vizuális fotometrikus észlelések alakjában szokás végrehajtani (Pulfrich-fotométer), amelyek azonban igen fárasztóak. Újabbán szokásos olyan, szelén fényelemekkel működő fotométereket készíteni, amelyek egyaránt alkalmasak szabadban történő és laboratóriumi mérésekre. Ilyen mérési lített nedvességtartalmú talajmintát mérés után szénsavhóval alulról megfagyasztottuk és ismét mértük az albedot. Erre vékony talajmintákat használtunk, a felfagyási felületmozgás kiküszöbölése céljából. Az így végzett meghatározások eredményeit mutatja be az 1. és 2. ábra.

Az ábrákon szemlélhető az elméletnek megfelelő albedonövekedés számszerű



1. ábra: Világossárga homok fényremissziójának változása



2. ábra: Világosbarna erdei talaj fényremissziójának változása

nagysága. Szintén a fényreemisszió hipotézisével magyarázható az a jelenség, hogy albedo növekedése kisebb albedójú talajoknál százalékosan nagyobb mértékű.

Mindkét vizsgált talajfajtán a 25%-nál nagyobb nedvességtartalom esetén albedonövekedés mutatkozik a szemcsék közötti víz-jég csillogása következtében (szaggyatott vonal). Ez a másodlagos fényreemisszió növekedés finomabb szemcséjű agyagos talajoknál már 15–20% víztartalom esetében jelentkezik. A szemcsenagyság befolyása abban is

látható, hogy a durvább szemcséjű talajok albedója százalékosan nagyobb növekedést mutat. A nedves talaj megfagyása mindig bizonyos fokú szemcsereződéssel is jár. Ez abban jelentkezik, hogy a felengedett talaj albedója sokszor nagyobb értékű, mint a víz megfagyása előtt volt. Meg kell jegyezni még azt, hogy a nedves talaj megfagyását jelző albedonövekedés a talajoldatok zérusnál alacsonyabb fagypontja miatt pár fokkal 0° alatt észlelhető, késleltetett fagyási és túlhűtési jelenségek nélkül.

(A kézirat beérkezett: 1963. dec. 22-én.)

Mészáros Ernő:

A légköri szulfát-részecskék koncentrációjának évszakos változása

Seasonal Variation in the Concentration of Atmospheric Sulphate Particles (Summary). From 130 observations concerning the concentration of sulphate particles, seasonal average values of this quantity are computed. Relatively high concentrations are found to occur during the winter period; however, even these values are in an absolute sense rather small ones. The assessment of the particles was carried out by using a gelatine layer that had been sensitized through treatment with chloride of barium.

*

A légköri szulfát-részecskék, megfelelő koncentráció esetén, lényeges szerepet játszhatnak a felhő- és csapadékképződésben. Ezért a pestlőrinci Aerológiai Observatóriumban kísérleteket végeztünk a szulfát-magvak koncentrációjának meghatározására a mikroszkópikus nagyságtartományban. A mérések alkalmával a részecskéket báriumkloriddal érzékenyített zselatinrétegekben fogtuk fel [1]. A megfigyelések folyamán kiderült, hogy ezzel a módszerrel csak az óriás magvak ($r \geq 1,0\mu$) mutathatók ki. A kapott eredmények egyrészt már ismertették [1]. Az egyéves mérési sorozat befejezése után azonban most lehetségessé vált az évszakos középértékek kiszámítása és értékelése.

1962. november 1-től 1963. október 31-ig 130 mérést végeztünk. A mérések számát az egyes évszakokban, valamint a kapott eredményeket az I. táblázat

I. TÁBLÁZAT

A szulfát részecskék koncentrációjának évszakos változása

N: esetek száma, *n*: a részecskék számszerű koncentrációja, *V*: a részecskék térfogati koncentrációja, *U*: a mintavételek alkalmával mért relatív nedvesség középértéke.

Évszak	<i>N</i>	$\frac{n}{l^{-1}}$	$\frac{V}{10^{-6} \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-3}}$	$\frac{U}{\%}$
Tavaszi	54	0,60	0,013	65
Nyári	15	0,23	0,011	52
Őszi	20	1,36	0,026	77
Téli	41	2,05	0,054	77
Évi	130	1,06	0,024	68

mutatja be. A táblázatban a közepes relatív nedvességeket is feltüntetjük, mivel kiderült, hogy a koncentráció összefüggésben van a nedvességgel [1]. A táblázatból látható, hogy az óriás szulfát-magvak maximális koncentrációban ($n=2,05 l^{-1}$ a téli évszakban fordulnak elő. Ez a jelenség egyrészt a relatív nedvesség, másrészt a levegő termikus rétegződésének közismert évi alakulásával magyarázható. A táblázat

harmadik oszlopa az ún. térfogati koncentrációkat tartalmazza, melyek a levegő 1 m^3 -ére vonatkoztatva a szulfátot tartalmazó aeroszol-részecskék térfogatát adják meg. Ezek az adatok a levegőkémia [2] számára fontosak. A kapott értékek nagyon alacsonyok. Összehasonlításképpen közöljük, hogy ebben a nagyságtartományban az aeroszol-részecskék teljes térfogata $10 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ nagyságrend körül mozog.

Az eredményeket felhőfizikai szempontból a következőképpen értékelhetjük. Ködökben és felhőkben a cseppecskék koncentrációja általában 10^2 cm^{-3} nagyságú. A kimutatott szulfát-részecskék tehát ($n \approx 10^3 \text{ cm}^{-3}$) csupán elenyésző szerepet játszhatnak a felhőképződésben. Ha az óriás magvakra kapott eredmények alapján megbecsüljük a nagy magvak ($0,1 \leq r < 1,0 \mu$) koncentrációját is, akkor kb. $10-100 \text{ l}^{-1}$ -es értéket kapunk. Ez azt jelenti, hogy kondenzáció alkalomával maximálisan csak kb. minden ezredik cseppecske keletkezik mikroszkópikus mérettel rendelkező szulfát-részecskén. Ez a kis megfontolás is azt a feltevést támasztja alá, hogy a kémiai összetétel nem lehet lényeges tényező, az említett nagyságtartományban, a tényleges kondenzációs magvak kiválasztódásában. Azt is megjegyezhetjük, hogy a szulfát-részecskék a csapadékeletkezés szempontjából sem lényegesekek, mivel nem találtunk $r > 10 \mu$ nagyságú részecskéket. A legnagyobb felfogott szulfát-mag sugara 7μ volt.

Egy előző tanulmányban azt is kimutattuk [1], hogy szulfát-részecskék nemcsak a főváros ipari vidékei felől, hanem SE irányból is érkehetnek viszonylag nagyobb koncentrációban az obszervatóriumban levő megfigyelési helyre. Ezek a részecskék valószínűleg keleties irányítású szárazföldi légtömegekkel jutnak hazánk fölé.

A kimutatott szulfát-részecskék térfogati koncentrációja alapján megbecsülhetjük a levegőben lévő kénsav tömegkoncentrációját is, ami egészségügyi

szempontból lényeges. Tétélezzük fel ehhez, ami egyébként valószínű, hogy a részecskék többsége kénsavat tartalmaz.

Adott kémiai anyag vizes oldatából álló cseppecske esetén azt a relatív nedvességet (ill. gőznyomást), amelyen adott koncentrációjú csepp egyensúlyban van, csak a csepp környezetében végzett parciális vízgőz-nyomás mérése alapján kaphatjuk meg pontosan. A Roault-féle törvény ugyanis csak híg oldatokra érvényes [2]. Azt is megjegyezhetjük, hogy $0,1 \mu$ -os sugárérték felett a görbület hatása elhanyagolható, tehát a gőznyomás független a csepp nagyságától. Ha ismerjük egy adott koncentrációhoz tartozó telítettségi gőznyomásértéket, amely mindig kisebb, mint a víz telítettségi gőznyomása, akkor a kérdést megfordíthatjuk és adott relatív nedvességhez megadhatjuk az oldat cseppecske koncentrációját. Sajnos ilyen jellegű mérésekkel nem rendelkezünk, azonban nagyságrendileg nem követünk el hibát, ha pl. a téli évszakra 27% -os oldatot tétélezzük fel. Ez azt jelenti, hogy az I. táblázatban lévő $0,054 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3$ -es oldattér-fogatnak 27% -a kénsav. Az említett értékeknek 27% -át véve, majd ezt a kénsav sűrűségével ($\rho = 1,831 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) megszorozva $0,027 \gamma \text{ m}^{-3}$ -t kapunk a tömegkoncentrációra ($1 \gamma = 10^{-6} \text{ g}$). Ez meglehetősen alacsony érték, figyelembe véve, tisztán szulfattá való átszámítás után, egyéb megfigyelési helyeken kapott eredményeket [2]. Végezetül azt jegyezhetjük még meg, hogy a város centrumában (Eötvös Loránd Tud. Egyetem) is végeztünk összehasonlító méréseket és ott sem kaptunk magasabb értékeket.

(A kézirat beérkezett: 1963. nov. 25-én.)

IRODALOM

- [1] Mészáros, E.: Mesure de la concentration des noyaux géants de sulfates dans l'atmosphère. Journ. de Rech. Atm. Vol. 1. Clermont-Ferrand, 1963. pp. 151-155.
- [2] Junge, C. E.: Atmospheric Chemistry. Advances in Geophysics. Vol. 4. New York, 1958. pp. 1-44.

A Nemzetközi Geofizikai Év folyamán végzett légköri ózon-kutatás néhány eredménye

Some Results of Ozone Investigation Executed during the International Geophysical Year (Summary). As a result of the presence of short-wave solar radiation, a steady production and dissociation of ozone is going on in the atmosphere. As the factors influencing the equilibrium between these two opposite processes are rather numerous, a particular kind of ozone distribution is produced in the earth's atmosphere. The goal of the ozone measurements executed during the IGY consisted in the elucidation of the horizontal and vertical distributions of ozone as well as of their variation in time and their relation to weather phenomena. Some more important results are described.

*

A meteorológiának gyakorlati szempontból is nagy jelentőségű területe a légköri ózon kutatása, mely az utóbbi években egyre fontosabb szerepet játszik a légkör fizikájának tanulmányozásában.

A Nemzetközi Geofizikai Év programjának egyik lényeges részét alkotta az ózonmérő állomáshálózat megszervezése és a rendszeres mérések megindítása. A Szovjetunióban pl. tizenegy állomáson végeztek ózonmérést. Az adatok összegyűjtése és feldolgozása után közzétett eredményekről kívánok a továbbiakban rövid tájékoztatást adni.

Mint ismeretes, rövidhullámú napsugárzás hatására a légkörben állandó ózonkeletkezés és bomlás megy végbe, mely a lejátszódó fotokémiai folyamatoknak megfelelően egyensúlyt érhet el kisebb vagy nagyobb ózonkoncentráció mellett.

Az ózon keletkezési és bomlási folyamatai igen bonyolult tényezők hatására mennek végbe. Az ózonegyensúly feltételeit a rövidhullámú napsugárzás, a levegő sűrűsége, hőmérséklete és a turbulens ózondiffúzió határozzák meg.

E tényezők hatására az ózon eloszlása a Föld légkörében érdekes képet mutat és erősen változik a földrajzi szélességgel, évszakokkal és talajfölötti magassággal.

A légkörben levő ózon mennyiségét, az összózon tartalmat az ózonréteg úgynevezett redukált vastagságával szokás meghatározni cm-ekben, melyet akkor kapnánk, ha az összes ózont elkülönítve 1 atmoszféra nyomásra hoznánk.

Az NGÉ folyamán végzett ózonmérések azt mutatják, hogy ez a redukált ózonréteg 0,15—0,55 cm között változik a Földön. Időbeli változása határozott évi menetet mutat, tavaszi maximummal és őszi minimummal. Amplitudója az Északi-sark közelében a legnagyobb, átlagban 0,20 cm, a trópusi szélességeken az évi menet ellaposodik s az egyenlítőn gyakorlatilag nulla.

A totális ózontartalom földrajzi szélességek szerinti eloszlása is változik az év folyamán. Maximuma tavasszal a sarkvidéken van, 0,55 cm-es értékkel, augusztusra a 60° szélességre helyeződik át, értéke ekkor 0,32 cm.

A légköri ózon függőleges eloszlására vonatkozó adatok azt mutatják, hogy az ózon mennyisége a magassággal igen gyorsan nő. Növekedése szovjet adatok szerint közepes szélességeken a talaj közelében 0,002 cm/km, 12 km-ben már eléri a 0,01 cm/km-t s maximuma van a 24—36 km-es rétegben 0,014 cm/km körüli értékkel. Ettől fölfelé ismét rohamosan csökken s 54 km-ben már gyakorlatilag nem mutatható ki ózon.

Különös figyelmet érdemel a totális ózontartalom sajátos évi menete a sarkvidéken. Itt ugyanis az őszi minimum után január—februárban hirtelen megnő az ózontartalom annak ellenére, hogy ebben az időszakban ózonképző sugárzás ezekre a területekre nem jut el. A jelenség magyarázata a sarkvidék cirkulációs viszonyaiban van. Ismeretes, hogy télen a pólus fölött magassági cirkumpoláris ciklon helyezkedik el. Ennek hatására a sarkvidék sztratoszférájába a közepes szélességekről ózonban

gazdag sztratoszférikus légtömegek áramlanak. Ezek az ózonbomlasztó sugárzás hiánya miatt az ózontartalom megnövekedését okozhatják. A kompenzáló levegőáramlás az alsó troposzférában megy végbe, mely a levegő nagyobb sűrűsége miatt sokkal kisebb méretű, mint az odaáramlás. Mivel itt az ózontartalom sokkal kisebb, mint a sztratoszférában, a sarkvidékre való ózónáramlást nem kompenzálja az alsó rétegekben az ózon eláramlása. Emiatt az össz-ózon-tartalom folytonosan növekszik a sarkvidéken a téli hónapokban.

Ismerve a sarkvidék ózonbevétele a tél folyamán, mely októbertől márciusig 0,20 cm-t tesz ki, meghatározható a tényleges szélnek a geosztrofikus-tól való elhajlása a magassági cirkumpoláris ciklon területén. *Guscin* [3] számításai szerint ez az elhajlás igen kicsiny, mindössze 10—20'. Az ózontartalom növekedése a sarkvidéken a zonális szélesebbség mértékéül szolgálhat, mivel köztük egyszerű lineáris összefüggés áll fenn.

Nyáron a sarkvidéken ózonhiány mutatkozik, ez azonban sokkal kisebb, mint a téli többlet. Ez ugyancsak a sarkvidék cirkulációs viszonyaival, azaz a nyári magassági cirkumpoláris anticiklon létevel magyarázható, melynek intenzitása sokkal kisebb, mint a téli cikloné.

A mérések kimutatták, hogy szoros kapcsolat határozható meg az ózontartalom és az időjárási elemek változása közt a különböző magasságokban. A köztük levő korrelációs koeficiensnek határozott évi menete van, valamint a magassággal is változik.

Különösen érdekes, hogy szoros kapcsolat mutatható ki az ózontartalom és a troposzférában mért hőmérséklet és légnyomás közt, holott a légköri ózonnak több mint 90%-a a sztratoszférában van. Ez a légtömegeknek a légkör igen vastag rétegére kiterjedő horizontális átvitelével magyarázható. Az átvitel folyamán az ózontartalom gyakran hónapokig megmaradó konzervatív tulajdonságnak tekinthető. Az ózon földrajzi eloszlásából következik, hogy melegfront

átvonulása az ózontartalom csökkenését okozza, hidegfronttal pedig a totális ózontartalom megnövekedése jár együtt. Így az ózontartalom mérése prognosztikai szempontból is nagy jelentőségű, ez azonban az ózónmérő állomásoknak a jelenleginél sokkal sűrűbb hálózatát tenne szükségessé.

Meg kell jegyezni, hogy a levegő horizontális átvitelével nem magyarázhatjuk teljes mértékben az ózontartalom változásait, minthogy igen fontos szerepet játszanak a vertikális áramlások is. Az NGÉ folyamán végzett rendszeres mérések megerősítették azt a feltevést, mely szerint rendkívül szoros kapcsolat van a vertikális légmozgások és a totális ózontartalom között. Nevezetesen a felfelé irányuló áramlások besugárzás esetén az ózontartalom csökkenését idézik elő, mivel a nagyobb magasságokba szállított ózonneménység az ózonbomlasztó sugárzás hatására mindaddig csökken, míg a fotokémiai folyamatok által meghatározott ózonegyensúly ismét helyre nem áll. Ez a folyamat végeredményben az össz-ózon-tartalom csökkenéséhez vezet. Leszálló áramlások viszont az ózontartalom növekedését idézik elő, mivel a fotokémiai reakciók gyorsan pótolják a magasban létrejövő ózonhiányt.

A légköri ózon kutatása rendkívül érdekes, sokrétű feladat, mely a külföldi szakemberek egész seregét foglalkoztatja s a közelgő Nyugodt Nap Évének programjában is jelentős helyet foglal el.

(A kézirat beérkezett: 1963. szept. 20-án)

IRODALOM

- [1] *Hrgián, A. H.*: Fizika atmoszféri. Goszudárstvennoje Izdatyiel'sztvo tyechnikotyeoreticeszkoj Lityeraturi. Moszkva, 1953.
- [2] *Prokofjeva, I. A.*: Atmoszférnij ozon. Izdatyiel'sztvo Akadémii Nauk SzSzsZR. Moszkva—Leningrád, 1951.
- [3] Matyeriáli konferencij po itogám MGG (1960) i meteorologiceszkovo izucsényija Antarktidi (1959). Gidrometeorologiceszkoe Izdatyiel'sztvo, Moszkva, 1961.
- [4] Atmoszférnij ozon. Rezultáti rabot MGG v SzSzsZR. Konferencijja 28—31 okt. 1959. Izdatyiel'sztvo Moszkovszkovo Unyiverszityeta. 1961.

Szilágyi Tibor:

Összefüggés a paradicsom színe és a léghőmérséklet között

О зависимости окраски помидоров от температуры воздуха. Цвет помидоров определяется количеством и распределением красителя, имеющегося в помидорных ягодах. В зависимости от температуры воздуха, под действием термолabileного энзима, помидоры приобретают нормальную окраску только при температурах воздуха от 10 до 30°. В работе приводится сопоставление температуры воздуха с температурой помидоров. Затем, при помощи уравнений корреляции и регрессии выявляется связь низких температур с недостаточной окраской, обьязанной резкими колебаниям температуры в дни, предшествующие уборке.

*

Mind a frissfogyasztásra, mind pedig a konzervipari földolgozásra kerülő paradicsom értékét számos minőségjellemző tényező határozza meg. Így pl. a paradicsom szép vörös színe is igen fontos feltétel. Az egyébként egészséges, és a piac követelményeit kielégítő paradicsom értéke nagymértékben csökken, ha a fajtára jellemző, általában narancsvörös, vagy tűzpiros színtől a bogyók eltérnek. A világospiros, vagy sárgás szín csökkenti az értéket. A színnel szemben támasztott követelmény annyira lényeges, hogy számos országban — így nálunk is — országos szabvány rögzíti a nyers, illetve konzervált paradicsom ide vonatkozó ismérveit (MNOSZ 3620—56).

Az érett paradicsom jellemző színét a piros festékanyagot tartalmazó lycopin mennyisége és eloszlása adja meg. A bogyókban azonban egyéb színanyagok — pl. a sárga színt adó karotin és xanthofill, a zöld színű klorofill, fehéres színű rostanyagok — is találhatóak. Ezek, mint a vörös színt tompító tényezők játszanak közre, s ha a lycopinnal szemben túlsúlyban vannak, a paradicsom a kívánatostól eltérő, sárgás színű lesz.

A lycopin egy termolabilis enzim hatására változtatja mennyiségét a bogyóban. Erre a körülményre számos kutató figyelt már föl. Euler [1] és munkatársai 1931-ben közzétették ez irányban végrehajtott laboratóriumi vizsgálataik eredményeit. Kimutatták, hogy a zöld paradicsom 20—21 fok körüli hőmérsékleten szabályszerűen érlik és pirosodik. 18 fokon tartott paradicsomok érési folyamatát az előbbinél lassúbbnak találták. Ugyancsak laboratóriumi körülmények között, de 30 fok hőmérsékleten érlelt paradicsombogyók aranysárga színűek lettek. Ezt a szint mindaddig megtartották a bogyók, amíg a hőmérsékletet nem csökkentették 20 fokra. Ezen a hőmérsékleten a bogyók megpirosodtak. A kísérletezés következő szakaszában 37 fokos hőmérsékleti hatásnak tették ki a zöld bogyókat. Ilyen körü-

mények között a szín nem változott, viszont a bogyók összezsugorodtak és megrothadtak.

Sayre [2] és szerzőtársai 1953-ban megjelent közleményükben azt írják, hogy a paradicsom piros színanyaga 10 és 30 fok közötti hőmérsékleten képződik csupán. 30 fok fölötti hőmérsékleten csak a karotin halmozódik föl, s ez a paradicsomnak sárgás színt kölcsönöz. Az érés gyorsasága és a legkedvezőbb szín kialakulása 27 fok nappali és 18 fok éjszakai hőmérsékleten történt. Ilyen körülmények között a zsendülés kezdetétől számított 9. nappal az érés befejeződött és a bogyók színe a legkedvezőbb volt. További vizsgálataikban azt tapasztalták, hogy 15,5 fok nappali és 7 fok éjszakai hőmérséklet hatására már 12—15 napig tartott az érés folyamata, s a kialakult szín is kedvező volt. Megvizsgálták még a 38 fok nappali maximum és a 30 fok éjszakai minimum hatását is és azt tapasztalták, hogy a bogyók megsárgultak.

Bertozzi [3] 1957-ben közölt megfigyeléseiben is hasonló jelenségekről számolt be. Megemlíti még, hogy nagyon meleg nyarakon a sárgás színű paradicsombogyók százalékaránya igen magas.

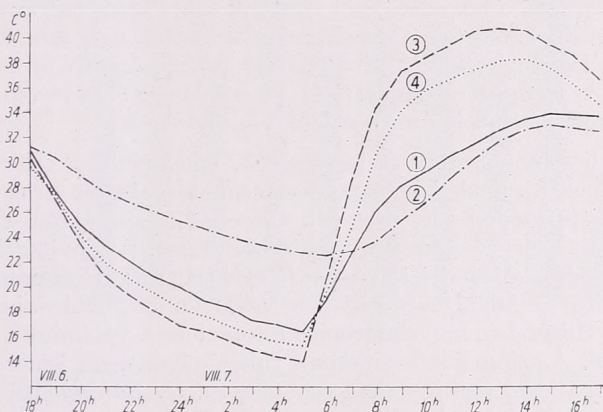
Yamaguchi és *Howard* [4] 1960-ban azt közölte, hogy magas hőmérsékleten kedvezőtlenül alakul a szín és az aszkorbinsav tartalom. Ez a megállapítás egyezik saját megfigyeléseinkkel [5] is. Megemlíti dőlgozatukban, hogy a minőség kialakulására ható fő tényező az érés, illetve a szedés napjaiban uralkodó időjárás. A kedvezőtlen szín kialakulását ők is a 30 fok fölötti hőmérsékleten tapasztalták. Más szerzőkre hivatkozva [6] közlik azt a megfigyelést, hogy a növények szoros, 45 cm távolságú elhelyezése és a talajnedvesség kellő szinten tartása kedvezően befolyásolja a bogyók színét. A szomszédos növények árnyékolása következtében — amikor közvetlen napsütés nem éri a bogyókat — a lycopintartalom számottevően emelkedik. Paradicsomállományban végrehajtott horizontkorlátozás méréseink [7], valamint talaj- és bogyóhőmérséklet méréseink eredményeiből levont következtetések ezeket a megfigyeléseket igazolják.

Az ismertetett dolgozatok szinte egybehangzó véleménye szerint a piros szín kialakulása 10 és 30 fok közötti hőmérsékleten mehet végbe. Nyilvánvaló, hogy ez az aránylag nagy, 20 fokos intervallum a lycopinképződés alsó és felső határát jelöli meg — vagyis azt a két hőmérsékleti határértéket, amikor ez a festékanyag már (10 fok), illetve még (30 fok) képződhet. Találtunk utalást [2] a legkedvezőbb szín kialakulására (27 és 18 fok között) is, ami saját tapasztalatainkkal megegyezik.

A közölt forrásmunkákból nem tűnik ki, hogy a megadott hőmérsékleti értékek honnan származnak. Szabályszerűen fölállított hőmérőházakban mért értékek-e, vagy esetleg más, ettől eltérő magasságban történtek a hőmérsékletmérések? Föl-tételezhetjük, hogy a szabadföldi megfigyelésekre vonatkozó hőmérsékleti adatok meteorológiai állomások szabályszerű megfigyelései. Ezt a körülményt pedig szükséges hangsúlyozni, mert pl. a paradicsombogyók belsejében, a talajtól 10—20 cm magasságban mért hőmérsékleti megfigyeléseink azt mutatják, hogy a bogyókban a hőmérséklet alakulása, szélső értékei, napi menete lényegesen különbözik a 2 m magasságban, hőmérőházban mért adatoktól. Ez nyilvánvaló. Megfigyeltük — paradicsombogyókban végzett termisztoros hőmérsékletméréseink során —, hogy pl. augusztusban, szélcsendes, derült napokon, amikor a léghőmérséklet hőmérőházban mért legmagasabb értéke elérte, vagy meghaladta a 30 fokot (hőség nap), a paradicsombogyók hőmérséklete mintegy 10—12 órán keresztül 30, 8—10 órán át pedig 35 fok fölött volt. A talaj közelében levő, vagy a talajfelszínnel érintkező bogyók 1—3 órán keresztül 40—45 fokot elérő, vagy ezt meghaladó hőmérsékletre is fölmelegedhetnek. Előfordult már (1961. augusztus 10-én, 12 órakor), hogy 58,5 fok

bogyóhőmérsékletet észleltünk. E napon 4 óran keresztül (11—14 óra) 50 fok fölélt volt a vizsgált bogyó hőmérséklete. A léghőmérséklet csúcsértéke 16 óra körül állt be, s 36,2 fokot ért el. A vizsgált paradicsom ekkor már árnyékba került. Megjegyezzük, hogy a bogyóhőmérséklet méréseket talajfelszínen fekvő, de tővön levő paradicsomban hajtottuk végre.

Augusztusi derült, anticiklonális időjárási helyzetekben végzett észleléseink során azt tapasztaltuk, hogy ha 2 m-en 17—19 fokos a napi léghőmérsékleti ingás, akkor a paradicsombogyókban általában 22—24 fok a hőmérséklet ingása. Felhős, illetve borult napokon 11—12 fokos léghőmérsékleti ingás mellett a bogyókban 19—20 fokos napi hőmérsékleti amplitudót tapasztaltunk.



1. ábra. A paradicsom, a levegő és a talaj hőmérsékletének napi menete 1962. augusztus 6—7-én: 1. Léghőmérséklet, 2 m. 2. Talajhőmérséklet, 5 cm (óráközep). 3. Paradicsomhőmérséklet. 4. Paradicsomhőmérséklet (óráközep)

Fig. 1. Diurnal variation of tomato crop temperature, air temperature and soil temperature, August 6—7, 1962.: 1. Air temperature at 2 m. 2. Soil temperature at 5 cm (hourly average). 3. Temperature of the tomato crop. 4. Temperature of the tomato (hourly average)

A hőmérséklet menetének szemléltetésére kiválasztottuk az 1962. augusztus 6-án 18 órától 7-én 17 óráig végrehajtott méréseinket. A mérés egész időtartama alatt szélcsendes, derült idő volt. A hőmérőházban mért legalacsonyabb hőmérséklet 16,4, a legmagasabb pedig 34,3 fok volt. Termesztörös hőmérsékletméréseket ikersoros paradicsomállományban végeztünk. Mértük itt a talaj hőmérsékletét 5 cm mélységben, a sorokra merőlegesen 10 cm-enként. Mértünk továbbá bogyóhőmérsékleteket a talajfelszíntől számított 10—15 cm magasságban. Ezeknél a megfigyeléseknél figyelemmel voltunk arra, hogy mérjük a lombárnyékban levő és a napsütés hatásának kitett bogyók hőmérsékletét is (keleti oldal). A mérési eredmények egy részét az 1. ábrán közöljük. Az ábra feltünteti a léghőmérséklet menetét 2 m magasságban, egy délelőtti és koradélutáni órákban napsütésnek kitett bogyó hőmérsékletének alakulását, valamint az összes mért bogyó hőmérsékleti óráközepeit. Feltüntettük még az ikersoros állományban, 5 cm mélyen mért talajhőmérsékletek óráközepeit is. Láthatjuk az ábráról, hogy 18 órától — a mérések kezdetétől — a hőmérséklet mindhárom közegben egyenletesen csökken. A levegőben és a paradicsombogyókban ez az állapot reggel 5 óráig tartott. A talajban 6 órakor állt be a minimum. 5 órától kezdve mind a levegő, mind pedig a bogyók hőmérséklete emelkedett. A legalacsonyabb hőmérséklettől a maximum beálltáig a levegőben 1,8,

a napsütésnek kitett paradicsomban 3,6, a bogyók átlagában pedig 2,5 C fok/óra volt a hőmérséklet emelkedésének mértéke. Az 5 cm mélységben mért talajhőmérsékletnél viszont átlagosan 1,2 C fok/óra emelkedést találtunk. Az ábra szemlélteti a hőmérsékleti menetek alakulását. Tekintettel arra, hogy a tövek keleti oldalán levő bogyók hőmérsékleteit figyeltük, nyilvánvaló, hogy a Nap járásától függően az árnyékban levő bogyók hőmérséklete alacsonyabb, a közvetlen napsütés hatásának kitett paradicsomokéhoz képest.

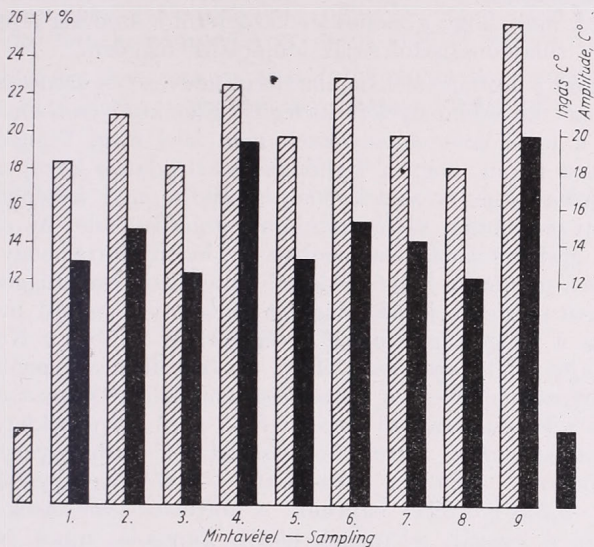
A továbbiakban nem kívánunk részletesen foglalkozni a tövön levő bogyók hőmérsékletének alakulásaival. Célunk a hőmérséklet és a szín alakulása közötti összefüggések vizsgálata. Ezeket a megfigyeléseket azonban szükségesnek tartottuk közölni, mivel — mint láttuk — az irodalomban található adatok szerint a 30 fokot elérő, vagy azt meghaladó hőmérsékletet tüntetik föl, a színt hátrányosan befolyásoló tényezőként. Ez kétségtelen, ha léghőmérsékletről van szó. Tisztában kell lennünk viszont a léghőmérsékleten kívül a bogyóhőmérséklettel és napi menetének alakulásával is. A lycopin elbomlását és kialakulását befolyásoló hőmérsékleti értékeket ilyen szempontból is érdemes lenne felülvizsgálni.

Mind a paradicsomnemesítők és termesztők, mind pedig a földolgozó üzemek nagy súlyt fektetnek a színek lehető pontos meghatározására. Ezek a vizsgálatok kezdetben szubjektív módon történtek [8]. Összehasonlítási alapul színmintagyűjtemény szolgált. Ma már a kérdés nagy fontossága miatt a színvizsgálatokat pontos műszeres megfigyelésekkel hajtják végre. *Bontovits* [8,9] részletesen ismerteti a paradicsomnemesítés és földolgozás céljait szolgáló színmeghatározások elvi és gyakorlati módjait a Hilger-féle fényelektromos fotométerrel, valamint a Beckman-féle spekrofotométerrel. A színmérések általános fizikai elveit nem ismertetjük, hanem utalunk az ide vonatkozó szakirodalom egy részére, pl. *Bárány* [10] és *Bátori* [11] munkájára. Mégis szükségesnek véljük a színmérés elvének egészen rövid ismertetését a vizsgálatok könnyebb érthetősége miatt.

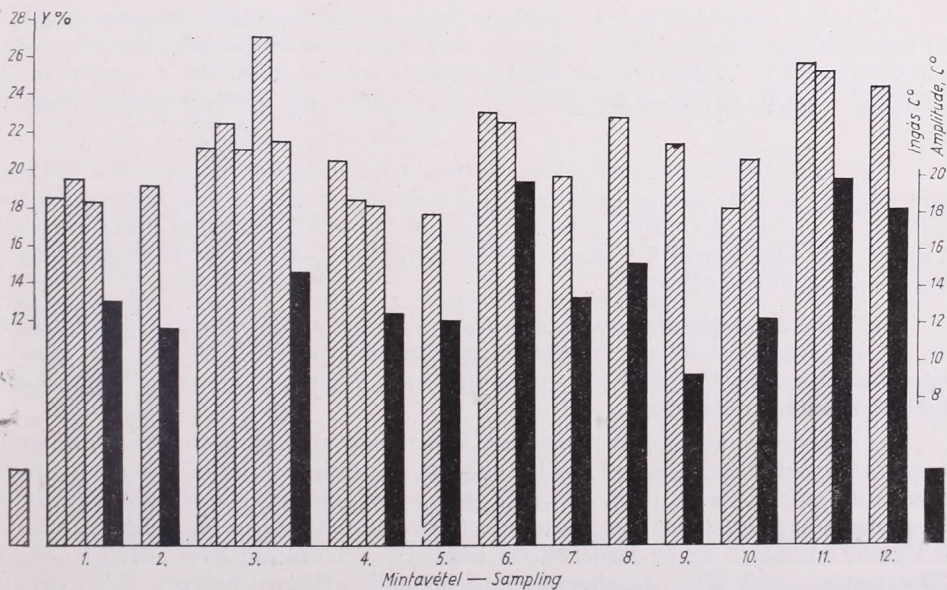
A Nemzetközi Világítási Bizottság által kidolgozott színmeghatározó módszer értelmében egy háromszög csúcsain elhelyezett 700,0 $m\mu$ hullámhosszú vörös, 546,1 $m\mu$ hullámhosszú zöld és a 435,8 $m\mu$ hullámhosszú kék színt választották alapszíneknek. Ezeket a színeket egymással tetszés szerint keverhetjük, s ennek eredményeként a kapott szín a háromszög területén belül helyezkedik el. A középpontban van a fehér szín. Tekintettel arra, hogy a különböző arányokban kevert színek lehetnek sötétek vagy világosak, éppen ezért a háromszög középpontjában levő fehér pont helyét térbeli elképzeléssel ki kell egészítenünk, 3. dimenzióba kell helyezniünk. Így a kiemelkedő csúcs az abszolút fehér, az alapon levő pedig az abszolút fekete szín lesz. Az abszolút fekete értékét 0, a tökéletes fehérét pedig 100%-nak minősítik és $Y\%$ értékben adják meg a pontosan meghatározott szín tónusát, sötét vagy világos voltát, az ún. világossági tényezőt. Ennek értelmében minél nagyobb szám a $Y\%$, annál világosabb a vizsgált szín, és megfordítva. Paradicsomnál általában kedvezőnek mondható a 15% körüli Y érték.

A pontos színmérések eredményeit x , y és z , valamint $Y\%$ értékben adják meg. Az x , y és z értékek a vizsgált szín összetevőit adják. Egy mérési sorozatból származó adattömeg földolgozása — esetünkben hosszadalmas és fölösleges munkát jelentene. Vizsgálatainknál az érett paradicsom színtónusa, sötét vagy világos volta érdekelt bennünket. Ha föltételezzük és elfogadjuk azt a körülményt, hogy a piros színt adó lycopin a hőmérséklet hatására elbomlik, illetve kialakul, és ennek következtében az általában vörös színű paradicsom alapszínéhez képest világosabb lesz — és megfordítva —, akkor kézenfekvő, hogy a továbbiakban az $Y\%$, vagy világossági tényező értékeivel dolgozunk.

A földolgozáshoz szükséges $Y\%$ adatokat a Duna—Tisza-közi Mezőgazdasági Kísérleti Intézet Laboratóriuma határozta meg és adta rendelkezésünkre. Így földolgoztuk a Kecskeméti törpe 1958., 1961. és 1962. évi 3-3 mintavételéből számított



2. ábra. A szedés előtti nap hőmérsékleti ingása és a Kecskeméti-törpe $Y\%$ -a
 Fig. 2. Temperature amplitude on the day before harvesting, related to the values of the $Y\%$ parameter of "Dwarf of Kecskemét" crops



3. ábra. A szedés előtti nap hőmérsékleti ingása és a 8 fajta $Y\%$ -a
 Fig. 3. Temperature amplitude on the day before harvesting and $Y\%$ values for 8 different sorts of tomatoes

összesen 9 adatát, valamint ugyanezen évekből származó összesen 8 fajta (6 kecskeméti és 2 külföldi, de már meghonosított fajta) 23 adatát. A legkorábbi mintavétel augusztus 4-i (1961.), a legkésőbbi szeptember 18-i (1958.).

A színmeghatározásokat Hilger-féle fényelektromos fotométerrel végezték.

Megjegyezzük még, hogy a zsendülés kezdetétől a szedésig eltelt idő általában 1—2 hét, a fajta tulajdonságától és az időjárástól függően.

Ha érés idején a léghőmérséklet alakulása kedvező, a szedésre kerülő paradicsom színe a piaci követelményeket kielégíti. Ellenkező esetben a bogyók színe világos, sárgás, a piaci követelményeknek nem felel meg. Vizsgálatainkban arra próbáltunk választ kapni, hogy a léghőmérsékleti adatok közül melyik értéknek lehet itt döntő jelentősége. Kézenfekvőnek látszik a napi középhőmérséklet vagy a léghőmérsékleti maximum, illetve minimum számbavétele. Az első tájékoztatás céljára készített grafikus ábrázolás azonban azt bizonyította, hogy a szedést megelőző napon csak a minimum hőmérséklettel mutatkozik összefüggés, de ez is ellentétes. Viszont igen meglepő, jó összefüggést mutatott a szedést megelőző nap hőmérsékleti ingása a világossági tényező értékeivel. A 2. ábra a Kecskeméti törpe, a 3. pedig a 8 fajta adatkészletét szemlélteti. Az összefüggések pontosabb és részletesebb tanulmányozása érdekében korrelációs számításokat végeztünk az $Y\%$ értékek, valamint a szedést megelőző napok (1—5 nap) hőmérsékleti adatai között. A napi középhőmérsékletekkel végrehajtott számítások eredményeként az első napra $-0,137$, a másodikra $-0,292$, a harmadikra $-0,478$, a negyedikre $-0,333$, az ötödikre pedig $-0,233$ r értéket kaptunk. A korrelációs számítások eredményei azt bizonyítják, hogy a vizsgált jelenségek között kapcsolat nincs, és a számított r értékek még $P = 10\%$ -os szinten sem szignifikánsak.

A következőkben a napi maximum adatait hoztuk összefüggésbe az $Y\%$ értékeivel. Ez esetben a szedést megelőző naptól kezdve $0,475$, $0,130$, $-0,187$, $-0,109$ és $-0,385$ r értéket kaptunk, tehát ez esetben sincs összefüggés.

A szedést megelőző napok léghőmérsékleti minimumai már lényegesen jobb, de fordított összefüggést adtak. Így az első napra $-0,759$, a továbbiakra pedig $-0,809$, $-0,593$, $-0,515$ és $-0,369$ korrelációs értéket kaptunk. A szedést megelőző nap r értéke 2,0, a szedés előtti két nap értéke pedig $0,1\%$ -os szinten szignifikáns.

A 2. és 3. ábra részben már bizonyította a napi hőmérsékleti ingás és a világossági tényező közötti szoros összefüggést. A számítások szerint a Kecskeméti törpe fajtánál az első napon $0,916$, a többin pedig $0,773$, $0,517$, $0,541$ és $0,414$ r értéket kaptunk. Az első napon 0,1, a másodikon pedig $2,0\%$ -os szinten is szignifikáns a korrelációs együttható értéke.

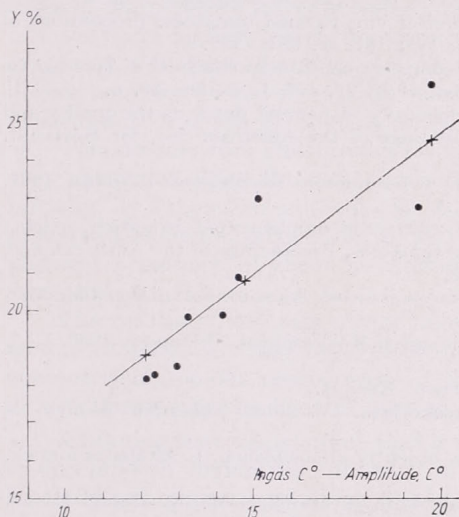
A 23 minta sorozatból már csak a hőmérsékleti ingást hoztuk összefüggésbe az $Y\%$ értékekkel. A kapott korrelációs együtthatók: $0,720$, $0,710$ ($0,1\%$ -os szinten szignifikánsak), $0,500$, $0,514$ (2% -os szinten szignifikánsak), és az 5. napra $0,388$ korrelációs értéket kaptunk.

Az ismertetett adatok arra engednek következtetni, hogy a szedést közvetlenül megelőző napok hideg éjszakái rontják a színt, de ugyancsak hátrányos a nagy napi hőmérsékleti ingás is. A hideg éjszakák és a nagy hőingású napok között találunk bizonyos összefüggést, ha meggondoljuk, hogy augusztus — e hónapból származik a legtöbb minta — az év legderültebb hónapja. A borultság havi középértékének 50 évi átlaga csak 39% . Gyakori az anticiklonális időjárási helyzet. Ezzel együtt jár a derült éjszaka és nappal. Éjjel erős a hőkisugárzás, nappal viszont erős a fölmelegedés. Így a nappalok és az éjszakák között nagy a hőmérsékleti ingás. Ennek 50 éves középértéke augusztusban a legnagyobb, $13,1$ fok (Kecskeméten).

Esetünkben tehát az időnként előforduló kedvezőtlen színeződés oka az anti-ciklonális időjárási helyzetek gyakoriságában, illetve az ekkor föllépő nagy hőmérsékleti ingásokban keresendő.

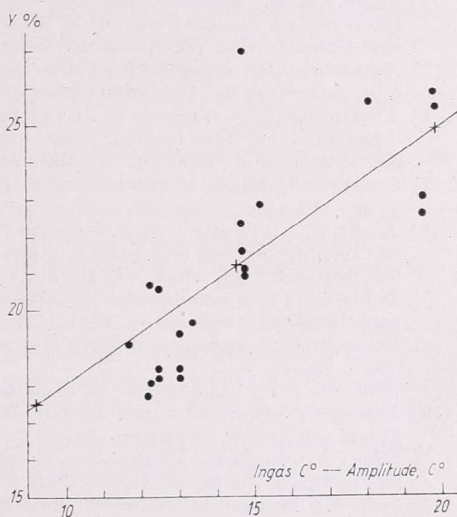
Amint láttuk, a kedvező, vagy kedvezőtlen szín kialakulását a szedés előtti első és második nap hőmérsékletalakulása döntő módon befolyásolja. De különösen a szedést megelőző nap hőmérséklete gyakorol jelentős hatást a színre.

Mivel a többi napokon nem tapasztaltunk olyan nagymértékű összefüggést, a továbbiakban csak a szedést megelőző nap hatását vizsgáljuk.



4. ábra. A Kecskeméti-törpe Y%-a és a szedés előtti nap hőmérsékleti ingása közötti összefüggés

Fig. 4. Relation between Y% values of the "Dwarf of Kecskemét" crops and temperature amplitudes on the day before the harvest



5. ábra. A 8 fajta Y%-a és a szedés előtti nap hőmérsékleti ingása közötti összefüggés

Fig. 5. Relation between Y% values for 8 different sorts of tomatoes and temperature amplitudes on the day before the harvest

Regressziószámításokat [12] is végeztünk az eddig tapasztalt összefüggések igazolására. Nézzük meg először a Kecskeméti törpe Y% adataiból, valamint a szedés előtti nap hőmérsékleti ingás-adataiból készített regresszió ábráját (4. ábra). Ebből kitűnik, hogy a koordináta-rendszerbe helyezett adatpárok pontjai, illetve a regressziós egyenletről szerkesztett egyenes határozottan jobbra fölfelé irányuló. A regressziós koeficiens értéke 0,831, s ez az érték $P = 0,1\%$ -os szinten szignifikáns. Ez annyit jelent, hogy általában minden hőmérsékleti ingás-fokra 0,8% világossági tényező változás esik. Tehát, ha növekszik a hőmérsékleti ingás, növekszik a világossági tényező értéke is.

A 8 fajta 23 adatpárjából is megszerkesztettük a regressziós egyenest (5. ábra.) A regressziós koeficiens értéke itt 0,666, s ez $P = 0,1\%$ -os szinten szignifikáns. Ez esetben tehát egy hőmérsékleti ingás-fok különbségre átlag 0,7%-nyi Y% változást várhatunk.

Összegezve az elmondottakat: a paradicsombogyók piros színe — helyesebben világos vagy sötétebb volta — nagymértékben függ a szedést megelőző nap hőmérsékleti ingásának nagyságától. A hideg éjszakák és a meleg nappalok közötti nagy

hőmérsékleti különbség a bogyókban még csak fokozódik. Véleményünk szerint tehát, különösen augusztusban, a nagy léghőmérsékleti ingású napok után szedett paradicsom színe romlik, illetve a világossági tényezőt jelentő $Y\%$ érték emelkedik.

TRODALOM

- [1] *Euler, H.—Karrer, P.—Krauss, E.*: Zur Biochemie der Tomatenfarbstoffe. *Helvetica Chimica Acta*. 1931. 14. sz. 154—162. o.
- [2] *Sayre, Ch. B.—Robinson, W. B.—Wishnietzky, W. B.*: Effect of temperature on the color, lycopene and carotene content of detached and of vine-ripened tomatoes. *Proceedings of the American Soc. for Horticult. Sci. Ithaca*, 1953. 61. sz. 381—387. o.
- [3] *Bertozzi, U.*: Il colore del pomodoro e il suo comportamento a trattamenti di lavorazione e di conservazione. *Industria Conserve, Parma*, 1957. 32. évf. 1. sz. 36—39. o.
- [4] *Yamaguchi, M.—Howard, F. D.*: Effect of ripeness and harvest dates on the quality and composition of fresh canning tomatoes. *Proceedings of the American Soc. for Horticult. Sci. East Lansing*, 1960. 76. sz. 560—567. o.
- [5] *Szilágyi T.*: Egyes időjárási tényezők hatása a paradicsom minőségére. *Időjárás*, 1963. 2. sz. 113—117. o.
- [6] *Moore, J. N.—Kattan, A. A.—Fleming, J. W.*: Effect of supplemented irrigation, spacing and fertility on field and quality of processing tomatoes. *Proceedings of the American Soc. for Horticult. Sci.* 1958. 71. sz. 356—368. o.
- [7] *Szilágyi T.*: Talajhőmérséklet- és horizontkorlátozásmérések ikersoros paradicsomállományban. *Időjárás*, 1963. 3. sz. 174—177. o.
- [8] *Bontovits L.*: A paradicsom színe. *Élelmiszervizsgáló Közlemények*. Budapest, 1960. 1—2. füzet, 12—21. o.
- [9] *Bontovits L.*: A szín mérése az élelmiszeriparban. *Kézirat*.
- [10] *Bárány N.*: Optikai műszerek elmélete és gyakorlata. IV. kötet. *Nehézipari Könyv- és Folyóiratkiadó*. Budapest, 1952.
- [11] *Bátori F.*: Színmérés alkalmazása a textilipari objektív minősítésben. I. Általános alapok. *Könyv- és Folyóiratkiadó*, Budapest, 1963.
- [12] *Sváb J.*: Statisztikai módszerek mezőgazdasági kutatók számára. *Mezőgazdasági Kiadó*, Budapest, 1961.

(A kézirat beérkezett: 1963. november 5-én.)

*

A CONNECTION BETWEEN THE COLOUR OF TOMATO CROPS AND AIR TEMPERATURES

The market value of tomato crops is determined by a considerable number of quality characteristics. As an example, the beautiful red colour of tomatoes is also one of the important requirements. Pale red or yellowish colours are decreasing the value. The characteristic colour of matured tomato fruits is determined by the quantity and distribution of lycopene that is containing a red pigment. The lycopene content of tomato fruits is influenced by the action of a thermolabile kind of enzyme. Numerous research workers [1, 2, 3, 4 and 5] have been considering this subject. It is known from available literature, that the main factor influencing the quality of a tomato crop consists in the weather conditions prevailing during the maturation period and on the days of harvesting. The appearance of an unsatisfactory coloration was observed at temperatures above 30 degrees centigrade. Other workers [6] supplied the information that crop coloration is favorably influenced by close placing of the plants, at a distance of 45 cm one of the other, and also by a sufficient amount of soil humidity. As a result of shadowing by neighbouring plants, the lycopene content is considerably increased [7].

In anticyclonal weather situations with a clear sky, occurring in the course of August, we have found that in the presence of an amplitude of 17 to 19 degrees centigrade in air temperature (observed at a height of 2 m above ground level), the amplitude of the temperature of the tomato fruits is equal to 22 to 24 degrees. On cloudy or overcast days with an amplitude of air temperature of 11 to 12 degrees the amplitude of fruit temperatures was found to be 19 to 20 degrees.

From the results of our observations, we are presenting a case corresponding to strongly developed diurnal variation. Part of the results is to be found in *Fig. 1*. During the whole observation period, the weather was windless and cloudless. The rates of temperature increase were during the time interval between the occurrence of lowest and highest temperatures, equal to 1,8 degree/hour in the case of air temperatures, 3,6 degree/hour in temperatures of fruits receiving insolation, and 2,5 degree/hour for the average crop temperature. The increase of soil temperatures, measured at a depth of 5 cm, was found to be equal to 1,2 degree/hour.

Tomato selectors and producers, as well as the tomato processing industry are very particular about the most accurate determination of colouring. This was done, initially, by subjective methods [8]. At present, colour determinations are made by precise instrumental procedures [8, 9]. We are omitting the description of the general physical principles of these measurements. This point is adequately covered by literature [10, 11].

The results of accurate colour determinations are given by values of the parameters called x , y , z and by a percentage value Y . The parameters x , y and z are characterizing colour components of the sample under observation. The quantity Y is connected to the hues of a given colour in respect of brightness or darkness.

Assuming that the lycopine that is responsible for the red coloration of tomatoes is decomposed under the influence of high temperatures, by which process the basically red crops are receiving a paler coloration—and assuming also the existence of the reverse of this influence it is obvious that further investigations are to be conducted on the basis of determinations of Y , called the brightness factor.

We have analyzed data corresponding to the tomato "Dwarf of Kecskemét" from 9 samples of the crops in the years 1958, 1961 and 1962, three samples of each year, and compared them to 23 samples from 8 other sorts of tomatoes. Colour determinations have been executed by using the Hilger photo-electrical photometer.

By a graphical representation, destined to yield preliminary information, it is shown that, in respect of temperatures occurring on the day before the harvest, only minimum temperatures are exhibiting a connection with the coloration of the crops, and even this correlation is a negative one. On the other hand, there appears a surprisingly good correlation between the value of the temperature amplitude on the day before the harvest and the values of the brightness factor (*Figs. 2 and 3*). In order of a more detailed investigation, correlation coefficients have been computed between the Y values and the temperature data from the days preceding the harvest (1 to 5 days before harvest). Correlation coefficients with diurnal mean temperatures have been found to be, for the day immediately before the harvest, minus 0,292, for the previous day minus 0,333 r , for the third preceding day minus 0,478, for the fourth one minus 0,333 r , and for the fifth one minus 0,233 r .

Now we are correlating highest diurnal temperatures to the values $Y\%$. By enumerating the days preceding the harvest in the same order, the values are 0,475 r , 0,130 r , minus 0,187 r , minus 0,109 r and minus 0,385 r , respectively.

Lowest diurnal temperatures are yielding considerably better correlations, though in the opposite sense. The correlation factors are, enumerated in the same order, minus 0,759, minus 0,809, minus 0,593, minus 0,515 and minus 0,369.

Even the figures 2, and 3, are containing some pieces of evidence in the sense that a close connection is existing between diurnal temperature amplitudes and the brightness factor. The computations are yielding for "Dwarf of Kecskemét" crops 0,916 *r*, 0,773 *r*, 0,517 *r*, 0,541 *r* and 0,414 *r*, respectively. The correlation factor has for the first day a significance level of 0,1% and, for the previous day, a significance level of 2%.

For the 23 samples corresponding to other sorts of tomato crops, solely the values of temperature amplitudes have been correlated to the values of *Y*. The obtained correlation coefficients are, still in the same order of enumeration, 0,720, 0,710 (both significant ones on the 2,0% probability level), 0,500, 0,514 (significant at the 2% probability level), and, finally, for the fifth day, 0,388.

These data are leading to the conclusion, that cool nights occurring in the period before harvest are influencing defavourably the coloration of crops, but, on the other hand, high values of the diurnal temperature amplitude are equally undesirable. There is some connection between cool nights and strong diurnal temperature variations, as the month of August—the greater part of the samples emanating from this part of the year—is to be considered, in this country, as the month having the least nebulosity. The normal monthly mean value of nebulosity is equal to 39% only. Anticyclonal weather situations are occurring with a rather high frequency.

In order to find further evidence for the above relations, regressional computations have been undertaken. It has been found that the value of the regression coefficient is (for the day preceding the harvest) equal, in the case of the "Dwarf of Kecskemét", to 0,831 (*Fig. 4.*), this value being significant at the probability level of $P = 0,1\%$. In other words, every degree of temperature amplitude is corresponding to a change of 0,8% in the value of the brightness factor.

A regression line has been equally constructed for the 23 samples of 8 sorts of tomatoes (*Fig. 5.*). In this case, the regression coefficient is 0,656 and it is possessing significance at the $P = 0,1\%$ probability level. In this case, every degree of temperature amplitude is corresponding to a 0,7% variation in the $Y\%$ parameter.

Accordingly, we are of the opinion that, particularly in the course of the month August, tomato crops that have been harvested after the occurrence of strong temperature fluctuations, are possessing worse coloration, that is, the value of the parameter $Y\%$, characterizing the pale coloration of the crop, is increased.

OROSZLÁNY ISTVÁN: *Vízgazdálkodás a mezőgazdaságban*. 304 (A/5) oldal, 150 ábra, 68 táblázat, 45 fénykép. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 1963.

Az ízléses kivitelben megjelent könyv a mezőgazdaság kultúrtechnikai jellegű vízgazdálkodási kérdéseivel foglalkozik. A hazai és a külföldi tapasztalatokat, valamint a kísérleti munkák eredményeit összefoglaló mű elsősorban oktatási célokat szolgál, de hasznos támpontokat találhat benne az öntözési és más mezőgazdasági szakember is a nagyüzemi mezőgazdasági termelés vízgazdálkodási feladatainak szakszerű megszervezéséhez és gyakorlati végrehajtásához.

A bevezetőben a szerző megállapítja, hogy éghajlati viszonyaink között mezőgazdasági termelésünket a túlzottan csapadékos időjárás éppen úgy korlátozhatja, mint az aszályos időszakok kevés, vagy kedvezőtlen eloszlású csapadéka. A vízgazdálkodási munkáknak tehát a vízvezetésre (belvízvédelem) és a vízdaszállításra (öntözés) egyaránt ki kell terjednie, és elsősorban arra kell irányulnia, hogy a szélsőséges éghajlataink eredményeként egyaránt jelentkező *vízkarok* és *aszálykárók* a minimálisra csökkenjenek. Minthogy a Kárpát-medence szélsőséges éghajlata igen bonyolult és változatos helyzet elé állítja a vízgazdálkodás kérdéseivel foglalkozókat, ezért a szerző a műszaki megoldások részletes ismertetése helyett elsősorban olyan alapvető összefüggéseket és módszereket tárgyal, amelyek ismeretében a mezőgazdász bármilyen különleges helyzetben meghatározhatja gyakorlati tennivalóját.

A mű tíz fejezetében (vízháztartási vizsgálat, vízmérés, vízemelés, árvédelem, belvízvédelem, talajvédelem, vízrendezés a mezőgazdasági üzemekben, halastavak, öntözés, vízgazdálkodás) — a második és a harmadik kivételével — tárgyalt kérdések valamilyen formában összefüggenek a meteorológiai elemekkel, főképpen a csapadékkal, a párolgással és az evapotranspirációval. E három tényező határozza meg elsősorban azt, hogy adott talajviszonyok mellett a tenyészidőszakban milyen irányú vízgazdálkodást kell folytatni a mezőgazdasági termelés növelése érdekében. Hogy a csapadék, a párolgás és az evapotranspiráció vízháztartásbeli szerepével aránylag mégis röviden foglalkozik a szerző, nyilván annak tulajdonítható, hogy a két utóbbi tényező vízháztartásbeli szerepének beható tanulmányozása csak az elmúlt években kezdődött el.

A sok gondolatot keltő mű tanulmányozását feltétlenül ajánljuk mindazoknak, akik a mezőgazdaság vízgazdálkodási problémáinak gyakorlati és elméleti megoldását előbbre kívánják vinni. Úgy véljük, a kutató-meteorológusok — a párolgásra, az evapotranspirációra, az öntözési normákra és az öntözéses időpontjának meghatározására vonatkozó eredményeikkel — különösen sokat tehetnek azért, hogy a jövőben megjelenő, hasonló témájú szakkönyvekben a felszín vízháztartásának meteorológiai komponenseit is *mért* adatok alapján tárgyalhassák.

Antal Emánuel

Symposium on Genetics and Wheat Breeding (*Búzaatermesztési és genetikai szimpoziум*) 592 B/5-ös oldal, ábrákkal, táblázatokkal és mélynyomású melléklettel. Az MTA Mezőgazd. Kut. Intézetének kiadása, Martonvásár, 1962. (megjelenés éve: 1963.)

A Magyar Tudományos Akadémia Mezőgazdasági Kutató Intézetének 1962. június 12–14. között rendezett szimpoziuma jelentős siker volt mind a hazai mezőgazdasági növénynevelés és genetikai kutatómunka előbbrevitele, mind pedig az ilyen irányú külföldön folyó kutatások megismerése szempontjából. Igazolja ezt a megállapítást az a tény, hogy a szimpoziumnak 109 résztvevője volt, akik közül 33-an különböző országok legújabb kutatási eredményeit ismertették.

A szimpoziум teljes anyagát, mégpedig az *elhangzott* előadásoknál terjedelemben lényegesen többet tartalmaz ez a kötet, ti. a szimpoziumon kivonatosan ismertetett előadásokat kiegészített szöveggel, ábrákkal és táblázatokkal adja közre. A 39 előadáson kívül a szekciók elnöki megnyitói és a viták anyagát is magába foglalja.

Tartalmi szempontból nem tudjuk az impozáns anyagot méltatni, mivel az I. (fejlődéstani és jarovizációs kérdésekkel foglalkozó) és a II. (általános és sugárbiológiai problémákat tárgyaló) fejezet meteorológiai vonatkozást nem tartalmaz. A meteorológiai adatokat nem tekintjük meteorológiai vonatkozásnak. Az a körülmény, hogy ezekben a fejezetekben számos dolgozat szerzője hivatkozik a vizsgálatok éveinek időjárására, vagy a vizsgálatok színhelyének éghajlatára, még szintén nem teszi indokolttá, hogy velük akár kritikailag, akár méltatás formájában foglalkozzunk.

Annál inkább felkelti érdeklődésünket a III., a búza termesztési és ökológiai kérdéseivel foglalkozó fejezet. Nem tagadható, hogy az itt közölt tanulmányokban (a kötetben közölt összesen 39 előadás közül 22 ebben a fejezetben, illetve a szimpoziumnak ebben a szekciójában adott közre) igen sok értékes agrometeorológiai és agroklimatológiai tény, tanulság és következtetés látott napvilágot, de olyan, amelyik kimondottan agrometeorológiai tárgyú lenne, egy sincs. Mándy—Mesch: *Ecological requirements and yield of wheat varieties* c. értékes tanulmánya ezt a megállapításunkat — mint kivételt a szabályt — csak megerősíti. Ez a körülmény is arra mutat, hogy a martonvásári Kutató Intézet és az Agrometeorológiai Observatórium, vagy általánosabban kifejezve: a mezőgazdasági kutatók és a meteorológusok között a kapcsolat a szimpozium idejéig nem fejlődött annyira, hogy annak jó eredményei is megmutatkozhattak volna már ezen a jelentős seregszemlén. Erős a reményünk, hogy a szervezett formát öltő együttműködés megkezdése a két kutatási terület művelői között már a legközelebbi hasonló megmozdulás eredményeket is mutat majd fel, olyan eredményeket, amelyek nemcsak az azokat közlő szerzők érdemeit, hanem hazai búzatermelésünk mennyiségét is növelni fogják.

A kötet tetszetős kiállítása inkább a nyomda, mint a szerkesztés érdeme. Véleményünk szerint ugyanis a komoly tartalomtól stílusban, hangulateltő hatásában disszonánsan elüt a kötetet díszítő grafikai alkotásoknak a többsége (ilyenek: útjelző tábla, Beethoven-szobor, tengeri vitorlás a Balatonon, stb.). Ezeket még akkor sem tarthatjuk sikerültnek, ha egyikük-másikuk a szövegből hiányzó agrometeorológiát igyekeznek — nyilván nem tudatosan — pótolni. Ilyen rajzot láthatunk a 16. és a 100. oldalon.

Kéri Menyhért

ERDELYI ISTVÁN: Bemerkungen zum Temperaturgradienten von Gasen in einem Kraftfeld. (*Megjegyzések az erőterben levő gázok hőmérsékleti gradienséről*). Brennstoff-Wärme-Kraft, 15, 1, 25 (1963).

Ez a dolgozat egy meteorológiai szempontból is rendkívül érdekes gondolatot vet fel.

Ludwig Boltzmann a kinetikai gázelmélet összefoglaló klasszikus munkájában (Vorlesungen über Gastheorie) azt állította, hogy egy (nyilván egyensúlyi állapotban levő) gáztömegben mindenütt azonos hőmérsékletnek kell uralkodnia, még akkor is, ha a gázra külső erők hatnak.

A meteorológus előtt egy pillanatig sem lehet kétséges, hogy ez az elméleti alapon kimondott eredmény a légkörre nem érvényes. Legfeljebb arról lehetne szó, hogy igen kisméretű gázmennyiségekben a fellépő hőmérsékleti különbségek elhanyagolhatók. Abban az óriási gáztömegben viszont, amely a Föld légkörét alkotja, az izotermiáról szóló állítás nem tartható fenn, hanem nyilvánvalóan és triviális módon *érvénytelen*.

Egyébként elméleti úton is igazolható, hogy gravitációs erőterben levő gáztömegekben, mint amilyen a légkör, nem állhat fenn izotermia. Ezt a bizonyítást az előttünk fekvő cikk szerzője végezte el. Eredményeit először hazai folyóiratban tette közzé („Hőállapotok vizsgálata mechanikai erőterekben”, Energia és Atomtechnika, 1960.), az előttünk fekvő dolgozatban pedig a nemzetközi tudományos nyilvánosság előtt is megismétli.

A troposzféra függőleges hőcsökkenését az irodalom általában a konvekciós mozgások hatásának szokta tulajdonítani. Ennek az álláspontnak fontos támasztéka, hogy a troposzféra nagyobb magasságig terjed a Földnek azokon a vidékein, ahol a termikus konvekció erősen van kifejlődve, viszont alacsonyan végződik a sarkvidékek gyenge konvekciójú területei felett. Erdélyi azonban kimutatja, hogy a légkörben már tisztán a gravitációs térnek a hőmozgásokra gyakorolt módosító hatása miatt is fenn kellene állnia egy függőleges hőmérsékletcsökkenésnek még akkor is, ha konvekciós mozgások egyáltalán nem is volnának. A szerző első dolgozata számszerű adatokat is tartalmaz. A kiadódó függőleges hőmérsékleti gradiens érték nagyságrendileg jól egyezik a troposzférában ténylegesen észlelt gradiens értékekkel, az adiabatikus gradienssel pedig majdnem azonos (Erdélyi 0,98 °C/100 m gradienszet vezet le).

Természetesen bonyodalmat okoz — vagy legalábbis látszólagos bonyodalmat — az a tény, hogy a troposzféra felett hatalmas vastagságú olyan légköri tartományok következnek, amelyekben a hőmérséklet felfelé nem csökken, sőt következetesen és igen erősen emelkedik (úgy mint a felső sztratoszféra, az alsó mezoszféra, az alsó termoszféra). A függőleges hőcsökkenés korántsem általános tulajdonsága a légkörnek, hanem csak bizonyos légköri tartományokra szorítkozik, annak ellenére, hogy a többi tartományok is a gravitációs tér erőteljes hatása alatt állnak.

Továbbá éppen az említett légköri tartományok gyakorlatilag konvekciómentesek, ami látszólag legalábbis amellett szól, hogy a troposzféra függőleges hőcsökkenését viszont mégiscsak az ottani erős konvekciós hatásoknak kell tulajdonítanunk. Nyilvánvaló, hogy a kétféle felfogás csak úgy egyeztethető össze, ha figyelembe vesszük, hogy a sztratoszférában és az említett többi felfelé melegező rétegekben olyan hatások működnek, amelyek *túlkompenzálják* a gravitációs erőter által létrehozott hőmérsékleti effektust. Ilyen hatások származnak a sztratoszférában és a mezoszférában az ozonháztartásból, a termoszférában pedig a nagyfokú és felfelé egyre erősödő ionizációból és disszociációból.

Aujeszky László

A nagyvárosi levegőszennyeződés elhárításának kérdései. 98 oldal, 19 ábra, 25 szám-táblázat, 13 × 20 cm, kiadta a Budapest Fővárosi Közegészségügyi Járványügyi Állomás, Budapest, évszám nélkül.

Ha ez a tetszetős könyvecske csak a címében megjelölt fontos gyakorlati kérdéssel foglalkozna, a mögötte meghúzódó érdekes természettudományi probléma tárgyalása nélkül, akkor megelégedhetnénk azzal, hogy megjelenéséről csak néhány elismerő sorban emlékezzünk meg. A valóságban azonban a munka felöleli a légszennyezési meteorológia egész területének ismeretét: az elhárítási kérdések tárgyalása előtt jó összefoglalást nyújt a gyakorlati levegőkémia legfontosabb megállapításairól és vizsgálati módszereiről.

A munkát az alaposág és a könnyen érthető, világos tárgyalásmód jellemzi. Főbb fejezetei a következők: 1. *A levegő szennyező anyagai* (fontosságuk szerinti sorrendben egyenként tárgyalva: kéndioxid; kéntrioxid és kénsav; kénhidrogén; széndioxid; szénmonoxid; ózon; nitrogénoxidok; ammónia; klór; fluoridok; aldehidek; szénhidrogének; egyéb gázok; bűzők). 2. *A szennyező anyagok viselkedése a légkörben* (ez a munkának a szűkebb értelemben vett meteorológiai tárgyú fejezete): szél, függőleges egyensúlyi állapot, turbulencia, diffúzió, éghajlati hatások, Budapest éghajlata. 3. *Szennyező források* (elsősorban műszaki és tüzeléstechnikai kérdésekkel foglalkozik). 4. *A nagyvárosi levegő szennyezettsége* (külföldi adatok, városrendezési kérdések, a Fővárosi Tanács levegővédelmi rendelete).

Különleges érdekessége a munkának, hogy részletesen ismerteti a külföldön előfordult nevezetesebb smog-katasztrófákat (Meuse-völgy, Donora és London), mert ez az ismeretanyag eddig csak folyóiratokban szétszórtan volt megtalálható. A belgiumi Meuse folyó völgyét Meuse Valley-nek nevezi, ami helytelen, mert Belgiumban nem angolul, hanem franciául és flamandul beszél a lakosság.

A munka értékes tartalmi oldalával szemben a külső kiállítás már nem ilyen kifogástalan. A fejezetek és alfejezetek tagolása összefolyik egymással, ami a munka áttekintését zavarja. Ez elkerülhető lett volna, ha nem mindegyiket jelölik arab számjegyekkel, hanem a főfejezetek római számozást kapnak. Az 1. fejezetben az egyes szennyező anyagok tárgyalása ugyancsak összefolyik egymással, amit az alcímek megfelelő kiemelkedő betűtípussal való szedése útján el lehetett volna kerülni. A magyar szenek tulajdonságait összefoglaló igen érdekes táblázatban (39. old.) hiányoznak a táblafejek, ezért csak keresztretjényműszerekkel lehet kinyomozni, hogy a közölt 5 számoszlop közül melyik milyen adatokat tartalmaz.

A munka nagy belső értékére való tekintettel helytelennek tartjuk, hogy a kiadó intézmény feleslegesnek érezte a könyvön feltüntetni a szerző (vagy szerzők) nevét. Véleményünk szerint ennek az értékes és nagy körültekintéssel megírt szakmai munkának a szerzői megérdemelték volna, hogy a könyv élén saját nevük is szerepeljen és ők a szakkörök kivívott elismerésében részesülhessenek.

Aujeszky László

AUJESZKY LÁSZLÓ NYUGALOMBA VONULT

1963. december 31-ével, 36 évi szolgálat után, elérve a korhatárt, *Aujeszky László* dr., a fizikai tudományok kandidátusa, az Orsz. Meteorológiai Intézet Központi Előrejelző Osztályának vezetője nyugalomba vonult. Működése a magyar időjárás-történetében egybefűződik a bergeni meteorológiai iskola módszereinek átvételével. Az 1920-as évek végéig ui. szinte kizárólag az „izobár-szinoptika” módszerével készültek prognózisaink. Ő honosította meg a front-, és a légtömeg fogalmat a hazai napi időjelző szolgálatban és bevezette a közvetett aerológiai szemléletet is. Ezek között szerepelt a hegyi állomások adatainak és az ekvipotenciális hőmérsékletnek a felhasználása is.

Ezeket az új elveket és eljárásokat a legszélesebb körben igyekezett ismertetni. Elsősorban, mint a budapesti Tudományegyetem magántanára, 1937 és 1953 között tartott előadásain, de a népszerűsítés területein is. Elég itt utalnunk az olyan tudományos népszerűsítő művekben napvilágot látott tanulmányaira, mint a Természettudományi Társulat által kiadott „Léggör” c. munka II fejezetére, vagy az „Új fogalmak a meteorológiában” vagy a „Sztratoszféra” c. kis füzetekre. A földi léggörre vonatkozó tudásunk mai állását viszont az Akadémia Kiadó által 1957-ben megjelentetett „A légör fizikája” c., 286 oldalas műve (Általános Geofizika, III. kötet) foglalta össze az érdeklődő tudományos körök részére.

Mint meteorológus, életének nagyrészét a Prognózis-osztályon töltötte; 1950–1963 között ennek vezetője is volt. Itt szintén a legújabb módszerek (topográfia-térképek, rádiószonda adatok stb.) bevezetésének sürgetője volt.

Tőle származik az első magyarnyelvű felhőtani könyv: „A felhők világa”. Gyakorló természetjáróként sokat tett a turisták körében is a meteorológia fogalmainak közkinésztételéért, és a maga nemében egyedülálló, ügyes formájú összefoglalót adott számunkra a „Milyen idő várható” c. füzetecskéjében.

Tudományos munkása főleg a léggör energikészletének megállapítására irányult. A

függéyes légoszlop energiaviszonyaira vonatkozó értekezése az Orsz. Meteorológiai Intézet Beszámoló-köteteinek 1952. évi számában jelent meg. Ugyanitt látott napvilágot a léggör forgatónyomatékának meghatározását előző tanulmánya is, amely azután az *Acta Geologica*-ban is megjelent.

Igen sokat fáradozott a külföldi meteorológiai eredmények szakirodalmi ismertetése terén, legtöbbször éppen az *Időjárás* hasábjain. Kiváló nyelvtudását egyébként is sokszor volt alkalmunk megcsodálni, de ezt a tudását is arra használta fel, hogy hivatalos kongresszusokon, üléseken a magyar meteorológiai fejlődését segítse elő. A magyar kormány megbízottjaként 1947-ben ő írta alá a Meteorológiai Világszervezet megalakításáról Washingtonban hozott nemzetközi egyezményt.

Sokáig folytathatnók még *Aujeszky László* műveinek és tevékenységének felsorolását, ám távolról sem óhajtuk most munkásságának teljes képét adni. Hiszen meggyőződésünk, hogy a nyugalomba-vonulás nem jelenti számára az elszakadást tudományunktól; szellemi és testi erejének teljes frissességében távozott az operatív szolgálatból. Még sokat várunk Tőle és kívánjuk, hogy nagy szaktudását továbbra is gyümölcsöztesse a meteorológiai tudomány és ennek népszerűsítése érdekében. Ezzel a gondolattal búcsuzunk most Tőle, folyóiratunk nevében is, amelynek 1948–1950 között szerkesztője is volt. (*Berkes Z.*)

✱

EMLÉKEZÉS HABERLE KÁROLYRA, SZÜLETÉSÉNEK 200. ÉVFORDULÓJÁN

Kétszáz évvel ezelőtt, 1764-ben a thüringiai Erfurtban született *Haberle Károly* Konstantin Keresztély, a pesti egyetem egykori növénytan-professzora, a meteorológiai megfigyelések egyik lelkes úttörője.

Haberle kezdetben jogásznak indult. Éveken át hallgatott filozófiát az erfurti, majd a mainzi és erlangeni egyetemen. De már kora ifjúságától kezdve az időjárás eseményeinek köztötték le érdeklődését. Később Freibergbe kerül, ahol lengyel főúri tanítványának nevelőjeként maga is három évig folytat tanulmá-

nyokat a bányászati akadémián. Itt ismerkedik meg a természettudományokkal, amelyekben igazi élethivatását ismeri föl, s ehhez élete végéig hű marad.

Haberle kis iskolás korában megkezdte már az időjárási események rendszeres följegyzését. Saját följegyzéseit a régebbi időjárási események történeti adataival egészítette ki, s ezzel kora meteorológiai irodalmának figyelemreméltó művelőjévé vált. A kezdeti, inkább csak érdeklődésből fakadó meteorológiai megfigyeléseit a bányászati akadémián szerzett ismeretei, rendszeres iskolázottsága egyre elmélyültebbé teszi. Ennek tulajdonítható, hogy az akadémia befejeztével, amidőn magántudósként előbb Erfurtban (1803–1806), majd Weimarban (1807–1812) dolgozik, munkássága egyre jobban a meteorológiára terjeszkedik ki (*Kleine Witterungsanzeigen für Bürger und Landmann und jede Haushaltung für das Jahr 1810*. Weimar, 1810). Sorozatosan jelennek meg meteorológiai tanulmányai: 1810–1812-ben meteorológiai évkönyveket ad ki, amelyek mindinkább tankönyv jellegűvé válnak. Gondolatvilágát állandóan az időjárás előrejelzésének kérdései foglalkoztatják. Egyik művében még az időjárási jelenségek naponkénti följegyzésére dolgoz ki útmutatót (*Schema zum Eintragen der täglichen meteorologischen Beobachtungen*. Weimar, 1811), ugyanakkor másik műve már az időjósállással, mint külön tudományággal foglalkozik; újabb műve pedig a „tudományosan megalapozott” időjósítás könnyebb megtanulásához állít össze időjárási szabályokat (*Meteorologische Aphorismen zur Erlernung wissenschaftlicher Witterungsbeurtheilung*. Weimar, 1812).

1812-ben otthagyja Weimart. *Salm* Hugó gróf vendégeként Brünmben tölt egy esztendőt. Haberle még a freiberger bányászati akadémián ismeretséget kötött a később itthon ismert nevű bányageológusként befolyásos és vezető szerepet betöltő *Podmaniczky* Károssal. A ismeretség már Freibergben bensőséges barátsággá fejlődött. *Podmaniczky* biztatására 1813 októberében Budára költözik, majd több hónapot tölt *Podmaniczky* vendégeként ennek családi birtokán. E nagyvonalú mecénás támogatásával folytatja azután *Haberle* meteorológiai, növényteni és ásványtani megfigyeléseit és tanulmányait hazánkban is. *Kitaibel* Pálnak, a pesti egyetem növénytan-professzorának 1816-ban történt nyugalomba vonulásával versenypályázat révén nyeri el a botanikai tanszék professzori megbízatását. 1821. március 13-án *Haberle* Károlyt a pesti egyetem orvosdíszdoktorrá avatja.

*Haberle*nek botanikus professzorsága idején is változatlan az érdeklődése a meteorológia iránt. A növénytan tanításának megszervezése, a fűvészkert fölfejlesztése terén végzett munkásságának eredményes volta lehetővé teszi számára, hogy az időjárás kérdéseivel mind behatóbban foglalkozzék s megfigyeléseit

rendre közölhesse is. Az akkori magyar orvosi folyóiratban, az *Orvosi Tár*-ban 1831-től kezdve sorozatosan jelennek meg meteorológiai tárgyi közleményei. (*Időjárásbeli észrevételek 1831-ben a budai csillagász intézeti vizsgálatokból*. Orvosi Tár, 1831. — *Általános tekintet az 1832. évi időjárási viszontagságokra Pest vidékén. Időjárási észrevételek táblái 1832. január—március*. Orvosi Tár, 1832. stb.).

Sajnálatos, hogy a meteorológia iránt oltahatlan érdeklődést mutató, a légkörtant kora színvonalán álló tudományos megalapozottsággal, lelkesen művelő *Haberle* a véletlenek játéka folytán nem szentelhette életét teljes mértékben a meteorológiának. Egyen 68 éves korában egyetemi tanárként végképpen a meteorológia irányába fordulhatott, gyilkos kezek vetettek véget nemes életének: 1832-ben rablőgyilkosságnak esett áldozatul a pesti fűvészkert igazgatói lakásában.

Haberle Károly munkásságának eredményeit a magyar botanika történetiről tartják számon. Művei, ténykedése azonban a magyar meteorológiai tudomány történetének is értékes adalékot jelentenek. Ezért érdemes kiemelnünk meteorológiai munkásságát a feledés homályából születésének kettőszázadik évfordulóján. (Dr. Bugyi Balázs)

✱

ENSZ-ÖSZTÖNDÍJAS METEOROLÓGUSAINK

Az 1964. évi ENSZ-ösztöndíjasok sorában ismét szerepel magyar meteorológusok neve. Megtisztelő számunkra a Világszervezet részéről, hogy három szakemberünknek is lehetővé tette más országok meteorológiai szolgálatában az egyes szakterületeken folyó elméleti és gyakorlati munkák megismerését. *Czelnai* Rudolf főosztályvezetőhelyettes január 27-én utazott el a Szovjetunióba, ahol három hónapot tölt, majd féléves időtartammal Japánban folytatja tanulmányújt. Programjában a meteorológiai műszerek és az állomáshálózat racionális sűrűsége kérdésének tanulmányozása szerepel. *Szepesi* Dezső tudományos munkatárs, aspiráns február 1-én indult el az Egyesült Államokba. Kiküldetése egy esztendőre szól. Ezalatt hidrometeorológiai, légszennyeződési kérdésekkel foglalkozik, de alkalma nyílik a meteorológiai mesterséges holdak sokrétű felhasználásának behatóbb megismerésére is. *Varga-Haszonits* Zoltán tudományos munkatárs február 10-én a Szovjetunióban kezdte meg tanulmányait. Féléves ott-tartózkodás után hasonló időre Kanadába utazik. Az agrometeorológiai tájékoztatás és előrejelzés gyakorlati módszereit tanulmányozza. Reméljük, mindhárman szakmai ismeretekben meggazdagodva térnek haza és a szerzett tapasztalatok hasznosak lesznek itthoni munkájukban. (Tánczer T.)

a Lengyel Állami Hidrológiai és Meteorológiai Intézet főigazgatója 1963. végén nyugalomba vonult. 1901-benszületett, egyetemi tanulmányait 1924-ben fejezte be. Már fiatalon magas akadémiai kitüntetésben részesült, később a Lengyel Tudományos Akadémia tagjává választották 1948. óta egyetemi tanár.

Szoros kapcsolatot tartott fenn a Meteorológiai Világszervezettel, négy éven keresztül tagja volt a WMO végrehajtó bizottságának. Nyugalomba vonulása ellenére egyetemi tanárként tovább folytatja tudományos tevékenységét s továbbra is betölti az Akadémia Geofizikai Bizottságának elnöki tisztét.

Lambor professzornal személyi kapcsolatok is fűzik több magyar meteorológushoz. 1952-ben Budapesten járt és részt vett a Nemzetközi Meteorológiai és Hidrológiai Kongresszuson. Nyugalombavonulása alkalmából ösztönösen kívánunk Lambor professzornak jó egészséget és további sikereket. (Ambrózy P.)

*

MŰSZER-EGYSÉGESÍTŐ KONFERENCIA MOSZKVÁBAN

Az elmúlt év során Varsóban tartott igazgatói értekezlet ajánlása értelmében a Szovjet-unió Hidrometeorológiai Szolgálat 1964. február 24–28. között Moszkvában rendezte meg a szocialista országok meteorológiai szolgálatainak műszeregységesítési konferenciáját. Az értekezleten 1 bolgár, 1 csehszlovák, 3 keletnémet, 1 lengyel, 1 mongol, 2 román és számos szovjet szakértő vett részt; a Magyar Népköztársaságot dr. Czelnai Rudolf főosztályvezető helyettes és Mezösi Miklós osztályvezető képviselte.

Az értekezletet G. I. Golisev, a szovjet szolgálat főigazgatójának első helyettese nyitotta meg az állandó népgazdasági kiállítás hidrometeorológiai pavillonjában. A delegátusok az értekezlet elnökéül G. I. Golisevet, titkárául V. D. Karmanovot választották meg.

A konferencia az egyes államoktól már korábban betérjesztett dokumentumok alapján meghatározta, hogy a különböző meteorológiai mennyiségek mérésének milyen pontossággal és méréshatárral kell történnie, majd megvizsgálta azt, hogy a szolgálatokban jelenleg használt műszertípusok közül melyek felelnek meg a fenti követelményeknek. Az értekezlet ajánlása szerint a jövőben az állomáshálózat részére már csak az elfogadott műszereket szabad beszerezni, ezáltal fokozatosan az egységes specifikációjú műszerek, regisztrálók kerülnek majd bevezetésre. Kutatási célokra szolgáló műszerekre természetesen ez az ajánlás nem vonatkozik.

A rádiószondák terén az egységesítés már nehezebbnek látszik, mivel jelenleg a Szovjet-

unió kívül a csehszlovák, keletnémet és a lengyel szolgálat is saját rádiószonda-típus kidolgozásán fáradozik. A szovjet delegáció bemutatta az A₂₂-VII. típusú rádiószondát; vétele automatikusan történik, alkalmas a ferde távolság közvetlen mérésére — ún. transponder szonda —, és nem szükséges hozzá termokompensáció. A szovjet szolgálat komoly erőfeszítéseket tesz a magaslégtér mérések korszerűsítésére és ennek alapján a munkacsoport következő ülésére javaslatot terjeszt elő az aerológiai műszerek távlati fejlesztésére vonatkozóan.

A delegátusok részére tartott előadásában Golisev ismertette a szovjet szolgálatban 1970-ig végrehajtandó nagyszabású komplex automatizálási tervet, amelynek során több ezer automata állomást telepítenek a hálózatba és egyidejűleg teljesen átszervezik, korszerűsítik az adatfeldolgozást is.

Az értekezlet 7 ajánlást hozott, amelyek a Budapesten, ez év őszén ülésező igazgatói konferencia elé kerülnek jóváhagyásra. Az értekezlet munkája szívélyes légkörben zajlott le és a vendéglátók emlékezetes kultúrprogramról is gondoskodtak. A konferencia befejezésekor Fjodorov főigazgató búcsúfogadáson látta vendégül a delegátusokat.

(Mezösi M.)

*

DR. F. W. REICHELDERFER

az Egyesült Államok Meteorológiai Szolgálatának (US Weather Bureau) igazgatója 25 évi szolgálat után nyugalomba vonult. Utódja R. M. White lett.

Tanulmányait kémikusként kezdte, de nem sokára, mint szenvedélyes repülő, a meteorológiát választotta hivatásának. Lelkes szervezője és támogatója a meteorológiai mesterséges hold programnak.

Reichelderfer az Egyesült Államok meteorológiai szolgálatának a fejlesztése mellett igen nagy figyelmet szentelt a nemzetközi együttműködésnek. Tevékeny részt vett a WMO megalakításában, majd annak négy éven keresztül elnöke volt, később pedig, mint a WMO végrehajtó bizottságának tagja tevékenykedett (Ambrózy P.)

*

A WMO REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGÁNAK III. ÜLÉSE

A WMO Repülésmeteorológiai Bizottsága (CAEM) III. ülését részben együtt tartotta a Nemzetközi Polgári Repülési Szervezet (ICAO) meteorológiai és operatív főosztályának ülésével. A tárgyalások Párizsban 1964. január 20-tól február 15-ig tartottak. Az ülésen 63 állam és 8 nemzetközi szervezet képviselőjében több mint 200 delegátus jelent

meg. A Magyar Népköztársaság képviselőjeként *Orozai Zoltán* főosztályvezető helyettes, a CAeM magyar tagja és *Tölgyesi István* tudományos munkatárs vett részt az ülésszakon.

Az együttes ülések elnöke *A. Viaut* (Franciaország), alelnöke *J. E. Cole* (Kanada) és a CAeM lelépő elnöke, *S. de Sousa* (Portugália) volt. A CAeM külön tárgyalásait *S. de Sousa* és *Dr. K. P. Postma* (Hollandia) vezette. A munka oroszlánrésze négy nagy munka csoportban folyt, de ezek egyes részfeladatok megvitására, valamint az egyes határozatok megfogalmazására még számos *ad hoc* csoportnak adtak megbízást.

A WMO és ICAO együttes ülések 13 napirendi pontja három nagy téma köré csoportosítható: a) a repülésmeteorológiai észlelések problematikája, b) a légforgalmi társaságok és a pilóták számára történő előrejelzések kérdése, c) a repülésmeteorológiai számkulcsok és nyílt szövegű jelentések egységes összeállításának feladata.

Az automatikus leszállító berendezések felhasználásának érdekében, valamint a szuper-szonikus gépek üzembeállításával kapcsolatban nemcsak fokozni kell a repülőteri észlelések pontosságát, hanem új adatok észlelése is szükségessé válik. Így pl. fel kell venni a mérési programba a vertikális szelnyírás észlelését az alsó 60–100 m-ben; igen kívánatos lenne folytatni a kutatásokat a ferdelátás meghatározására és, ahol még nem történt volna meg, be kell vezetni a futópályamenti látás észlelését is. Tekintettel arra, hogy a repülőgépek felemelkedése, valamint a leszálló gépek felhőáttörése általában elég távol van egymástól, valamint arra is, hogy nagyobb repülőtereken egynél több futópálya van, a szél, látástávolság és a felhőalap megfigyelése a repülőter több pontján válik szükségessé.

A jelenleg használatos írásbeli dokumentáció nagyjából megfelel az igényeknek, csupán néhány kisebb módosítás vált időszerűvé. Az előrejelzések terén végzett kettős, ill. többszörös munkák elkerülése végett elhatározták területi előrejelző központok felállítását. Ezek végeznék a költséges berendezéseket és nagy létszámot kívánó, magas színvonalú területi, ill. légiútvonal előrejelzéseknek, valamint a repülési dokumentációhoz szükséges előrejelzési térképeknek az összeállítását. A helyi, repülőteri előrejelzéseket (TAF-jelentéseket) továbbra is a repülőteri meteorológiai szolgálatok adják ki. Ezzel mindinkább előtérbe lép a *mezo-méretű* analízis és prognózis jelentősége. Sok szó esett arról is, hogy a pilótákat repülés közben milyen anyaggal kell ellátni, s hogyan kaphatják meg azt. Ezt elsősorban a SIGMET jelentések és a leszállási előrejelzések (*landing forecast-ok*) jutnak szerephez.

A repülésmeteorológiai kódok terén az a törekvés, hogy a lehető legkönnyebben fejthesék meg a pilóták, ne legyen szükség segéd-táblázatokra és kulcsokra. Ezt a célt szolgálják

az is, hogy a számkulcsok helyett rövidítéseket használnának. A Q-kódot sokan ellenzik. Jelenleg csak 3 Q-rövidítés kötelező: QFE, QNH és QNE.

A szeparált CAeM üléseken szervezeti és tudományos kérdésekkel foglalkoztak. Titkos szavazás útján a következő négy évre megválasztották az új elnököt és alelnököt *W. A. Dwyer* (Ausztrália), ill. *P. K. Rohan* (Írország) személyében.

Az ülésszakon hosszas viták során 152 javaslatot és 1 határozatot fogadtak el. Ezek közül számosat szavazás döntött el, mert a véleménykülönbségek áthidalhatatlanok voltak. Néhány javaslattal szemben egyik vagy másik delegáció még így is írásbeli tiltakozást jelentett be.

A konferencia a francia külügyminisztériumhoz tartozó „Nemzetközi Konferenciák Központjában” zajlott le, igen kedvező körülmények között, állandó angol, francia, spanyol szimultán tolmácsolással. A konferencia rendezősége: a WMO és az ICAO titkársága, valamint a Francia Nemzeti Meteorológiai Szolgálat dicséretreméltó munkát végzett.

(*Orozai Z.*)

*

GAÁL ELEK NYUGALOMBA VONULT

Gaál Elek mezőgazdasági mérnök, az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa, 1963. december 31-én a korhatár elérésével nyugalmomba vonult. Aszódon született, középiskolai tanulmányait is ott végezte, majd a debreceni gazdasági akadémián nyerte diplomáját 1928-ban. 1937-ig magánszolgálatban állt, ekkor lépett a Földművelésügyi Minisztérium kötelékébe. 1950 szeptemberében került az Orsz. Meteorológiai Intézethez, itt 1956 végéig az agrometeorológiai osztályon a késő tavaszi és kora őszi fagyok, 1957-től nyugalmomba vonulásáig az adatfeldolgozó és tájékoztató osztályon a fenológia és a talajhőmérséklet kérdései foglalkoztatták; emellett élénk társadalmi munkát fejtett ki, részint a Magyar Meteorológiai Társaság, legfőképpen pedig az Orsz. Meteorológiai Intézet szakszervezeti bizottságának tagjaként. Nyugalomba vonulása alkalmával a magyar meteorológiai szolgálat dolgozói szeretettel vesznek búcsút kedves kartársuktól.

(*Hajósy F.*)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA

1964. február 6-án tartotta ülését *Hille Alfréd* elnökletével. *Szakály József* főtitkár ismertette az 1964-re tervezett előadások és rendezvények sorrendjét, az idei költségvetést, valamint a meghirdetésre kerülő szakirodalmi-és fényképpályázat feltételeit. A Választmány ezután a múlt évi, siófoki vándorgyűlésen elhangzott javaslatokkal foglalkozott, s azokat több-

kevesebb vita után el is fogadta. *Hille Alfréd* ismertette az idén, Sopronban sorkakerülő vándorgyűlés tervezett előadásainak témáit.

Rendkívül élénk vita követte a főtítkár által a Magyar Meteorológiai Társaság kiadványainak tervéről előterjesztett javaslatot. *Predmerszky Tibor* fölvetette, hogy a szakirodalmi pályázatra beküldött dolgozatok, sőt a társasági előadó üléseken elhangzott érdekesebb előadások is — ha szakmailag arra érdemesek — ügyis megjelennek az *Időjárásban*, kell-e tehát még külön kiadvány is! A választmányi tagok többsége amellet szolt, hogy külön kiadványra nagyon is szükség van. Egyrészt a Társaság és a Társaság tagjai közötti kapcsolat szorosabbra fűzése miatt, másrészt az *Időjárásban* megjelenő cikkek a szűkebb értelemben vett meteorológiai, szakmai igényeknek felelnek meg, ugyanakkor szükségesekek népszerűen megírt cikkek is. Az utóbbiak a kiadványokban jelenjenek meg. Természetesen felvetődött ezzel kapcsolatban a szerkesztés, lektorálás, idegennyelvű kivonatok fordításának kérdése is. Végül is a Választmány azzal zárta le a vitát, hogy a vándorgyűlések előadásai mindenképpen külön kiadványokban jelenjenek meg továbbra is, míg az egyéb előadások és pályázati tanulmányok alkalomszerűen, amint elegendő anyag összegyűlik, a Meteorológiai Társaság kiadványaiként jelenjenek meg.

Végül a Választmány tagfelvétellel foglalkozott. (Koppány Gy.)

✱

NEMZETKÖZI SZIMPÓZIUM A NAGYTÉRSÉGŰ LÉGKÖRI FOLYAMATOK DINAMIKÁJÁRÓL

A Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió (IUGG) rendezésében nemzetközi szimpóziумot tartottak a Colorado állambeli Boulderben (USA) 1963. szeptember 3—7. között, amely a négytérsgű légköri folyamatok dinamikájának kérdéseivel foglalkozott. Az ülészakon 17 ország 130 képviselője vett részt. Az előadások elsősorban a makroszinoptikus helyzet numerikus előrejelzésével kapcsolatos témákat érintették. Olyan alapvető kérdések taglalásán kívül, mint a geosztrifikus közelítés, a meteorológiai mezők adaptációja és a baroklin instabilitás, sok szó esett a közép- és hosszútávú előrejelzések dinamikus módszerekkel történő készítésének lehetőségeiről. Ennek a problémának a megoldása irányában tett első lépések ugyan már húsz esztendővel ezelőtt

megtörténtek, gyakorlati sikerekre csak most nyílik remény az általános cirkuláció dinamikájában elért eredmények távprognosztikai hasznosításával (Götz G.)

✱

A MMT ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA

1964. január 23-án előadó ülést tartott a Technika Házában, amelynek keretében *Kérdő István* főorvos és *Örményi Imre* meteorológus beszámolt a Nemzetközi Biometeorológiai Társaság 1963. szeptemberében Pauban (Franciaország) tartott III. világkongresszusáról. *Kérdő István* bevezetőben ismertette a Nemzetközi Biometeorológiai Társaság feladatait és célkitűzéseit, majd a III. világkongresszuson elhangzott előadásokat ismertette, különös hangsúlyt helyezve az orvosmeteorológiai tárggyú előadásokra. *Örményi Imre* az elhangzott előadások meteorológiai szempontjait hangsúlyozva, beszámolója során kitért a biometeorológia olyan munkaterületeire (pl. öltözködési, építkezési biometeorológia) is, amelyek a hazai biometeorológiai kutatások területén eddig még háttérbe szorultak. A nagy érdeklődéssel kísért, tartalmas, színes beszámolókat fényképek vetítése követte. Az ülés az elnök *Schulhof Ödön* professzor méltató zárószavaival ért véget. (Popovicsné G. M.)

✱

A JÉGESŐ KELETKEZÉSÉRŐL ÉS MEGELŐZÉSÉNEK LEHETŐSÉGEIRŐL

tartott előadást *Wirth Endre*, az Orsz. Meteorológiai Intézet munkatársa 1964. február 20-án a Magyar Meteorológiai Társaságban. Bevezetőül az időjárás átalakítását, illetve módosítását célzó mesterséges beavatkozások három fő irányát foglalta össze, így a csapadék eltérésre, a túlhűlt ködök feloszlására és a jég-eső megelőzésére irányuló kísérleteket. Ezután az előadó a jég-eső keletkezésére *Ludlam* és *Siskin* által felállított elméleteket ismertette, majd ezen elméletek nyújtotta megelőzési módszereket tárgyalta. Végül a jég-eső megelőzésére vonatkozó kísérletek értékelhetőségének nehézségeire mutatott rá. *Aujeszky László* kandidátus hozzászólásában meglepőnek találta a jég-eső keletkezésére talált szovjet mérési eredményeket. Az előadóülés *Hille Alfréd* elnöknek a probléma nehézségeit elemző hozzászólásával zárult. (Simon A.)

642098

Athenaeum Nyomda
Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
A kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 900 példányban

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG PÁLYÁZATI HIRDETMÉNYEI

A Magyar Meteorológiai Társaság az 1964. évre pályázatot hirdet az alábbi célkitűzésekkel és feltételekkel:

I. SZAKIRODALMI PÁLYÁZAT

Erre a pályázatra önálló, még nem jelent, tudományos értékű, pályamunkák nyújthatók be, amelyek a gyakorlati alkalmazás lehetőségeit is szem előtt tartják, s az alább felsorolt kutatási területek valamelyikének körébe tartoznak:

1. *Meteorológiai alap kutatások.*
2. *Az agrometeorológia tárgyköre:*
 - a) különböző agrotechnikai eljárások (talajművelési és növénytermesztési módok, üvegházi kultúrák, talajfűtés, öntözés stb.).
 - b) növény- és talajvédelem (állati és növényi kártevők, növénybetegségek, erdőtelepítés, erdészeti és általános növénytársulástan, talajjavítás, erózió stb. meteorológiai vonatkozásai).
3. *Az ipari meteorológia tárgyköre:*
 - a) bányameteorológiai kérdések (karsztvizek, bányaaradások, csapadékok — párolgás — beszivárgás, hő, hótakarók stb.)
 - b) az energiaipar problémái (a hazai szélenergia készlet, a fényviszonyok alakulásának időjárás és éghajlati feltételei, különös tekintettel a fővárosra, károsan magas és alacsony hőmérsékletek, köd — zuzmára — zivatar mint az energiatermelés hátráltatói stb.).
 - c) a magas- és mélyépités területe (talajfagy és talajszerkezet, a víz és a csapadékvizonyok, szél- és hőnyomás, légköri szennyezettség stb.).
4. *Az éghajlatlan területe:*

éghajlati körzetek, terepklimatológia, reliefenergia és éghajlat, a felszínformáltság éghajlati tényezői a jelenkorban, paleoklimatológia, a légkör és a felszín energiaforgalma stb.
5. *Az orvosmeteorológia tárgyköre:*
 - a) az orvosmeteorológiai prognóziskészítés és kiadás kérdései (elméleti problémák, együttműködés a meteorológusok és az orvosok között, a különböző betegségek és járványok megelőzésének prognosztikai lehetőségei, az ipari és közlekedési balesetek kapcsolata az időjárással stb.).
 - b) a humán biometeorológia területe (munkahelyklíma, klímamelioráció, gyógy- és üdülőhelyklimatológia, s szabadban dolgozó ember védelme az időjárási ártalmakkal szemben stb.).
 - c) általános biometeorológiai kérdések (fitometeorológia, zoometeorológia, akklimatizáció stb.).
6. *A repülési meteorológia tárgyköre:*
 - a) az időjárással (légköri jelenségekkel) kapcsolatos repülési biztonsági és gazdaságossági kérdések,
 - b) légi kikötők és forgalmi légi vonalak repülés-éghajlati jellemzése, különös tekintettel a sugárhajtású gépek magassági igényeire.
7. *Műszer- és mérés technika:*
 - a) általános meteorológiai műszerkérdések
 - b) aerológiai műszerek (minden hőmérsékleten és magasságban megbízhatóan működő nedvesgémérő, ködmintavevő, esőcseppek, jégkristályok, hópelyhek nagytitása és fényképezése, szonda nélküli, rádiós szélmérés, pilótvilágító berendezés, felhőmérő műszerek stb.).
 - c) sugárzás- és hőmérsékletmérés (a hosszuhőmérséklet, az ultraibolya, az égelsugárzás és az albedo mérése, gradiensmérő és író műszer stb.).

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

2500 forintos első díjban,
a további legjobb pályaművet pedig
1000 forintos második díjban

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

PÁLYÁZATI FELTÉTELEK:

1. A pályaművek terjedelme legfeljebb egy szabványív: 40 000 n, kb. 20 gépelt oldal lehet.
2. A két példányban, géppel írt gépzelt pályaművek benyújtásának határideje: 1964. október 1.
3. A műszerpályázatra beküldött pályaművek közül előnyben részesülnek azok, amelyekhez a pályázók működő prototípust is mellékelnek.
4. A pályázó nevét és címét tartalmazó boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a Társaság Titkárságának címére (Bp. V., Szabadság tér 17. Technika Háza).
5. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti. A nem díjazott pályaművekkel a pályázók szabadon rendelkeznek, azokat a Társaság Titkárságától 1964. december 31-ig átvehetik.

II. FÉNYKÉPPÁLYÁZAT

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

PÁLYÁZATI FELTÉTELEK:

1. A pályázatra csak olyan képek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a pályázó teljes mértékben rendelkezik.
2. A beküldött fényképeken feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (óra is, de legalább napszak), tájképeknél az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképeken is, a lezárt borítékon is — amelyben a pályázó neve és címe van — fel kell tüntetni a jellegét.
3. A pályázó a kép beküldése által beecjegyzését adja ahhoz, hogy a díjnyertes képek a Magyar Meteorológiai Társaság tulajdonába mennek át, tehát a velük kapcsolatos mindenemű szerzői és tulajdonjogi a Társaságot illeti.
4. A pályázaton kizárólag olyan képek kerülnek elbírálásra, amelyeknek mérete 18 × 24 cm.
5. A jelíges pályázati fényképek beküldési határideje: 1964. október 1. (Budapest, V., Szabadság tér 17. Technika Háza).

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat
700 forintos első díjban,

a további legjobb pályaműveket pedig
1 db 400 forintos második és
2 db 200 forintos harmadik díjban

részesíti, s ezen kívül három pályázót 50 Ft-os anyagutalvánnyal jutalmaz a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva is kiadhatja. Mindkét pályázat eredményének kihirdetésére, valamint a pályadíjak kiosztására 1964. decemberében kerül sor a Társaság XXXVII. közgyűlésén.

Budapest, 1964. február hó

A Magyar Meteorológiai
Társaság Titkársága

INHALT—SOMMAIRE—CONTENTS—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Czelnai, R.—Dési, F.—Rákóczi, F.</i> : On Determining the Rational Density of Precipitation Measuring Networks, II. (English and Hungarian Text)	1
<i>Szepesi, D.</i> : Influence of the Temperature Gradient in the Lowest 300 m Air Layer on the Dispersion of Pollutants of Industrial Origin (English and Hungarian Text)	10
<i>Schminder, R. (Collm)</i> : Zur Berücksichtigung des Pütter—Effektes bei ionosphärischen Driftmessungen in Langwellenbereich (Deutscher Text)	18
<i>Ambrózy, P.</i> : On the Prediction of the Curve of Vertical Temperature Distribution	21
<i>Hajósy, F.—Takács, L.</i> : Kombinationen von mittleren Stundenwerten der Temperatur in Budapest und Debrecen	26
<i>Kozma, F.</i> : Der nächtliche Energiehaushalt in den bodennahen Luftschichten	33
<i>Goll, G.</i> : Increase of Albedo Values Following the Freezing of a Wet Soil Surface	42
<i>Mészáros, E.</i> : Seasonal Variation in the Concentration of Atmospheric Sulphate Particles	43
<i>M. Nagy, Á.</i> : Some Results of Ozone Investigation Executed during the International Geophysical Year	45

APPLIED METEOROLOGY

<i>Szilágyi, T.</i> : A Connection between the Colour of Tomato Crops and Air Temperatures (Hungarian and English Text)	47
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

LITERATURE

<i>Oroszlány, I.</i> : Water Resources in Agriculture (<i>Antal, E.</i>)	57
Symposium on Genetics and Wheat Breeding (<i>Kéri, M.</i>)	57
<i>Erdélyi, I.</i> : Bemerkungen zum Temperaturgradienten von Gasen in einem Kraftfeld (<i>Aujeszky, L.</i>)	58
Problems of the Fight against the Air Pollution of Cities..... (<i>Aujeszky, L.</i>)	59

CHRONICLE	60
-----------------	----