

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. HROMOV (Moszkva), S. JAHO (Tirana), P. KASNECI (Tirana), KÉRI M. (Budapest), M. KONČEK (Bratislava), L. KRASTANOV (Szófia), A. MÄDE (Halle/Saale), W. OKOLOWICZ (Warszawa), OZORAI Z. (Budapest), J. PASZYŃSKI (Warszawa), F. STEINHAUSER (Wien), K. TAKEUCHI (Tokyo)

FELELŐS SZERKESZTŐ:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

KAKAS J. (BUDAPEST)

70. ÉVFOLYAM

6

1966. NOVEMBER—DECEMBER

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: Az információ-mennyiség mint meteorológiai állomások reprezentatívitásának mértéke (angol nyelven)</i>	321
<i>Péczely György: Vízgyűjtők mértékadó csapadékhozamának meghatározása</i>	328
<i>Dunay Sándor: Párolgásmérés „A” típusú kádakkal</i>	337
<i>Major György: A funkcionál alkalmazása az agrometeorológiában</i>	350
<i>Mészárosné Nagy Ágnes: A légköri aeroszol tömeg- és számszerű koncentrációjának kapcsolata</i>	355
<i>Kissné Tóth Erzsébet: A hőhátartás komponenseinek alakulása a tenyészidőszakban</i>	361
<i>Ventura Eduárd: Az inverziók és a látástávolság kapcsolata</i>	369
<i>Bán Mihály: Éles hőmérsékleti kontrasztok előfordulása Magyarországon</i>	373

Irodalom

<i>Bosen, J. F.—Kamenskaja, P. E.—Rao, K. N.—Summer, E. J.—Werner Johannessen, T.: Adatfeldolgozás gépi módszerekkel (Czelnai Rudolf)</i>	380
<i>Sonntag, Dietrich: Higrometria. Kézikönyv a nedvességmérésre levegőben és más gázokban (Tettamanti Károly)</i>	380
<i>Byers, H. R.: A felhőfizika elemei (Mészáros Ernő)</i>	381

Krónika

Magyar meteorológiai műszerek Vietnammal (Szepesi D.) — WMO-konferencia az automata meteorológiai állomásokról (Czelnai R.) — Mediterrán éghajlat Magyarországon? (Kéri M.) — A 9. alpi meteorológiai konferencia (Kakas J.) — Poláris meteorológiai szimpózium (Titkos E.) — Radarmeteorológiai tanulmányút Ausztriában (Ambrózy P.) — Az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága (Ambrózy P.) — Czelnai Rudolf kandidátusi értekezésének vitája (Szepesi D.) — Az MMT választmányi ülése (Kakas J.) — Tudományos ülészek Drezdában az ipari meteorológia kérdéseiről (Zách A.) — Légszennyeződési tanulmányút az NSZK-ban (Gajzágó L.) — Az öntözéssel kapcsolatos hő- és vízhátartás-mérésekről (Sz. Lőrincz A.) — A hőmérsékletváltozás jellegzetességei a Kárpát-medencében (P. Szalay G.)	382
---	-----

SZERKESZTŐSÉG ÉS ELŐFIZETÉSI ÜGYEK: BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1. TELEFON: 353-500
ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 Ft (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN)
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 Ft (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)
MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

R. Czelnai — F. Dési — F. Rákóczi:

The Information Quantity as a Measure of the Representativity of Meteorological Stations

Количество информации как мера репрезентативности метеорологических станций. В связи с определением густоты сети метеорологических станций необходимо дать объективную математическую дефиницию отдельных понятий — так прежде всего репрезентативности станций. В настоящей статье делается попытка в качестве меры вышеупомянутой репрезентативности употреблять количество информации, доставленное какой-либо станцией насчет метеорологических условий окружающей ее территории. Репрезентативной станцией считается такая станция, где количество информации, доставленное ей, достигает по крайней мере среднее количество информации. При исследованиях проводились и нумерические расчеты, и были определены средние количества информации по температуре и давлению пара, в функции расстояния между местом наблюдения и пунктом, на который проведется отношение.

1.

During the past ten years many investigations have been carried out in order to determine the rational density of the meteorological observing networks. In these investigations conceptions of various kinds have been applied ranging over scale considerations, experimental (simulating) procedures, and different statistical methods. In the present paper it is not intended to make any comparisons of the various methods enlisted above, but the urgent need for finding a consistent measure to analyse all related problems is called for.

Most investigations aiming at the determination of the rational density of meteorological networks are specifically restricted to the analysis of the data-acquisition subsystems. By these means solely the interrelation between network density and accuracy of initial grid-point data can be explored -which is a necessary but insufficient precondition of the determination of the rational network density. Consequently the decision of the question still remains for subjective estimation. Following these considerations it is deemed that the exposed problem can not be solved independently from a *complex analysis of the system of meteorological operations*. This system should contain — if feasible — all the substantial meteorological activities like *data-acquisition, data-processing* (analysis and synthesis for operational use and research), *dissemination of informations* and — finally — *decisions* made on the basis of meteorological informations. In the course of this complex analysis consistent measures are to be used to express the definitions of concepts and the efficiency of various operations. This requirement of consistency could well be satisfied e. g. by using the same mathematical characteristic in all definitions and in the analysis of the system. In such a case the problem is simply to find a proper characteristic which is equally capable for the complex analysis of the operational system and for the defi-

nitions of such concepts like representativity, efficiency, homogeneity, extrapolability, interests in information, etc.

One may immediately guess that perhaps the *information quantity* is the only characteristic which is fairly general and sufficiently flexible to fulfil the above requirements. In case of applying this particular characteristic — our system of operations can be modelled by a *system of information filters*. In that case an abstract model will be the subject of the analysis made up of block-filters representing individual operations and being described by relevant transfer functions. These transfer functions express the rate of information-losses occurring at the particular filters, and give a common basis for the optimization of the whole system. Further details of the outlined method of analysis can not be given here, but perhaps that much is sufficient to clear the point for the following considerations.

2.

The *representativity* of the meteorological stations is one of the concepts which is to be defined in terms of rigorous and (in the spirit of the above consideration) consistent mathematical formulation. As *D. P. Petersen* and *D. Middleton* have stressed in this connection [1]: "... rigorous mathematical definitions are needed of concepts that may heretofore have belonged to the professional folklore — definitions that may both be translated into precise computer language and may be subjected to equally rigorous statistical verification".

In the present paper an attempt has been made to show how the information quantity can be applied as a measure of representativity of meteorological stations. The idea is the following: The representativity of a station for a given parameter (e. g. temperature) can be expressed with the information quantity yielded by this particular station about the values of that parameter in the surrounding area. This information quantity may be compared with the average value of it, and *a particular station may be considered representative, if it does not yield less information than an average one.*

The average of the mentioned information quantity can be easily determined by assuming that the field of the investigated element is homogeneous and isotropic. In that case the average attenuation of the information quantity can be expressed with a function $I(d)$, where $I(d)$ is the average quantity of information yielded by an average station for locations at a distance d . This function of the information quantity is to be determined from *contingency-tables* containing the combinations of many stations. Therefore the obtained average attenuation curve expresses the statistical structure of the field of the investigated element, and reversely: the statistical structure of the field defines the average attenuation of information quantity. Hence it is quite obvious that the individual information curve of a given station may not significantly differ from the average one if the station is free from local disturbing effects. Thus, the average attenuation of the information quantity may be regarded as a criterion of the representativity of stations.

3.

After these general remarks let us turn to the principles and methods of the determination of the average attenuation of information quantity. The whole process to be used is based on the assumption that the field of the investigated element is homogeneous and isotropic. However, this assumption is usually not fulfilled rigorously, yet it is quite commonly made in investigations of the statistical structure of meteorological fields, [2]. On the basis of this assumption we may consider the information quantity as a function of the distance between spatial points. In that case the

available points (i. e. stations) may be regarded as sampling points, where the observational data are at our disposal, and the combinations of these points may be classified according to the respective distances. That way we define a system of events and fix the existing interrelations by plotting the joint events in contingency-tables. If the mass of the processed data is sufficiently great, the numbers of occurrences may be replaced by the respective probabilities, and thus we obtain a basis to calculate the information quantities.

Let $X_1, X_2 \dots X_n$ be the possible quantized values of the investigated element at the point X , and the p_1, p_2, \dots, p_n be the respective probabilities. In that case the *entropy* of this single system may be given by

$$H(X) = H(p_1, p_2 \dots p_n) = - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i, \quad (1)$$

where the *base 2* is used for logarithms, and the probabilities p_i fulfil the condition

$$\sum_{i=1}^n p_i = 1. \quad (2)$$

If we have two system of events at the points X and Y , and the possible quantized values at these points are X_1, X_2, \dots, X_n and Y_1, Y_2, \dots, Y_m respectively, then for the p_{ik} probabilities of the joint events $[X_i, Y_k]$

$$\sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^m p_{ik} = 1. \quad (3)$$

The *entropy* of the joint system of events can then be written as

$$H(X, Y) = - \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^m p_{ik} \log p_{ik}. \quad (4)$$

The statistical interrelations between the systems of events X and Y are determined by the respective conditional probabilities. Let $w_k(i)$ be the conditional probability of the event Y_k with the condition that simultaneously X_i occurs. By making use of these conditional probabilities the probabilities of the joint events are defined by

$$p_{ik} = p_i w_k(i). \quad (5)$$

In terms of these probabilities p_{ik} we can rewrite (4) in the form

$$\begin{aligned} H(X, Y) &= - \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^m p_i w_k(i) [\log p_i + \log w_k(i)] = \\ &= - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i - \sum_{i=1}^n p_i \sum_{k=1}^m w_k(i) \log w_k(i). \end{aligned} \quad (6)$$

It can be seen that the first term on the right side of (6) is the entropy $H(X)$ as defined by (1). The inner summation of the second term defines the entropy of the system Y with the condition that in the system X the particular event X_i was determined, This is called *conditional entropy* and may be written in the form

$$H(Y|X_i) = - \sum_{k=1}^m w_k(i) \log w_k(i). \quad (7)$$

According to this the double summation in (6) means to express the mathematical expectancy of $H(Y|X_i)$ for all X_1, X_2, \dots, X_n . This quantity is denoted by $H_X(Y)$ and has the form

$$H_X(Y) = E \{H(Y|X_i)\} = - \sum_{i=1}^n p_i \sum_{k=1}^m w_{k(i)} \log w_{k(i)}. \quad (8)$$

where E is the symbol of expectancy.

The quantity $H_X(Y)$ is a measure of the uncertainty of the system Y in the case when informations from the system X are at our disposal. If there is any statistical interrelation between the systems X and Y then the uncertainty $H_X(Y)$ will be obviously smaller than the original uncertainty of the system Y i. e. $H(Y)$. Therefore, a measure of the average quantity of information yielded by the system X about the system Y can be defined by

$$I(Y|X) = H(Y) - H_X(Y). \quad (9)$$

As it can easily be seen: the quantity $I(Y|X)$ is a non-negative number, which tends to zero in case of a statistical independency of the systems X and Y . Thus the information quantity can also be considered as a measure of the statistical interrelations of systems.

Besides the quantity (9), *Wahl* [3] and *Bagrov* [4] proposed to use the *relative* quantity of information, as defined by

$$I^*(Y|X) = 1 - \frac{H_X(Y)}{H(Y)}. \quad (10)$$

The values of this latter characteristic vary between *zero* and *one* i. e. they are normalized, and thus they may be used quite generally.

4.

The most decisive problem of the determination of the information quantities lies in the compilation of the contingency-tables. It may easily be seen that after having determined these contingency-tables the p_i and $w_{k(i)}$ probabilities are practically at our disposal, and the further calculation is a mere technical problem. Therefore due care is to be paid to the proper designing of the contingency tables.

As formula (9) shows, the information quantity is defined by the difference of the initial uncertainty of the system Y , and the uncertainty of it after having received the information about the state of system X . First of all, it should be mentioned here that no closer consideration has been made about the question: what do we mean by „initial uncertainty”. As a matter of fact, the mathematical expectancy of the entropy $H(Y)$ —which is the measure of the initial uncertainty—can be defined on the basis of principally different assumptions, what results in a relative character of the information quantity.

The possible definitions of $H(Y)$ depend on the „previous knowledges” what we presume to have before receiving the information about the state of system X . If no previous knowledges were presumed, the initial uncertainty of system Y would be *infinitely large*. Therefore, certain previous knowledges should be taken into account corresponding to those actually used by us. For instance, in the *climatological* concern we may take into account our knowledge about the probability distribution of the given element at a certain geographical point. This probability distribution may refer either to the *whole year*—then the initial uncertainty will be rather high—, or to a given *day* of the year—then the initial uncertainty will be much smaller. To take another example: in the *synoptical* concern the previous knowledges may include all the available data from the *preceding days* and even the *skills of the forecaster*, and consequently the initial uncertainty may be effectively reduced.

As it can be seen from these examples of possible definitions: the values of the entropy $H(Y)$ have a very wide range of variations according to the

variable aspects of investigations. However, if so, we may take and advantage of this freedom and may define the initial uncertainty in a way which is most suitable for the purposes of our considerations. As the concept of representativity is connected to the problems of *network planning*, we define the entropy $H(Y)$ as the uncertainty of system Y in the case when simultaneous data from a network of „minimum density” are available. By a network of minimum density we mean a very sparse network, in the case of which there is only one station in the „distant neighbourhood” of the system Y . This station is supposed to be sufficiently far away from the system Y to fulfil the following criterion: *If we consider this station as system X and determine the conditional entropy $H_X(Y)$ of the system Y , then a small increase of the*

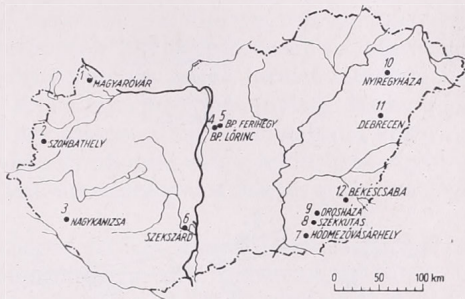


Fig. 1 — 1. ábra.

distance between the systems X and Y should not result in any increase of the conditional entropy $H_X(Y)$. In other words: the distance between the system X and Y is supposed to be greater than the limit distance beyond which $H_X(Y)$ becomes saturated, i. e. reaches its saturation value $H_X(Y)_{sat}$.

According to this definition we may rewrite (10 in the form

$$I^*(Y|X) = 1 - \frac{H_X(Y)}{H_X(Y)_{sat}}. \quad (11)$$

It should be mentioned here that the different definitions of $H(Y)$ offer a possibility to compare the information quantities yielded by simultaneous observations at a neighbouring site and by preceding observations at the same site, i. e. to compare the time and space structure of the variations of an element.

5.

In a previous paper [5] some results of calculations of conditional entropy in the temperature field have already been published. Similar results have been obtained recently by carrying out a special data-processing program on observational series of the surface-temperature and the vapour pressure for a two years period of 1957 — 1958. For these latter calculations the data of the 0600 GMT observations were used from a network of selected stations shown on *Fig. 1*. It can be seen from this map that the greatest distance is to be found between the stations *Szombathely* (2) and *Nyiregyháza* (10). This maximum distance is about 370 km, and for the sake of simplicity this was considered as being the *limit distance* at which the conditional entropy reached its saturation value $H_X(Y)_{sat}$.

In order to determine the values of the statistical entropy — the observed data from the selected stations were compiled in contingency-tables. For both elements (temperature and vapour pressure) and for each pair of stations five separate contingency-tables were prepared containing the frequency distributions of the quantized differences of observed data — concerning the whole year and the four seasons. Thus the probability distributions of the quantized differences have been estimated for the seasons and for the year as the functions of the distance between stations. From

these probability distributions the entropies $H_X(Y)$ were calculated [according to formula (8)] and were plotted against the distances between stations in order to obtain the curves of the statistical entropies. On the basis of these curves the saturation values $H_X(Y)_{sat.}$ were also determined and were inserted in formula (11). This way the values of the relative information quantity $I^*(Y|X)$ were calculated and plotted on charts. Fig 2 and Fig 3 show the curves of the relative information quantities for the surface temperature field and for the vapour pressure field respectively. These

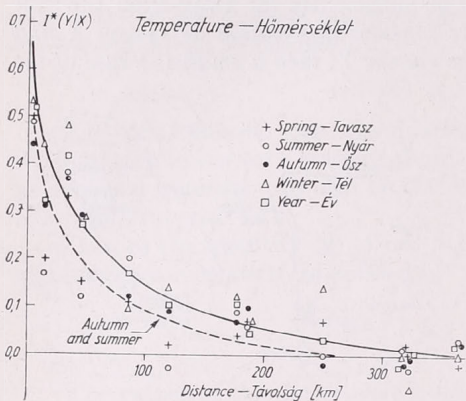


Fig. 2 — 2. ábra

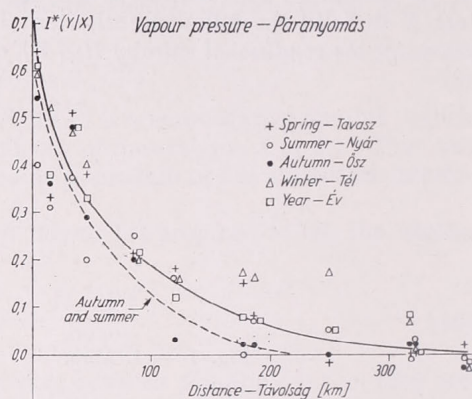


Fig. 3 — 3. ábra

curves express the relative quantities of information yielded by a single station about the values of a given element (temperature or vapour pressure) for a given point Y , as a function of the distance between the mentioned single station and the point Y .

It should be mentioned here that according to the definition (11) of $I^*(Y|X)$ the above relative information quantities correspond to the *relative gains in information* as compared with the „minimum information” defined by the initial uncertainty $H_X(Y)_{sat.}$. Therefore these curves represent the average attenuation of the information quantity in the surroundings of an average station. As it can be seen from Fig 2 and 3 the average attenuation is in the case of both elements relatively strong in *summer* and *autumn*. This fact is in fairly good agreement with the results of other structural investigations. Unfortunately further details of the curves cannot be evaluated owing to the strong dispersion of calculated data. However, it can be seen from the results that the relative information quantity is a rather general function of distance, and therefore it seems to be a proper measure of the representativity of stations. Finally, we may form the conclusion that in order to use this measure in practice further calculations — similar to those above — should be carried out on much greater data masses, and — besides the average attenuation curves — the confidence limits should also be determined.

REFERENCES

- [1] Petersen, D. P., and D. Middleton, On Representative Observations. *Tellus* 15 (1963), 387—405.
- [2] Czelnai, R., Dési, F., and Rákóczi, F., On the Determination of the Rational Density of the Temperature-measuring Network. *Időjárás* 67 (1963), 129—137.
- [3] Wahl, E. W., Das statistische Entropieverhältnis, ein Hilfsmittel zur Lösung vom Vorhersageproblem. *Met. Rundschau* 8 (1955), H. 3/4.
- [5] Czelnai, R., Dési, F., and Rákóczi, F., Determination of the Rational Station Density in a Temperature Observing Network. *Időjárás* 68 (1964), 65—72.
- [6] Rákóczi, F., Die Eigentümlichkeiten des Temperatur- und Feuchtefeldes in Ungarn und die Fragen des Beobachtungsnetzes. III. Konferenz für Karpaten-meteorologie. Beograd.

AZ INFORMÁCIÓ-MENNYISÉG MINT METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁSOK REPREZENTATIVITÁSÁNAK MÉRTÉKE

A meteorológiai állomás-hálózatok racionális sűrűségének meghatározásával kapcsolatban felvetődik annak szükségessége, hogy az állomások reprezentativitására objektív matematikai kritériumot határozzunk meg. Döntő követelmény — egyebek között —, hogy ez a kritérium konzisztens legyen a hálózatsűrűség mértékével és az állomás-elrendezés hatásosságának mutatóival.

A jelen tanulmányban kísérletet tettünk arra, hogy bemutassuk: hogyan alkalmazható az információ-mennyiség az állomások reprezentativitásának mértékszámaként. Az elképzelés a következő: valamely meteorológiai állomás reprezentativitása egy adott elemre (pl. hőmérsékletre) vonatkozóan kifejezhető azzal az információ-mennyiséggel, amelyet ez az állomás a környezetében fekvő terület meteorológiai (pl. hőmérsékleti) viszonyairól szolgáltat. Ez az információ-mennyiség összevethető azzal az információ-mennyiséggel, amelyet egy átlagos állomás szolgáltat a környezetére vonatkozóan. Az elgondolás szerint valamely állomás akkor tekinthető reprezentatívnek, ha az általa szolgáltatott információ-mennyiség *nem kisebb*, mint az átlagos állomás által szolgáltatott érték.

Az információ-mennyiség említett átlagos értékét annak feltételezésével számítjuk ki, hogy a vizsgált elem mezeje homogén és izotróp. Ebben az esetben az információ-mennyiség átlagos csökkenése kifejezhető egy $I(d)$ függvénnyel, ahol d az állomástól vett távolság. Ezt a függvényt ún. esemény-táblázatok alapján határozzuk meg, igen sok állomás kombinációinak figyelembevételével. Ha az állomások száma eléggé nagy, akkor az esemény-táblázatokban szereplő gyakorisági értékek a megfelelő valószínűségek, ill. feltételes valószínűségek közelítéseiként foghatók fel s ezek alapján az (1), . . . , (11) formulák felhasználásával kiszámítható az információ-mennyiség.

A munkaformulaként használt (11) kifejezés az ún. „relatív” információ-mennyiséget adja meg. Az ebben szereplő $H_X(Y)$ statisztikai entrópia a (8) formula alapján számítható ki. Ugyanezen mennyiség telítési értéke $H_X(Y)_{lat}$ a függvény görbéjének előállítása után grafikusan határozható meg. A (11) formula értelmében $I^*(Y|X)$ azt az információ-többletet jelenti, amely abból származik, ha valamely kezdetben d_{sat} távolságban levő állomást a vizsgált Y rendszerhez d távolságra hozunk, ($d < d_{sat}$).

A vizsgált során numerikus számításokat végeztünk a 0600 GMT-kor végrehajtott léghőmérséklet és párányomás megfigyelések kétéves (1957—58) adatsorának felhasználásával. A figyelembevett állomásokat az 1. ábra mutatja be. Ebben a vizsgálatban $d_{sat} = 370$ km föltevással éltünk. A relatív információ-mennyiség évszakos és évi görbéit a 2. és 3. ábra szemlélteti. A kapott eredmények szerint az információ-mennyiség távolsággal való csökkenése nyáron és ősszel erősebb az átlagosnál mind a hőmérséklet, mind pedig a párányomás esetében. Ez a tény összhangban van a korábbi szerkezeti vizsgálatok során kapott eredményekkel.

A vizsgálatokból az a következtetés vonható le, hogy az információ-mennyiség eléggé általános függvénye a távolságnak és érzékenysége folytán a reprezentativitásnak megfelelő mértékszám. A további vizsgálatokat nagyobb mennyiségű adat feldolgozásával kell majd elvégezni és az információ-mennyiség görbéihez tartozó konfidencia-határokat is meg kell határozni.

Визгүйтжк мэтэкадó цсападэхозамáнак мегхатáрозása

Determination of the Significant Precipitation Amount of Watersheds. This is an investigation of the ways for determining the functional connexion existing among the following quantities: regional average of precipitation amount (r), length of the period of time considered (T), area of the region (F) and probability of an excess precipitation (p). This problem is reduced to the determination of the function (2), the values of which are given for the winter and summer half-years with the limits of $T = 6$ days and $F = 5000$ km², based on precipitation data in two regions of Hungary. The values of function (2) being of significance for Hungary are listed in *Table I* for the case of the excess probabilities of $p = 0,5, 1, 2$ and 5% . Denoting by $R(T, F, p)$ the value of the distribution function of the regional average value of precipitation amount over an area F , and during a period of time T , corresponding to an excess probability of p , one has, according to formula (3), an approximation of this quantity by the product $c(p) \cdot K^*(p) \cdot \bar{r}(T, F)$, where the values of $c(p)$ can be found for given values of T, F and p from *Table I*, or they can be computed from formula (4) by using the constants listed in *Table II*. The quantity $K^*(p)$ is identical with the quotient of $R(T = 1, F = 1, p)$ in case of an average value of precipitation for $T = 1$ day and $F = 1$ km², and $r(T, F)$ is the part of the precipitation falling on area F in the period of T days. The latter value can be readily determined from the available long-term average precipitation values of the existing observing stations in this area for the corresponding period (e.g. winter or summer half-year). The values of $K^*(p)$, showing a high degree of spatial stability, are given, based on observation series for 12 stations in Hungary, in *Table III*. Further it is investigated, in which way the maximum regional average values of the precipitations expected during 1 day and 6 days will decrease with the increase of the area. In the knowledge of the maximum values of precipitation at the particular stations ($F = 1$ km²), the maximum regional precipitation amount for the area F is computed by applying the factors listed in *Table IV*. The results obtained by this simple computation method are verified by values deduced from observation, and it is found, that this procedure is well suited for obtaining prompt informations. By using the tables given in the paper, the time absorbing computations required to obtain such informations is greatly reduced.

*

Определение нормативной суммы осадков водосорных районов. Рассматривается вопрос об определении функциональной зависимости (1) между средней по территории суммой осадков (r), продолжительностью периода (T), площадью района (F) и вероятностью превышения (p). Задача сводится к решению функции (2), величины которой задаются для летнего и зимнего полугодий по данным о суммах осадков двух районов Венгрии, при $T = 6$ дней и $F = 5000$ км². Величины функции (2), нормативные для Венгрии, приведены в *таблице I*, для вероятностей превышения, равных $p = 0,5, 1, 2$ и 5% . Если $R(T, F, p)$ означает величину функции распределения средних по территории сумм осадков для продолжительности периода T и площади района F , соответствующую вероятности превышения p , то в соответствии с формулой (3), приближенная величина получается из произведения $c(p) \cdot K^*(p) \cdot \bar{r}(T, F)$. Здесь величины $c(p)$ для заданных значений T, F и p берутся из *таблицы I* или же они могут быть вычислены при помощи формулы (4) с использованием постоянных, указанных в *таблице II*. $K^*(p)$ представляет собой частное величины $R(T = 1, F = 1, p)$ и средней суммы осадков для $T = 1$ день и $F = 1$ км², а $r(T, F)$ — долю средней суммы осадков на площади F , приходящуюся на T дней. Последняя величина может быть легко определена из многолетней средней годовой суммы осадков по данным существующих станций для рассматриваемого периода (напр. для летнего или зимнего полугодия). Величины $K^*(p)$, отличающиеся высокой устойчивостью по территории, приведены в *табл. III* по рядам сумм осадков для 12 венгерских станций. Кроме того в работе рассматривается снижение максимальной средней по территории суммы осадков, ожидаемой за 1 и 6 дней с увеличением площади территории. При известных для отдельных станций ($F = 1$ км²) максимальных суммах осадков, максимальная сумма осадков для площади F может быть определена с использованием коэффициентов, указанных в *таблице IV*. Результаты, полученные при помощи предлагаемого простого метода подсчета

проверяются по данным наблюдений; автор приходит к выводу о хорошей применимости метода для быстрой ориентировки, требующей аппроксимативной точности. Применение данных в работе таблиц позволяет сократить до минимума трудоемкие подсчеты.

*

1. A probléma felvetése

Vízügyi tervezések, hidrológiai előrejelzések és vízháztartásvizsgálatok alkalmával egyaránt felmerül annak szükségessége, hogy számításba vegyük az egyes kisebb vízgyűjtők területén adott időtartam során várható, kicsiny valószínűséggel meghaladott kritikus csapadékmennyiség értékét. A probléma megoldását általánosságban az alábbi függvénykapcsolat meghatározása jelenti:

$$r = f(T, F, p) \quad (1)$$

ahol r a csapadékmennyiség területi átlaga, T az időszak hossza, F a terület nagysága és p a túllépési valószínűség. A megoldásnál elsősorban a kicsiny, $p \leq 0,05$ valószínűségeket vesszük figyelembe, miután a különböző tervezéseknél mértékadó kritikus értékeket az ezekhez tartozó csapadékmennyiségek jelentik.

Az (1) függvénykapcsolat elméleti-statisztikai úton történő meghatározása nagyon körülményes s nem biztosítható a kellő pontosság, miután a tényleges csapadékmező bonyolult szerkezete miatt túlságosan sok egyszerűsítő feltevést kellene alkalmazni, s általában nem állítható fel olyan statisztikai modell, mely a valóságos viszonyokat hűen tükrözné. Vizsgálatunk során ezért empirikus statisztikai eljárást követünk, hogy az (1) függvény értékeit meghatározhassuk.

Megemlítjük, hogy a hidrológiai szempontokat figyelembe vevő eddigi ilyen irányú kutatások általában csak a várható maximális csapadékhozamok időtartamtól és kiterjedéstől függő változásának felderítésére szorítkoznak, s hazai számítások céljára különböző körzetekre (Bajor-Alpok, Olaszország) levezetett redukciós tényezőket alkalmaztak [1, 2]. Az (1) típusú függvénykapcsolat hazai adatokból történő meghatározására 6 alföldi állomásunk május havi csapadékadatai alapján *Salamin* tett kísérletet, s a talált törvényszerűségeket tapasztalati képlettel fejezte ki [3].

Az (1) függvény *homogén csapadékmező* esetén határozható meg, ezért a tényleges csapadékmennyiségeknek olyan transzformált értékeit kell előállítani, hogy a belőlük származtatott valószínűség-eloszlásfüggvényeket a vizsgált térség bármely pontján jó közelítéssel *azonosnak* tekinthessük. Előző bizsgálataink során [4] azt az eredményt kaptuk, hogy ennek biztosításához megfelelő az alábbi egyszerű transzformáció alkalmazása:

$$\frac{R_s}{\bar{r}_s} = K_s,$$

ahol R_s az s állomáson adott T időszak során valamely p valószínűséggel meghaladott csapadékmennyiség, \bar{r}_s pedig ugyanezen állomáson a T időszak átlagos csapadéka. Ez esetben — amint [4] -ben már utaltunk rá — fennáll:

$$K_1 \approx K_2 \approx \dots \approx K_s \approx \dots \approx K_n$$

Képezzük az F területen levő megfigyelőhelyek azonos T időszakok során mért csapadékanak átlagát (kellő sűrűségű állomáshálózat esetén ez tehát a csapadék T időtartamra vonatkozó *területi átlaga* az F körzetben), és $R(T, F, p)$ jelentse e területi átlagok eloszlásfüggvényéből valamely p túllépési valószínűséghez meghatározott értéket, továbbá $\bar{r}(T, F)$ a területi átlagok populációjának számtani közepét. Írjuk fel $R(T, F, p)$ alábbi transzformált alakját:

$$\frac{R(T, F, p)}{\bar{r}(T, F)} = K(T, F, p).$$

Legyen $T = 1$, $F = 1$, ez esetben jelöljük:

$$\frac{R(T = 1, F = 1, p)}{\bar{r}(T = 1, F = 1)} = K^*(p).$$

Képezzük továbbiakban a

$$\frac{K(T, F, p)}{K^*(p)} = c(p)$$

hányadost, melyre fennáll:

$$c(p) = \varphi(T, F). \quad (2)$$

Ha a (2) kapcsolat függvényformáját különböző p valószínűségek esetén ismerjük, közelítő pontossággal megadhatjuk az adott valószínűséggel meghaladott területi csapadék T időtartam során várható értékét valamely F kiterjedésű konkrét körzetre, vízgyűjtőre. A számításokhoz ismernünk kell még $K^*(p)$ adott bázisidőszakra (pl. év, félév, évszak, hónap) vonatkozó mértékadó értékét, továbbá a megfelelő bázisidőszakhoz tartozó $\bar{r}(T, F)$ átlagokat. E paramétereket a vizsgálat célkitűzésének megfelelően empirikusan határozzuk meg. $K^*(p)$ térbeli kvázi-invarianciáját tekintve véve, elég ha értékeit a vizsgált terület néhány jellemző állomásának csapadék-sorából számítjuk ki, $\bar{r}(T, F)$ meghatározásához pedig a csapadék átlagos eloszlását feltüntető éghajlati térképeket vagy táblázatokat használhatjuk fel. A keresett $R(T, F, p)$ csapadékmennyiségek kiszámítására végül is az alábbi összefüggések adnak módot:

$$K(T, F, p) = \frac{R(T, F, p)}{\bar{r}(T, F)},$$

másrészt

$$K(T, F, p) = c(p) K^*(p),$$

amiből adódik

$$R(T, F, p) = c(p) \cdot K^*(p) \cdot \bar{r}(T, F) \quad (3)$$

A számítások gondolatmenetét felvázolva, a gyakorlati alkalmazást későbbiekben konkrét példákkal világítjuk meg. Ezt megelőzően azonban hazai csapadék-adatok alapján meg kell határoznunk a (2) függvénykapcsolatot.

2. A $c(p) = \varphi(T, F)$ függvény meghatározása

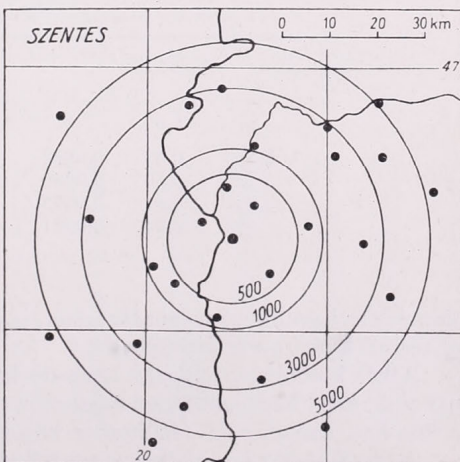
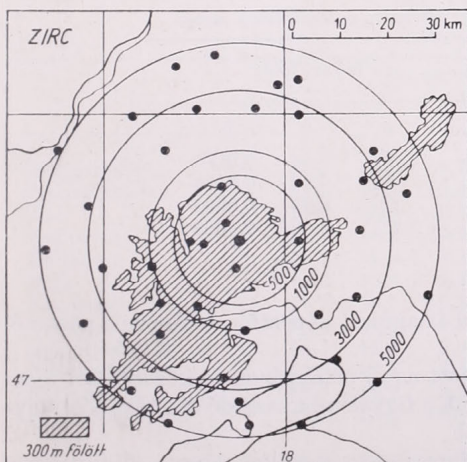
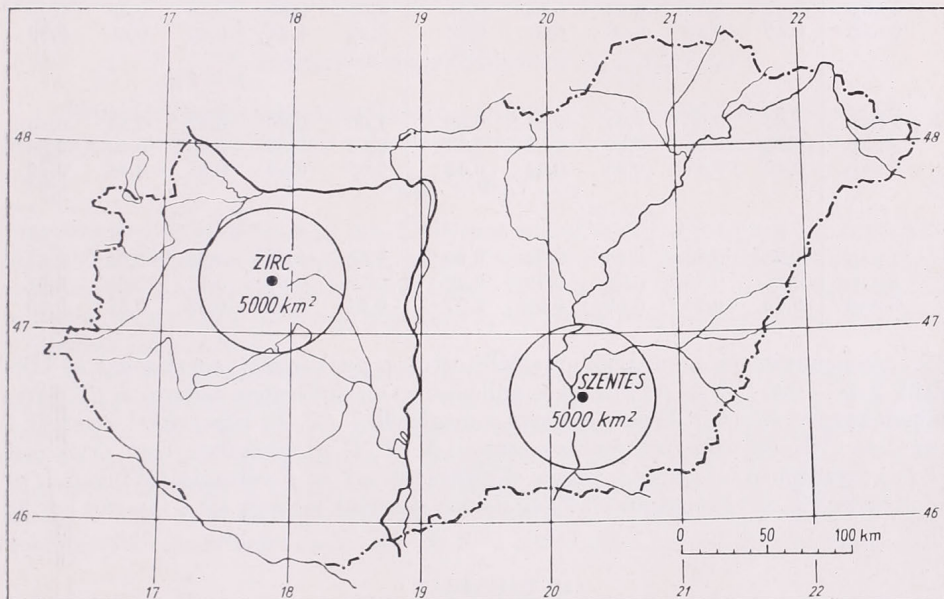
A függvénykapcsolat empirikus meghatározásánál $T =$ nap és $F = \text{km}^2$ egységeket választottunk, miután kisebb időegység figyelembevétele csak megfelelő sűrű csapadékregisztráló hálózat esetén volna lehetséges. Gyakorlati megfontolások alapján felső határként az $F = 5000 \text{ km}^2$ -t és $T = 6$ napot tekintettük.

A vizsgálathoz két, egyenként 5000 km^2 kiterjedésű kör alakú területet választottunk Szentes, illetve Zirc középponttal, hogy a mértékadó függvény levezetésénél egy tipikus alföldi és hegyvidéki körzet csapadékmezéjét vegyük figyelembe. A vizsgált 5000 km^2 -es területet a középponti állomás köré vont megfelelő sugarú körökkel 500 , 1000 és 3000 km^2 -es részekre határoltuk, a középponti állomást pedig úgy tekintettük, hogy az az egységnyi terület (1 km^2) csapadékviszonyait jellemzi. A vizsgált körzetekben levő mindazon csapadékmérő állomások adatait figyelembe vettük, melyek a feldolgozáshoz kiválasztott 1951—60 közötti időszakban folyamatosan észleltek. Állomáshálózatunkat az 1. ábrán mutatjuk be. A felhasználható állomások száma

a következő volt: *Szentes körzetében* 500 km²-en 5, 1000 km²-en 9, 3000 km²-en 17, 5000 km²-en 27, *Zirc körzetében* 500 km²-en 7, 1000 km²-en 11, 3000 km²-en 26, 5000 km²-en 44.

Az állomások napi adatai alapján két bázisidőszakra (téli és nyári félév) meghatároztuk az 1, 500, 1000, 3000 és 5000 km²-re vonatkozó területi csapadékatlagokat $T = 1, 3$ és 6 napos időtartamokra. Megjegyezzük, hogy a területi átlagokat az egyes körzetekbe eső állomások csapadékösszegeinek egyszerű közepelésével állítottuk elő, miután hazai vizsgálatok alföldi és hegyvidéki területekre egyaránt kimutatták, hogy az állomásokhoz rendelhető területek szerint súlyozott értékekből képezett átlagok és az egyszerű közepeléssel nyert átlagok között nincsen szignifikáns különbség [5].

A két bázisidőszakon belüli 1, 3 és 6 napos időtartamokra kiszámított területi



1. ábra

I. TÁBLÁZAT

Mértékadó $c(p)$ értékek

F =	a) Téli félév					b) Nyári félév				
	1	500	1000	3000	5000 km ²	1	500	1000	3000	5000 km ²
T = 1 nap	$p = 0,5\%$					$p = 0,5\%$				
	1,00	0,95	0,92	0,90	0,88	1,00	0,92	0,88	0,80	0,76
	3 nap	0,53	0,51	0,49	0,47	0,46	0,61	0,58	0,56	0,51
6 nap	0,32	0,31	0,31	0,30	0,29	0,42	0,37	0,35	0,32	0,31
1 nap	$p = 1\%$					$p = 1\%$				
	1,00	0,95	0,93	0,91	0,89	1,00	0,92	0,89	0,84	0,80
	3 nap	0,59	0,56	0,55	0,52	0,51	0,63	0,60	0,58	0,55
6 nap	0,40	0,39	0,38	0,37	0,36	0,46	0,44	0,43	0,40	0,39
1 nap	$p = 2\%$					$p = 2\%$				
	1,00	0,96	0,94	0,91	0,89	1,00	0,95	0,92	0,87	0,85
	3 nap	0,65	0,62	0,60	0,58	0,57	0,68	0,65	0,63	0,60
6 nap	0,49	0,47	0,45	0,44	0,43	0,56	0,53	0,51	0,48	0,46
1 nap	$p = 5\%$					$p = 5\%$				
	1,00	0,97	0,95	0,92	0,90	1,00	0,96	0,93	0,89	0,87
	3 nap	0,78	0,76	0,74	0,72	0,70	0,72	0,67	0,65	0,63
6 nap	0,63	0,61	0,59	0,58	0,57	0,61	0,58	0,55	0,52	0,50

csapadékmennyiségek populációiból előállítottuk a gyakorisági eloszlásokat és kijelöltük a $p = 0,5, 1, 2$ és 5 százalékos túllépési valószínűséghez tartozó $R(T, F, p)$ csapadékmennyiségeket. Ezeket elosztva a megfelelő $\bar{r}(T, F)$ közepekkel, nyertük a megadott túllépési valószínűségekhez tartozó $K(T, F, p)$ értékeket. Ezen értékeket $K^*(p)$ egységben fejeztük ki, vagyis előállítottuk a T és F változásától függő $c(p)$ mennyiségeket. $K^*(p)$ számértékét oly módon vezettük le, hogy azt a vizsgált körzet

II. TÁBLÁZAT

A (4) formula konstansai adott p túllépési valószínűség esetén

Téli félév			Nyári félév		
p	a	b	p	a	b
0,5%	0,60	0,0086	0,5%	0,46	0,0157
1%	0,50	0,0080	1%	0,40	0,0134
2%	0,41	0,0073	2%	0,35	0,0098
5%	0,24	0,0061	5%	0,30	0,0083

állomásaira egyenként meghatároztuk, majd átlagukat képeztük, tekintve e paraméter térben kvázi-invariáns jellegét.

A két különböző földrajzi körzetre kapott $c(p)$ értékpárok jó közelítéssel megegyeztek, ezért közepelésükkel meghatároztuk a figyelembe veendő mértékadó mennyiségeket. Ezeket az I. táblázatban közöljük.

A mértékadó $c(p)$ értékek statisztikai elemzése során kitűnt, hogy a (2) függvény általános alakja az alábbi kifejezéssel adható meg:

$$c(p) = T^{-a} \left(1 - \frac{b\sqrt{F-I}}{I + \log F} \right) \quad (4)$$

A (4) formula téli és nyári félévre vonatkozó konstansait $p = 0,5$, 1, 2 és 5 százalékos túllépési valószínűség esetén a *II. táblázat* tartalmazza. A további számításokhoz szükséges $K^*(p)$ értékét a *III. táblázatban* találjuk. E paramétert az országterületén egyenletesen elosztott 12 állomás 30 évi (1931—60) csapadéksorozataiból vezettük le, s miután azok kellő térbeli stabilitással rendelkeznek, az adatokat átlagolva meghatároztuk a figyelembe veendő országos mértékadó értékeket. Az országos átlag körüli szórás a csökkenő túllépési valószínűségek irányában természetesen növekszik, miután itt a véletlenszerű hatások súlya nagyobb, de még $p = 0,5$ százaléknál sem haladja meg a $\pm 1,1$ értéket. Ez, figyelembe véve az 1 napra jutó átlagos csapadékot, általában ± 2 mm-es bizonytalansági intervallumot szab meg.

3. Maximális csapadékhozamok meghatározása

Tervezések során nem nélkülözhető a különböző kiterjedésű körzetekben várható mértékadó maximális területi csapadékmennyiség ismerete sem, vagyis az

$$r_{\max} = \Phi(T, F) \quad (5)$$

függvénykapcsolat megadása. Az *I. táblázat* adatai arra utalnak, hogy a kisebb túllépési valószínűségek felé haladva, adott T mellett egyre nagyobb mérvű lesz F növekedésével a csapadékhozam csökkenése. Nyilvánvaló, hogy maximális csapadék esetén ez a csökkenés még nagyobb mérvű, ám ennek megítéléséhez nem elégségesek e táblázat számértékei.

Annak érdekében, hogy legalább némi támpontot nyerjünk az (5) függvénykapcsolat meghatározásához, vizsgált két körzetünkből megállapítottuk $T = 1$ és 6 nap esetén az 1, 500, 1000, 3000 és 5000 km²-es területeken előfordult legnagyobb területi csapadékatlagokat. Az értékeket F függvényében a *2. és 3. ábrákon* tüntettük föl. Megjegyezzük, hogy a maximális csapadékok kiválasztásánál nem voltunk arra tekintettel, hogy az az év folyamán mikor fordult elő, s a vizsgált 5000 km²-es körzeten belül melyik részterületre esett. Így pl. $F = 1$ km²-nél a körzet állomásainak adatai

III. TÁBLÁZAT

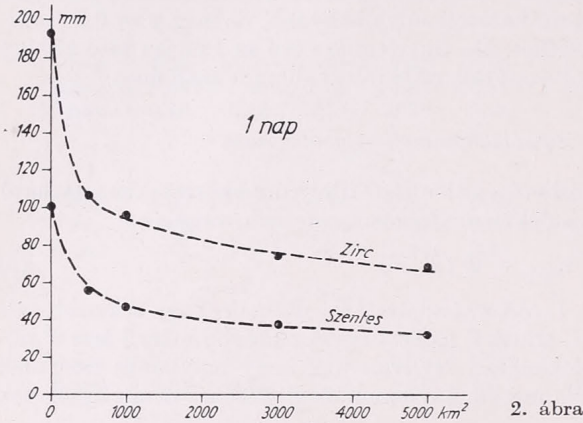
$K^*(p)$ értékei

p =	Téli félév					Nyári félév				
	0,5	1	2	5%	\bar{r}	0,5	1	2	5%	\bar{r}
Magyaróvár	17,2	13,1	9,7	5,6	1,45	17,6	14,0	10,4	5,9	1,92
Szentgotthárd	16,4	13,2	10,5	6,3	1,64	15,2	12,0	9,7	5,9	2,82
Zirc	15,6	12,6	9,3	5,8	1,82	17,0	13,3	10,5	5,9	2,30
Kaposvár	15,8	13,2	10,2	6,0	1,84	16,2	12,7	9,6	6,0	2,23
Budapest	16,3	12,3	9,3	5,9	1,64	16,8	13,7	10,1	6,1	1,82
Baja	16,2	12,6	9,8	5,6	1,53	16,4	13,5	10,2	6,4	1,82
Kecskemét	16,9	13,3	10,2	6,0	1,29	18,7	15,0	10,4	6,2	1,56
Orosháza	15,6	12,6	9,7	5,6	1,33	17,6	14,0	10,5	5,9	1,76
Berettyóújfalu	16,1	12,4	9,8	5,7	1,27	17,1	13,6	10,4	5,9	1,71
Nyíregyháza	14,7	12,1	9,4	5,8	1,31	15,9	13,5	9,7	5,6	1,94
Rudabánya	16,7	13,1	9,5	5,6	1,32	15,0	12,7	9,4	5,8	2,07
Kékestető	18,8	15,1	10,5	5,8	1,93	16,8	13,1	9,4	5,5	2,76
Átlag	16,3	12,9	9,8	5,8		16,7	13,4	10,0	5,9	
σ	1,0	0,8	0,4	0,2		1,1	0,8	0,4	0,2	

közül az előfordult legnagyobbat vettük figyelembe, attól függetlenül, hogy azt a középponti állomás, vagy valamelyik másik állomás csapadéksorozatában találtuk.

Ha az ábrákon feltüntetett abszolút értékeket nem tekintjük, — ezek ugyanis maximális csapadék esetén bizonytalanok és nem mértékadók —, és csak a terület növekedésével tapasztalható csökkenés *relatív mértékét* vesszük figyelembe, a *IV. táblázatban* feltüntetett számsorokat kapjuk, ahol az $F = 1 \text{ km}^2$ -hez tartozó maximális csapadékmennyiséget 1-nek vettük.

A relatív értékek mindkét körzetben úgyszólván teljesen azonosak, ezért átlagukat mértékadónak tekintjük a várható maximális csapadékhozamok területi válto-



2. ábra

zásának megítéléséhez. A tájékoztató számítások elvégzéséhez ismernünk kell a vizsgált körzet egyes állomásain várható maximális csapadékot. Ennek becslésére elég, ha rendelkezésünkre áll a szóbanforgó terület hosszabb megfigyelési sorozattal rendelkező állomásairól az ott előfordult legnagyobb 1, illetve 6 napos csapadékmennyiség. Kiválasztva ezek közül a maximális értéket, azt tekintjük az $F = 1 \text{ km}^2$ -hez tartozó mértékadó csapadékmaximumnak. Ezt az értéket megszorozva a *IV. táblázat* megfelelő számsorával, kapjuk az egyes körzetek területi csapadékának várható maximumát.

IV. TÁBLÁZAT

Maximális csapadékhozamok relatív értékei

$F =$	$T = 1 \text{ nap}$					$T = 6 \text{ nap}$				
	1	500	1000	3000	500 km^2	1	500	1000	3000	5000
Szentés körzete	1,00	0,56	0,47	0,38	0,33 km^2	1,00	0,50	0,42	0,43	0,41
Zirc körzete	1,00	0,56	0,50	0,39	0,36	1,00	0,51	0,46	0,42	0,37
Átlag	1,00	0,56	0,48	0,39	0,35	1,00	0,51	0,44	0,42	0,39

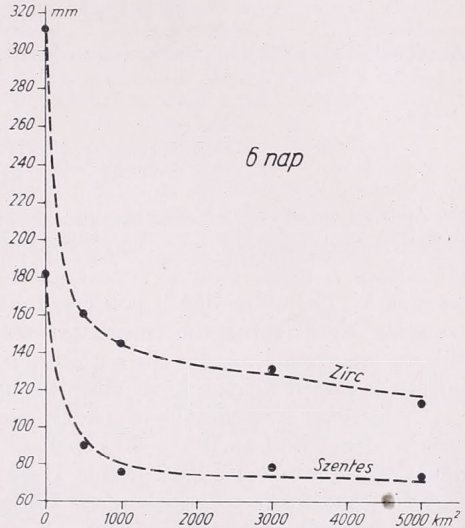
4. Gyakorlati számítások

Az elmondottakat példák kidolgozásával illusztráljuk. Legyen feladatunk a Tarna Verpelétig terjedő vízgyűjtőjén ($F = 574 \text{ km}^2$) a nyári félévben $T = 1$ és 3 napos időszakok során $p = 0,5$ és 1 százalékos túllépési valószínűséggel várható területi csapadék meghatározása. Mindenekelőtt szükségünk van az $\bar{r}(T, F)$ átlagra. Ennek meghatározásához rendelkezésünkre áll a vízgyűjtő területén működő állomások közepes havi csapadékmennyiségéből levezetett területi csapadékátlag az 1901—40 időszakból.

Ápr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Nyári félév
46	65	73	61	61	52	358 mm

A nyári félév területi csapadékának összegét elosztva a nyári félév napjainak számával, nyerjük az 1 napra jutó átlagos csapadékot: $358/183 = 1,96$ mm, vagyis $\bar{r}(T = 1, F = 574) = 1,96$, illetve $\bar{r}(T = 3, F = 574) = 5,88$ mm. A III. táblázatból vegyük ki $K^*(p)$ mértékadó értékeit:

nyári félév, $K^*(p = 0,5\%) = 16,7$
 $K^*(p = 1\%) = 13,4$



3. ábra

A II. táblázatban megadott konstansok segítségével (nyári félév esetén $p = 0,5\%$ -nál $a = 0,46$, $b = 0,0157$, $p = 1\%$ -nál $a = 0,40$, $b = 0,0134$) határozzuk meg a (4) függvény megfelelő értékeit:

$$c(T = 1, F = 574, p = 0,5\%) = 0,91$$

$$c(T = 1, F = 574, p = 1\%) = 0,92$$

$$c(T = 3, F = 574, p = 0,5\%) = 0,55$$

$$c(T = 3, F = 574, p = 1\%) = 0,60$$

Ismerve most már a (3) egyenlet jobboldalán szereplő mennyiségeket, összeszorításuk adja a keresett $R(T, F, p)$ mértékadó csapadékokat:

$$F = 574 \text{ km}^2$$

$T = 1$		3 nap
$p = 0,5\%$	29,8	54,0 mm
1%	24,2	47,1 mm

Lássunk még egy példát, ahol a tényleges adatokkal a kontroll is elvégezhető. Ugyancsak a Tarna Verpelétig terjedő vízgyűjtőjére 10 állomás 10 évi (1951—60) júniusi csapadékadatából meghatároztuk a $p = 0,5\%$ és $p = 5\%$ túllépési valószínűségekhez tartozó területi csapadékot $T = 1$ és 3 napos időtartamokra. A kapott értékek rendre: $R(T=1, F=574, p=0,5\%) = 58$ mm, $R(T=1, F=574, p=5\%) = 14$ mm, $R(T=3, F=574, p=0,5\%) = 90$ mm, $R(T=3, F=$

$= 574, p = 5\%) = 36$ mm. A vizsgált időszak átlagos területi csapadék 103 mm volt, tehát $\bar{r}(T=1, F=574) = 3,43$ mm, valamint $\bar{r}(T=3, F=574) = 10,30$ mm. A $K^*(p)$ értékeket a nyári félévre vonatkozó konstansok szerint vesszük figyelembe, tehát:

$$K^*(p = 0,5\%) = 16,7$$

$$K^*(p = 5\%) = 5,9$$

a (4) függvény szerint:

$$c(T=1, F=574, p=0,5\%) = 0,91$$

$$c(T=1, F=574, p=5\%) = 0,95$$

$$c(T=3, F=574, p=0,5\%) = 0,55$$

$$c(T=3, F=574, p=5\%) = 0,69$$

Az értékeket a (3) képletbe helyettesítve nyerjük:

$$F = 574 \text{ km}^2$$

	$T = 1$	3 nap
$p = 0,5\%$	53 (58)	95 (90) mm
5%	19 (14)	42 (36) mm

Zárójelben közöltük az észlelésekből közvetlenül meghatározott csapadékmennyiségeket. Annak ellenére, hogy a számításnál használt konstansok nem júniusra, hanem globálisan a nyári félévre vonatkoztak, a kapott eltérések mindössze 5–6 mm-t tesznek ki. Ezt elfogadható pontosságnak tekinthetjük, annál is inkább, mivel a viszonylag rövid sorozatból meghatározott értékek statisztikai hibája is megengedekkorra bizonytalanságot. Ha a számítások hosszabb sorozatra vonatkoznak, a számított és észlelt adatok közti eltérés minden bizonnyal ennél is kisebb lesz.

Végezetül a maximális csapadék meghatározására is adunk egy példát. Ugyanezen a vízgyűjtőn az 1951–60 között előfordult legnagyobb 1 napos területi csapadékátlag 63 mm volt, 1958 június 11-én. Ezen a napon a vízgyűjtő állomásain feljegyzett maximális csapadékösszeg 130 mm volt. A IV. táblázat $T = 1$ naphoz tartozó számsorát görbével ábrázolva, $F = 574$ km²-hez 0,54-es szorzószámot kapunk, vagyis a vízgyűjtő területén várható maximális csapadék $130 \times 0,54 = 70$ mm. A számított érték 10 százalékkal tér el az észlelésekből meghatározott 63 mm-től, ami maximális csapadék esetén jó közelítésnek tekinthető.

Számítási módszerünk bemutatása után felhívjuk még a figyelmet arra, hogy a számítások megkönnyítése végett célszerű, ha a táblázatokban közölt adatokból nomogramokat szerkesztünk, így a (4) függvény értékeit gyorsan meghatározhatjuk. A példák során bemutatott feladatok megoldása egyébként rendkívül munkaigényes adatfeldolgozást követel, amelyre rendszerint nincsen lehetőség, de elvégzése *nem is gazdaságos* egy-egy gyors információszerzés érdekében. Az ismertetett eljárás az információ megszerzéséhez szükséges munkaidőt szinte minimálisra redukálja, s ez nagy mértékben ellensúlyozza azt a fogyatékoságát, hogy a számítások a keresett jellemzőszámok *közeliítő értékének* meghatározására szolgálnak.

IRODALOM

- [1] Németh Endre: Hidrológia és hidrometria, 99. o. Tankönyvkiadó, Budapest, 1954.
- [2] Bogárdi János: A lefolyási tényező és a levezetendő belvízmennyiség. Vízügyi Közlemények XXVI. évf. 5. o. Budapest, 1947.
- [3] Salamán Pál: Az öntözésnek és a felszíni vizek elvezetésének kapcsolatai. Vízügyi Közlemények 1958/4, 452. o. Budapest, 1958.
- [4] Péczely György: Közvetett módszer többnapos időszakok csapadékhozamának meghatározására. Időjárás 68. évf. 321. o. Budapest, 1964.
- [5] Micheller István—Csomor Mihály: Csapadékmérő állomások célszerű sűrűségének vizsgálata a területi átlagok alapján. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXVIII. Beszámoló az 1964-ben végzett tudományos kutatásokról, II. 88. o., Budapest 1965.

Párolgásmérés „A” típusú kádakkal

Определение испарения с использованием баков типа «А». В работе излагаются результаты опытных исследований, проведенных в 1965 г. на Сарванской агрометеорологической исследовательской станции ($\varphi = 46^{\circ}50'С$, $\lambda = 20^{\circ}31'В$, $h = 87$ м) по измерению испарения. Кратко указываются основные характеристики баков-испарителей типа «А», а также условия проведения опытов. Измерения проводились при помощи 10 баков типа «А» в различной установке и с различным обслуживанием. Для каждого из баков применялось в отдельных случаях неправильное обслуживание, в связи с чем, из сопоставления данных, можно было определить степень погрешности, вызванной обслуживанием, отклоняющим от стандартного. Вычисления, проведенные по 5-ти дневным средним величинам испарения позволили делать следующие выводы: а) основная неуверенность измерений составляет $\pm 4\%$; б) температура воды испарителя может быть заменена температурой воздуха; в) если уровень воды снижается на 4 см, считая от края бака, необходимо использовать коэффициенты, приведенные на рис. 2; г) при систематической чистке баков через каждые 2 месяца влиянием загрязненности можно пренебречь; д) при отсутствии деревянной решетки, соприкосновение бака с почвой, не вносит в данные об испарении значительных погрешностей; е) при измерениях с точностью до десятых долей миллиметра, использование различных видов измерителей уровня воды не вызывает погрешностей.

✱

A párolgás, mint vízháztartási és mint energetikai tényező, egyaránt foglalkoztatja a hidrológus és meteorológus szakembereket. Értéke azonban mindezideig csak általánosságban — a vízháztartás vagy az energiaháztartás egyenletének maradéktagjaként — állítható elő. Folytak és folynak is erőfeszítések, hogy a párolgás is a mérhető hidrológiai és meteorológiai elemek közé kerüljön, de egzakt mérési módszer ma még nem ismeretes. A legnagyobb nehézséget az okozza, hogy a párolgató felületek sokféle volta miatt — nem tekintve az éghajlati adottságokat —, a párolgás értéke igen nagy változatosságot mutat. Nem szorul különösebb bizonyításra, hogy a szabad vízfelszín (édesvíz, sósvíz), a vizenyős, mocsaras vagy csupasz talaj (különböző talajfajták), a növényzettel borított felszín és a hó mind más és más mértékben párolgatók. Jellemző értéként megadható ugyan az ún. *éghajlati párolgás*, de ez az érték „átlagos felszín”-re vonatkozik, és szintén maradéktag gyanánt állítható elő. Ám a természetben nincs „átlagos felszín”, s így konkrét esetekre (tó, erdő, szántóföld stb.) nem ad az éghajlati párolgás jellemző értéket. Az alkalmazott kutatásokban a párolgásmérés két ágazatra oszlik: az egyik a természetes szabad vízfelszínnek (tavak, folyók, víztározók, nemkülönben a hófelszín) *evaporációjának*, a másik meg a növényzettel borított talajfelszín *evapotranspirációjának* a vizsgálata.

A felszíni sajátságok különböző volta nagy nehézséget jelent a párolgás egyértelmű meghatározásánál, ezért szükség van definiálható és egységesíthető párolgásmérő műszerre. A régebben használt *Wild-féle párolgásmérő* — noha éghajlati adatok alapján jól értelmezhető eredményt szolgáltatott [1] —, kis víztömege azonban oly gyorsan követi a hőmérséklet változásait, hogy semmiképpen sem reprezentálhatja az energiatározódás következtében szükségképpen tehetetlenebb víztömeg vagy földfelszín párolgásvizonyait. A természetes viszonyoknak jobb megközelítést adják a *párolgásmérő kádak*. Nagyobb víztömegük már alkalmasabbnak látszik arra, hogy alapjául szolgáljon a természetes felszínéről történő párolgás mérésének.

A párolgásmérő kádoknak több típusa ismeretes, — a különböző országok szolgálatai a méret, az alak és a felállítás variációinak egész sorát hozták létre. Minden kádnak és felállításnak megvan a maga előnyös és hátrányos tulajdonsága attól függően, hogy az illető országnak milyen az éghajlata, és milyen felszín párolgását szándékoznak megközelíteni. Minthogy mind-

egyik, speciális káddal rendelkező szolgálat ragaszkodik az általa meghonosított párolgásmérő-höz, a Meteorológiai Világszervezet Hidrometeorológiai Bizottsága a szabványosítás jegyében azt a javaslatot tette, hogy a használatban levő kádakkal párhuzamosan indítsák meg a méréseket egy egységes kádtípussal: a Nemzetközi Geofizikai Évben referencia-műszerként használt amerikai „A” típusú (U. S. Weather Bureau Class „A”) párolgásmérő káddal [2].

Az „A” típusú kád kör alakú, átmérője 4 láb — 120,65 cm; magassága 10 hüvelyk — 25,4 cm. A párolgó felület nagysága 1,16 m²; átlagos víztömege kb. 1/4 m³. A kád galvanizált vagy fehérre festett 3 mm-es vaslemezről készül, s a talajfelszínre helyezték 2,5—5 cm vastagságú farácsra állítva működik. Elhelyezése legalább 6 m²-nyi vízszintes sík területen történjék, s felállításánál a napfénytartam-, a szél- és a csapadékmérő elhelyezésével szemben támasztott összes követelménynek együttesen kell érvényesülniük. A párolgásmérő állomáson föltétlenül folynia kell a meteorológiai megfigyeléseknek; kötelezően mérendő a csapadék, a levegő hőmérséklete és nedvessége, valamint a szélesebség a 2 m-es szintben.

Magyarországon ez idő szerint háromféle párolgásmérő kád működik:

- a) az előbb említett „A” típusú kád,
- b) a WMO által összehasonlító mérésekre ajánlott 0,3 m² párolgató felületű, 60 cm mélységű, földbe süllyesztett „G” típusú kád — vagyis a Szovjetunióban szabványként elfogadott GGI-3000-es párolgásmérő [3], végül
- c) az Ubell-féle 3 m² párolgató felületű, 50 cm vízmélységű, földbe süllyesztett, kerek „U” típusú kád, amelyet a Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet alapműszerként használ [4].

A magyar meteorológiai szolgálat 1965-ben határozta el országosan egységes párolgásmérő hálózat létesítését, a III. ötéves tudományos kutatási terv [5] keretében, a Hidrológiai Decennium alkalmából. A hálózat alapműszeréül az „A” típusú kádat jelölte ki az alábbi megfontolások alapján:

1. Mivel a kád nincs érintkezésben a talajjal, a hőátvitel túlnyomórészt a levegőből történik, így energetikailag jól definiálható zárt rendszert alkot.
2. A növénytakaróhoz hasonlóan, aránylag kis tehetetlenséggel követi az időjárás változásait.
3. Mivel a perem magasabban van a talajfelszínénél, csapadék hulláskor nem kell számolnunk cseppbeverődéssel.
4. Aránylag kis felületű lévén — szabályos kezelés esetén —, a szél hatására nem alakulnak ki peremen átesapó hullámok.
5. A perem állása következtében még a 15—20 cm-re fölnőtt növényzet sem módosítja a párolgás értékét.
6. Mivel a vízszint a talajfelszínénél magasabban van, kisebb a szelokoza szennyeződés, mint a földbe süllyesztett kádaknál.
7. Nem elhanyagolható szempont, hogy a baleset (beleesés, lábtörés) veszélye jóval kisebb, mint mély kádaknál.
8. Az elpárolgott víz pótlására legtöbbször elég egy vödör víz.
9. Fölállítás, tisztítása, karbantartása egy személy által könnyen elvégezhető.
10. Nincs kitéve a talajban fellépő korrózió veszélyének, így szivárgási hiba nem lép fel.
11. A kád előállítás egyszerű és nem költséges.
12. A Nemzetközi Geofizikai Év referencia-műszere volt.
13. A WMO standard műszerré nyilvánította.
14. A nyert adatokkal közvetlenül csatlakozhatunk a párolgási világtérképhez már elkészített rész-térképekhez.

Hátrányaként megemlíthető, hogy hőmérséklet-érzékenysége folytán többet párolgatót, mint a természetes szabad vízfelszín [6], bár e hiba többé-kevésbé minden párolgásmérőnél előáll.

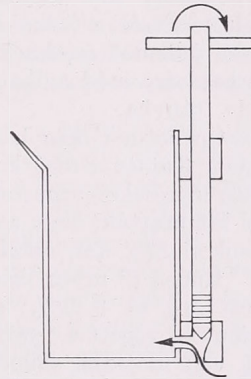
A párolgásmérő kádakkal végzett észlelések két részből tevődnek össze: az elpárolgott víz mennyiségének (vízszint) és a párolgató felszín hőmérsékletének (vízhőmérséklet) a méréséből. Az előbbit naponta kétszer: reggel és este, az utóbbit reggel, délben és este észleljük a szokásos terminusokban.

Az országos párolgásmérő hálózat kiépítése több kérdés tisztázását tette szükségessé. Az állomásokon elhelyezett párolgásmérő kádak szolgáltatja adatok az éghajlati különbségekből eredő eltérések mellett az egyes észlelések során előálló személyi hibákat is tartalmazzák. Ahhoz, hogy a különböző éghajlatú körzetek párolgásviszonyait kipuhatóljuk, minden egyes állomásra homogén sorozatot kell előállítanunk. A homogén sorozat előállításához azonban az átlagos mérési pontosságon kívül ismernünk kell a helytelen kezelés okozta hibák nagyságát is. Ebből a cél-

ból 1965-ben a *szarvasi agrometeorológiai kutatóállomáson* párolgásmérés-kísérleteket hajtottunk végre. A kísérlet, amelyet 10 darab „A” típusú káddal végeztünk, arra volt hivatott, hogy minden lehető kezelési hibát képviseljen, s ily módon az eltérések törvényszerűségeit megállapíthassuk. A kádakat a következő variációban állítottuk föl:

1. *alapkád*, szabvány felállítású, gondosan tisztántartva;
2. szabvány felállítású, nem tisztítva, rozsdás, algás, moszatos;
3. farács nélkül a földre helyezve, tisztántartva;
4. a vízszint a peremtől 2 cm-nyire tartva;
5. a vízszint a peremtől 3 cm-nyire tartva;
6. a vízszint a peremtől 5 cm-nyire tartva;
7. a vízszint a peremtől 7 cm-nyire tartva;
8. állvány segítségével 1 m magasságba állítva;
9. feketére festve, tisztántartva;
10. feketére festve, nem tisztítva, rozsdás, algás, moszatos.

A vízszintmérések a *Héni—Tóth-féle* merítőedény és a *Piche-féle* mérőcső segítségével történtek, és 1965. május 1-től október 31-ig folytak.



1. ábra. A *Héni—Tóth-féle* merítőedény
Fig. 1. Volumetric measure *Héni—Tóth*

Az Országos Meteorológiai Intézet standard vízszintmérő műszere a merítőedényből és a *Piche-féle* atmométer mérőcsővéből áll. A merítőedény 48 mm átmérőjű, 82 mm magasságú, henger alakú rézedény (1. ábra). Az egyik oldalon kiöntő csőr, vele átellenben a beömlőnyílás és annak csavaros elzárója található. Az edény méretezése úgy történt, hogy benne 1 mm vízréteg a *Piche*-csőben 1 mm leolvasást eredményező $1,5 \text{ cm}^3$ mennyiséget jelentsen. Így a merítőedény belső átmérője 43,8 mm-nek adódott. Az edény egyéb méretei a leolvasás szempontjából lényegtelenek, s még a 2 mm-es falvastagság hibahatása is elhanyagolható a kád $1,16 \text{ m}^2$ felületéhez képest. A mérés a következőképpen történik: A merítőedényt a párolgásmérő kád csillapítócsővébe helyezett három, 120° -onként elhelyezett rézrudacsckára, vagy a perforált műanyag-álfenékre helyezük nyitott beömlőcsappal. Néhány perc múlva a merítőedény — csillapítócső — kád rendszerben kiegyenlítődik a vízszint. A csapot zárjuk, és az edényt kiemelve, tartalmát a *Piche*-mérőcsőbe öntjük, majd értékét leolvassuk.

Számításainkat *pentádátalagokkal* végeztük. A használatosabb pentádösszeg helyett azért alkalmaztuk a pentádösszegnek az egy napra eső hányadát, mert így a 31 napos hónapok utolsó hexádját összehasonlíthatóvá vált a többi értékkel. Az ötnapi szakaszok szerinti vizsgálatot azért tartottuk célszerűnek, mert az esetenkénti mérési pontatlanságok kiegyenlítődtettebbeknek, az energia-tározódási viszonyok okozta eltérések meg elhanyagolhatóbbaknak tekinthetők, mint naponkénti adatok esetén.

Az egyes kádak közötti eltérés demonstrálására képeztük a kérdéses kád és

az alapkád pentádértékeinek *relatív eltérését az alapkád értékének százalékában*, vagyis általánosságban

$$z_{ij} = \frac{P_i - P_j}{P_j} \cdot 100$$

ahol z_{ij} -vel jelöltük az i és a j kád párolgásának relatív eltérését a j kád értékének százalékában. A vizsgált időszakra 36 pentád esett. Így minden relációra harminchat értéket kaptunk, amelyekből előállítottuk a közepes relatív eltérést (\bar{z}_{ij}) és kiszámítottuk az adatok szórását (s_{ij}).

Valamely kád mért értékének az alapkád ugyanazon időpontban mért adatától való eltérést két faktorra bonthatjuk. Az egyik a két kád fizikai sajátosságainak eltérő volta, a másik faktort pedig a két kádnak azonos időjárási viszonyokra különbözőképpen történő reagálása képezi. Az átlagos relatív eltérést úgy tekinthetjük, mint a fizikai sajátosságok különbözőségét reprezentáló faktort, de magába foglalja még a mérőhely éghajlatára jellemző tulajdonságokat is. Az eltérések szórását meg olybá vehetjük, hogy az az időjárás hatására a párolgásban mutatkozó változékonyságot tartalmazza. Metodikailag azonban célravezetőbb az az okoskodás, hogy az átlagos eltérést csak a fizikai sajátosságok különböző voltának tulajdonítjuk, s az egész országra jellemző értéknek tekintjük; de ez az átlag az egyes tájakra jellemző időjárás hatására módosulhat a szórással definiált intervallumon belül pozitív vagy negatív irányba.

Hogy gondolatmenetünk nem hamisítja meg a valóságot, utalunk a Vízgazkodási Tudományos Kutatóintézet keretében folyó párolgásmérések eredményeire [7]. Összehasonlító méréseket végeztek „U” és „A” típusú kádakkal és 8 állomás 4 évi adatsorából kimutatták, hogy az „A” típusú kád hegyvidéki állomásokon 14, síkvidéki állomásokon 21%-kal, országos átlagban pedig 19%-kal párolgotat többet, mint az „U” típusú (3 m²-es) kád. Ez az érték pedig megegyezik kutatásunk máshol ismertetett $z_{AU} = +19\%$; $s_{AU} = +11\%$ eredményével [8].

A kérdés eldöntése végett a relatív eltéréseket összevetettük az egyes relációkban hatékonynak vélt időjárási elemek alakulásával, s a kapcsolat mértékét korrelációs együttható formájában adtuk meg. Vizsgálatunkhoz az egyes időjárási elemek terminusközepének pentádatlagát, folytonos elemeknél a valódi (24 órai középértékek) pentádközepét használtuk föl.

Kutatásaink során a levegő hőmérsékletét a hőmérséklet valódi pentádközepéhez tartozó telítési gőznyomással (E') jellemeztük [9], mert egyéb számításaink általánosításánál gondot okozott volna a 0°-os szinguláris érték.

A mérési programot úgy állítottuk össze, hogy az „A” típusú kádakkal kapcsolatos alábbi kérdésekre választ kaphassunk:

- a) A mérés pontossága;
- b) a hőmérséklet kapcsolata a párolgással;
- c) eltérések a vízszíntingadozások miatt;
- d) a kádak szennyeződése folytán föllépő hiba;
- e) a talajjal való érintkezés hibahatása;
- f) vízszíntmérő műszerek pontossága.

Az egyes kérdésekben egyrészt arra kerestünk választ, hogy mekkora hibát okoz a szabványostól eltérő kezelés, másrészt arra, hogy ez az eltérés mennyire függ azon meteorológiai elemek alakulásától, amelyeknek szerepet tulajdonítottunk az energiaforgalom megváltozásában. Ebből az értékelésből adódik a *korrekciós tényező*

(a relatív eltérések inverz értéke) alkalmazásának létjogosultsága, vagyis milyen esetekben, milyen mértékű legyen a korrekciós tényező, amelyet a szabványostól eltérő kád adataira kell alkalmaznunk, hogy a helyes értéket megkapjuk.

a) *A mérés pontossága.* Kísérletünkben két kád adatsora módot nyújt arra, hogy összevetésük alapján kimutassuk a szabványos „A” típusú kád mérési pontosságát. Az alapkád (I.) vízszintjét az előírások szerint a perem alatt 1,5—2,5 cm mélységben tartottuk, — a 2 cm-es vízszintű kád (4.) szintjénél még ennél is szűkebb határokat tartottunk: a vízszint ingadozásának intervalluma mindössze 0,5 cm volt. Ily módon a 4. kád az I. kád kontrolljának tekinthető. Kiszámítottuk a középértékek közötti különbséget és alkalmaztuk a *Student-féle „t” próbát*. Eredményünk szerint a két adatsor között *nincs szignifikáns különbség* ($t = 0,273$; szab. fok: 70). Mivel azonban a sorozatok középértéke nem reprezentálja kellőképpen az egyes értékek közötti eltérést, a pontosabb meghatározás kedvéért kiszámítottuk a pentádértékek relatív eltéréseinek átlagát s az eltérések szórását:

$$\bar{z}_{41} = + 0,6\%$$

$$s_{41} = \pm 4,2\%$$

Ez az eredmény meggyőz bennünket arról, hogy valóban nem tételezhető föl szignifikáns különbség a két kád adatai között; az eltérés a szóráshoz képest igen kicsi, legföljebb a festékréteg vastagságbeli különbségének tulajdonítható. A szórás értékéből pedig arra következtethetünk, hogy a *párolgásmérések adatai* — pentádnál nem rövidebb időszakra —, *átlagosan $\pm 4\%$ -os alapbizonytalansággal terheltek*.

b) *A hőmérséklet kapcsolata a párolgással.* A párolgás, mint fizikai jelenség három tényező hatására jön létre. Az első *a molekulák kilépéséhez szükséges energia* — amit a felszín hőmérsékletével, a második *a környező tér fölvevőképessége* — amelyet a telítési hiánnyal, s végül a harmadik, *a kilépett molekulák elszállítása* — ezt a szél sebességével, esetleg a kicserélődéssel jellemezhetjük. Ha a telítési hiány időbeli változását figyelemmel tudjuk kísérni, a szélesebbesség tekintetbevételére csupán másodlagos jelentőségű, mivel a légáramlás és a kicserélődés pára elszállító hatása abban nyilvánul meg, hogy a párolgás folyamán a környező tér nem telítődik. A telítési hiány megszabta határon belül a párolgás intenzitásának fokmérőjéül tehát — végső soron — a párolgató felszín hőmérsékletét tekinthetjük. A Föld felszínén található különböző halmazállapotú szubsztanciák hőmérsékletét, közvetve vagy közvetlenül, a Napból érkező sugárzási energia mennyisége szabja meg, ezért a szubsztanciák hőmérsékletének — hőfizikai tulajdonságaik eltérő voltát szem előtt tartva —, sztochasztikus kapcsolatban kell állniuk egymással. E megfontolások alapján, a párolgásmennyiségnek — vízfelszín-hőmérséklet adatok hiányában —, jellemezhetőnek kell lennie a levegő hőmérsékletével. Ismeretesek tapasztalati formulák, amelyek a természetes vízfelszínnek hőmérsékletét a levegő hőmérséklete és a víztömeg hőtárolódási viszonyait tükröző jellemszám alapján adják meg [10]. Az általunk használt „A” típusú kádnál — mint bevezetőnkben említettük —, hőtárolódással gyakorlatilag nem kell számolnunk, s így a vízfelszín hőmérséklete, illetve a párolgás értéke, közvetlenül a levegő hőmérsékletével hozható kapcsolatba.

A kérdést mérési adataink tükrében is megvizsgáltuk. Ennek érdekében a víz-hőmérséklet napi közepének pentádátlagát (\bar{i}) összevetettük a párolgás megfelelő értékeivel. A továbbiakban — mivel a napi párolgás nappali része az éjszakainál nagyobb változékonyságot mutat, azaz mondhatjuk, hogy az „A” típusú kádnál a párolgásnak az időjárással való kapcsolatát a nappali szakasz jellemzi markánsabban —, nem volt érdektelen, hogy megvizsgáljuk a vízhőmérséklet maximumának tekinthető déli érték (t_{14}) összefüggését a kád evaporációjával. Annak bizonyítására pedig, hogy az „A” típusú kád szolgáltatta párolgásértékek mennyire követik

az időjárás alakulását, kapcsolatkeresésünket kiterjesztettük a levegő hőmérsékletének karakterisztikájára (E') is. Az összefüggések szorosságának megállapítására kiszámítottuk az említett paraméterek és a párolgás értékének korrelációs együtthatóját:

$$r_{P, \bar{t}} = 0,78 \quad r_{P, t_{14}} = 0,77 \quad r_{P, E'} = 0,80$$

A vízhőmérséklet déli értéke (t_{14}) majdnem olyan szoros összefüggést mutat a párolgással, mint a vízhőmérséklet napi közepe (\bar{t}), így bizvást helyettesíthetjük a több munkával előállítható napi átlagot a vízhőmérséklet déli értékével. A harmadik együttható számértékéből pedig az következik, hogy egyrészt az „A” kád vízhőmérséklete helyettesíthető a levegő hőmérsékletével, vagyis az „A” kád látszik legalkalmasabbnak a párolgás éghajlati adatokból történő kiszámítására [11]; — másrészt pedig helyes úton járunk, ha a kád méréseiből származó adatokat vesszük alapul a természetes, növényzettel borított felszín *potenciális evapotranspirációjának* meghatározásához, mivel — a növényekhez hasonlóan —, főként a levegő hőmérséklete szabja meg a párolgató felszín hőmérsékletét. Az „A” típusú kád időjárás-érzékenységgel kapcsolatos megállapítás tehát helytálló.

c) *Eltérések a vízszintingadozások miatt.* Kísérletünkben a 4., 5., 6. és 7. kádat abból a célból működtettük, hogy meghatározzuk a perem alatt különböző mélységig leszállt vízszint okozta párolgásmódosulást. A vizsgálatot az indokolja, hogy a tapasztalás szerint a hálózatszerű mérések egyik leggyakrabban fellépő kezelési hibája a vízszintnek az előírtnál mélyebbre süllyedése. Az I. táblázatból kitűnik,

I. TÁBLÁZAT — TABLE I.

Különböző vízszintű kádak relatív eltérései
Relative differences of results obtained from evaporimeters having different water-levels

$\bar{z}_{41} = + 0,6\%$	$s_{41} = \pm 4,2\%$
$\bar{z}_{51} = - 3,4\%$	$s_{51} = \pm 2,9\%$
$\bar{z}_{61} = - 5,8\%$	$s_{61} = \pm 3,9\%$
$\bar{z}_{71} = -10,8\%$	$s_{71} = \pm 4,5\%$
$\bar{z}_{81} = +25,3\%$	$s_{81} = \pm 9,2\%$

II. TÁBLÁZAT — TABLE II.

Korrekcíós tényező különböző vízszintű kádakhoz

Correction factors for evaporimeters with different water-levels

$\bar{z}_{14} = - 0,2\%$	$s_{14} = \pm 4,1\%$
$\bar{z}_{15} = + 3,6\%$	$s_{15} = \pm 3,0\%$
$\bar{z}_{16} = + 6,4\%$	$s_{16} = \pm 4,5\%$
$\bar{z}_{17} = +12,4\%$	$s_{17} = \pm 5,7\%$

hogy a vízszint és a perem közti távolság növekedtével *csökken a párolgás értéke*. Ha a $\bar{z}_{A'A}$ átlagos relatív eltéréseket — ahol A-val a szabványos mérőkád értékeit, A'-vel meg a mélyebb vízszintű kádak adatait jelöljük —, koordinátarendszerben ábrázoljuk, azt találjuk, hogy a $z_{A'A}$ értéke a vízszint mélyebbre szálltával arányosan csökken (2. ábra).

A vízszintkülönbség okozta párolgásváltozás meghatározására Indiában, a Poona-i obszervatóriumban, „A” típusú kádakkal összehasonlító méréseket végeztek [12]. A kísérleteket a peremtől 2, 3 és 5 hüvelyknyire (5,08; 7,62 és 12,70 cm) levő vízszintekkel folytatták. A párolgás ott a mi értékeinknek majd kétszerese ugyan, de érdeklődésünk arra irányul, hogy a csökkenés tendenciája milyen mértékben tér el a nálunk tapasztalt értéktől. Adataikból kiszámítottuk a 3 és 5 hüvelyk depressziójú kádak párolgásának relatív eltérését a 2 hüvelykes vízszintű kád értékeitől:

$$z'_{32} = - 3\%, \quad z'_{52} = - 8\%.$$

A mi vízszintvariációnk a z'_{32} relációval történő összehasonlításra ad lehetőséget, mégpedig a 6. és 7. kád (5 és 7 cm) adatai alapján:

$$\bar{z}_{76} = - 5\%.$$

Megállapítható tehát, hogy a melegebb és nedvesebb éghajlatú Indiában a vízszint alászállása kisebb csökkenést okoz a párolgás értékében, mint hazánk mérsékelt éghajlatú területén.

A szabványtól eltérő vízszintű kádak adatainak hasznosítására kiszámítottuk a relatív különbségek inverz értékeit (II. táblázat), hogy megszerkeszthessük a *korrekciós görbét*, amelyből az adott vízszintdepresszió szerint leolvasott $\bar{z}_{AA'}$ érték alapján a mért párolgásértéket javíthatjuk a

$$P_A = P_{A'} + z_{AA'} \cdot \frac{P_{A'}}{100}$$

formula alapján.

A vízszint mélyebb voltának a párolgásra gyakorolt hatását a következőképpen fejthetjük ki:

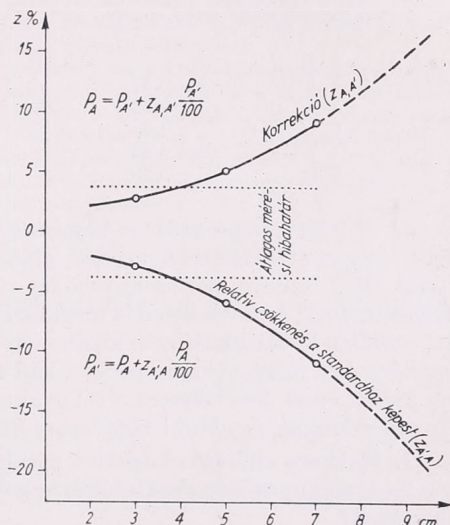
1. A magasabb perem okozta szélárnyék gátolja a kilépett molekulák horizontális elszállítását, tehát a víz fölött viszonylag telítettebb tér alakul ki.

2. A kisebbé vált víztömeg hőtárolóképessége csökken, érzékenyebben reagál a hőmérséklet változásaira.

3. A párolgás gyengébb lévén, jelentős latens hőmennyiség marad benn a kád engiarendszerében.

2. ábra. A vízszint-depresszió hatása a párolgás megváltozására

Fig. 2. Effect of water-level on measured evaporation values



A második két effektus oly bonyolult kölcsönhatásban van egymással, hogy a párolgás megváltozásában játszott szerepüket csak részletes energetikai vizsgálattal lehetne kiderítenünk; az első hatás analízisét azonban — birtokunkban levő adatok alapján — elvégeztük.

Az összefüggés kimutatása érdekében összevetettük a *relatív eltéréseket* a 2 m magasban mért *szélsebesség (v) alakulásával*, — gyanítva azt, hogy nagyobb szélsebességek esetén a kád peremének árnyékoló hatása kevésbé számottevő, mint kis szélsebességeknél. E hatásnak kimutathatónak kell lennie az 1 m magasságban elhelyezett 8. kád párolgásértékeiben is, így vizsgálódásunkat arra is kiterjesztettük. Rendre kiszámítottuk az egyes relatív eltérések (z_{ij}) és a 2 m-ben mért szélsebességre vonatkozó korrelációs együtthatókat (III. táblázat). *Egyiknél sem mutatható ki reális kapcsolat*. Ez részben megerősíti a szél másodlagos hatásával kapcsolatos föltévéseinket, másrészt pedig arra enged következtetni, hogy a párolgás fizikai föltételeinek oly komplex hatásával állunk itt szemben, amely nem jellemezhető egyetlen ki-ragadott meteorológiai elemmel.

Mivel azonban az összefüggésekből *gyakorlati* célokra szánt formulát akartunk levezetni, s a korrekciós értékek szórása ($s_{AA'}$) alig haladja meg a 4%-os mérési bizonytalanságot, elégségesnek tartjuk, ha az adatok javítását az átlagos korrekciós érték ($z_{AA'}$) alapján végezzük el, s nem vesszük figyelembe semmiféle időjárás tényezőt. Ez elhanyagolás mellett szól azon föltevésünk, hogy a relatív eltérések szórását az időjárás elemek változása okozza, — viszont az értékek szórása alig haladja meg a kritikus 4%-ot: nem kell tehát szükségképpen időjárás hatást tulajdonítanunk a szóródás okának. Így nem követünk el nagy hibát, ha az adatok javításánál pusztán a korrekciós tényező alkalmazására szorítkozunk. Az eredményekből következik, hogy *4 cm-nyi vízszintsüllyedésig nem kell az adatokat javítanunk*, mert a korrekció értéke nem haladja meg a mérési bizonytalanságot, s szignifikáns különbséget nem okoz; *5 cm-től kezdve azonban már tanácsos a párolgás értékét javítanunk*.

III. TÁBLÁZAT — TABLE III.

A relatív eltérések és a szélsebesség korrelációs együtthatói
Correlation coefficients between relative differences and wind speeds

i	j	$r_{z,v}$
4	1	- 0,17
5	1	0,12
6	1	0,20
7	1	- 0,23
8	1	0,39

IV. TÁBLÁZAT — TABLE IV.

Szennyeződés és a kád színe miatt létrejövő relatív eltérések
Relative differences caused by pollution and the colour of the evaporimeter

\bar{z}_{21}	= + 2,0%	s_{21}	= ± 3,7%
\bar{z}_{109}	= + 2,0%	s_{109}	= ± 3,9%
\bar{z}_{91}	= + 21,3%	s_{91}	= ± 6,0%
\bar{z}_{101}	= + 23,7%	s_{101}	= ± 5,1%

d) *A kádak szennyeződése folytán föllépő hiba.* A párolgásmérő kádaknál természetes folyamat a beszennyeződés, algásodás, elmoszatosodás, a fal rozsdásodása. A szél által belefújt por-szennyeződés némileg csökkenthető a kád környezetének gyepesítésével. A moszatosodás megakadályozására néhol használt rézgalic (réz-szulfát) azonban kádjainknál nem alkalmazható, mert időelőtti rozsdásodást okoz. A kád tisztítása és a teljes vízesere pedig a kád energia-folyamataiban mindig okoz valamelyes törést, ezért nem célszerű a túl gyakori vízesere. A kád szennyeződésével kapcsolatos kísérleteink az alábbi kérdésekre adtak választ:

1. Mekkora eltérést okozhat a párolgásban a kád természetes elszennyeződése?
2. A szennyeződés okozta eltérés nem kisebb-e feketére festett kádaknál, mint fehérekénél?
3. Tekinthető-e a kívül-belül feketére festett kád „abszolút szennyezett”-nek?

A választ az 1. és 2., valamint a 9. és 10. kádak mérési eredményei szolgáltatták. Képeztük a szabványos, tisztán tartott (1.) kád és a maximális természetes szennyeződésű fehér (2.) kád pentadértékeinek relatív eltéréseit és a középértéktől való szóródását (IV. táblázat). A szórás ugyan a mérési bizonytalanságon belül van, mégis megvizsgáltuk, hogy az eltérések nincsenek-e kimutatható kapcsolatban valamely meteorológiai elem alakulásával. E relációban a napfénytartamot (N) és a levegő hőmérsékletét (E') vettük indikátornak:

$$r_{z,N} = - 0,26$$

$$r_{z,E'} = + 0,07.$$

A korrelációs együtthatók nem jeleznek reális kapcsolatot az eltérések és a vizsgált elemek alakulása között. *A hatás nyilván olyannyira elmosódott, hogy ebből a viszonylag kis adathalmazból nem mutatható ki az összefüggés.*

A fekete kádak adatai között a relatív eltérés (\bar{z}_{109}) azt bizonyítja, hogy *fekete kádaknál a szennyeződés pontosan ugyanakkora átlagos eltérést eredményez, mint a fehér*

kádaknál. A szórás értéke természetszerűen nagyobb, mert a fekete kád jóval többet párologtat, mint a fehérre festett.

Vizsgálatunk eredményeképpen kimondhatjuk, hogy *nem kell túl nagy jelentőséget tulajdonítanunk a kádak piszkolódásának*. A párhuzamos mérés egyrészt gondosan, rendszeresen tisztántartott — másrészt elhanyagolt, néhol lepattogzott festékű és rozsdásodó, üledékes, moszatos, egész évben nem tisztított káddal folyt: szignifikáns eltérés mégsem volt kimutatható a párologásértékek között.

A *Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet* kecskeméti „Komlói Imre” kísérleti telepén végeztek ilyenirányú kutatást [7], — s a tiszta és szennyezett kád közötti eltérést számottevőnek találták és igen lényegesnek ítélték. A velünk ellentétes megállapítás nem az eredmények, hanem csupán a kiinduló feltételezések különböző voltában rejlik. Ők ugyanis a feketére festett kádat tekintették a szennyeződés felső határának, vagyis „abszolút szennyezett”-nek. Ha a *III. táblázat* relatív eltéréseire tekintünk, rögtön szembetűnik, hogy a fekete kád semmiképp sem fogható föl „abszolút szennyezett”-nek, mert a gyakorlatilag maximális természetes piszkolódású 2. kád és a tisztán tartott fekete kád (9.) közötti eltérések nagyságrendben különböznek egymástól (+2, ill. +21). Ez azt bizonyítja, hogy a *természetes szennyeződésnek az energiaháztartásra gyakorolt hatása merőben más, mint a kád fekete voltának*. Megerősíti ezt a tény az is, hogy az „abszolút szennyezett”-nek vélt kád (9.) is tovább tud szennyeződni (10.) — s ez az állapot ugyanolyan eltérést okoz, mint fehér kádak esetén. A kádak szennyeződése és a kádak színe, energetikai hatásukat tekintve, nem ekvivalens tényezők.

Eredményeink helyes voltát igazolják Ausztráliában mért [13] adatok is. Megvizsgálták, hogy a különböző színű kádak párologásértékei milyen mértékben térnek el az Ausztráliában használatos galvanizált vaskád adataitól. Az eltérések a következőképpen alakultak: alumíniumfestékkel bevont kád —2%; rézkád +7%; fehérre festett kád —17%; feketére festett kád +6%. A fehér és a fekete kádak közötti különbség a számadatokból közelítőleg 23%-nak vehető, amely megegyezik az általunk kapott 21, ill. 24%-kal. Az adatok egyébként rámutatnak arra is, hogy az általunk használt fehér kád kevesebbet párologtat, mint a WMO által alternatívaként megjelölt galvanizált kád, tehát párologásmérőinkkel jobban megközelítjük a szabad vízfelszín párologását, mint a galvanizált kád, amelyre az eltérést kimutatták.

A szennyezett kád adatainak javítására kiszámítottuk a z_2 relatív különbség inverz értékét:

$$z_{12} = -1,0\%$$

$$s_{12} = \pm 3,6\%.$$

Így a vizsgálat eredményeként leszűrhetjük, hogy *ha az adatsor kritikájának igen pontosak akarunk lenni, akkor a szennyezett kád adataiból 1%-nyit levonunk is a kapott eredmény a mérési pontosságon belül lesz, — de ha javítatlanul hagyjuk az adatokat, akkor sem követünk el lényeges hibát*.

A kifejtettek természetesen nem jelentik azt, hogy el lehet hanyagolnunk a kádak tisztítását, hanem csupán fölment bennünket az alól, hogy két tisztítás közötti időre valamely „szennyeződési faktor” alkalmazását igényeljük. Ám éppen az észlelt anyag homogénitása érdekében nem kell az észlelői útmutatásban előírt havonkénti időköznel sűrűbben tisztítanunk a kádat, ill. cserélni a kád vizét.

e) *A talajjal való érintkezés hibahatása*. Előfordulhat, hogy a kád alatt levő rács megrongálódik, elkorhad és besüllyed — vagyis a kád gyakorlatilag a föld felszínén áll. Ezen felül folytak, illetve folynak is mérések nem-szabványos, földön álló kádakkal. Hogy ezeknek a szabványostól eltérő kádoknak az adatait homogenizálni tudjuk, kísérletünkben a 3. kádat közvetlenül a talaj felszínére állítottuk annak megállapítására, vajon a kád alján keresztül végbemenő energiaforgalom okoz-e számottevő eltérést a párologás értékében. Megvizsgáltuk az eltérések átlagát (*V. táblázat*), szignifikáns eltérést azonban nem találtunk.

Az eltérést a kád és a talaj közötti közvetlen hőforgalom okozza. A tenyészidőszak folyamán a talaj a viszonylag nagyobb hőkészletéből némileg pótolja a kád párologás okozta nagyobb energiavesztességét, ebből következik a talajtól elszigetelt

kádakhoz képest nagyobb párolgás. A pontosság kedvéért megnéztük, hogy a hatékonynak vélt meteorológiai elemek alakulása összefüggésbe hozható-e a relatív eltérésekkel. Kiszámítottuk a korrelációs együtthatókat a levegő hőmérsékletére (E'), a talajhőforgalom jellemszámára (Q_t), végül a csupasz talajon 20 cm mélységben mért talajhőmérsékletre (t_{-20}) vonatkozólag (VI. táblázat). A 20 cm-es talajhőmérsékletet azért választottuk jellemzőül, mert a meteorológiai megfigyelőállomások

V. TÁBLÁZAT — TABLE V.

Relatív eltérés és korrekciós tényező
földön álló kád esetén
*Relative differences and correlation coefficient
for an evaporimeter placed on the ground*

$$\begin{aligned} \bar{z}_{31} &= -1,2\% & s_{31} &= \pm 3,4\% \\ \bar{z}_{13} &= +0,4\% & s_{13} &= \pm 4,0\% \end{aligned}$$

VI. TÁBLÁZAT — TABLE VI.

Kapcsolat a meteorológiai elemek és a földön álló kádra vonatkozó relatív eltérések között
Connexion among meteorological elements and the relative differences of evaporimeters placed on the ground

$$\begin{aligned} r_{z,E'} &= 0,46 \\ r_{z,Q_t} &= 0,14 \\ r_{z,t_{-20}} &= 0,14 \end{aligned}$$

rendszeresen mérik, nemkülönben azért, mert föltételeztük, hogy ebben a szintben a talajhőmérséklet horizontális gradiense elhanyagolható, s jellemzi a kád alatti talaj hőmérsékletét. Az összevetésből kitűnt, hogy a levegő hőmérsékletével és a 20 cm-es talajhőmérséklettel föllelhető ugyan némi kapcsolat, de szorossága nem jogosít föl bennünket, arra hogy regressziós görbét szerkesszünk. Az átlagos eltérés inverz értéke (z_{13}) azonban a szóráshoz képest oly csekély, hogy *feljogosít bennünket az ilyen föllállításból adódó különbségek elhanyagolására*. A kád alatti rács alkalmazását tehát nem annyira a hőátvitel meggátlása, mint inkább a kádnak a korrózió elleni védelme teszi indokoltá.

f) *Vízszintmérő műszer okozta eltérések*. Az Országos Meteorológiai Intézet állomásain jelenleg kétféle műszerrel mérik a párolgást. Az egyik a *Fazekas*-féle kúptárcsás mikrométer — amely a VITUKI által korábban telepített párolgásmérő kádakon került bevezetésre, a másik pedig — a Meteorológiai Intézet létesítette állomásokon alkalmazott — *Hémi—Tóth*-féle, a bevezetőben ismertetett, merítőedényes vízszintmérő berendezés. A kétféle műszerrel végzett mérések összehasonlítása nem okoz különösebb problémát, mivel a kúptárcsás műszer század milliméter pontosságú leolvasást tesz lehetővé, s a tized milliméterre kerekítés *nem visz be szisztematikus hibát az adatsorba* a merítőedényes mérés szolgáltatta tized milliméter pontosságú adatokhoz képest. Állomásainkon a század milliméternyi pontosság nem követelmény, mivel a csapadékot is tizedes pontosságig mérjük, a párolgásmérés egyéb hibaforrásai pedig (cseppbeverődés, kiloccsanás stb.) amúgy sem tesznek indokoltá nagyobb pontosságot.

*

Kísérleteink eredményét a gyakorlat számára az alábbiakban foglaljuk össze:

1. A párolgásméréseknek gondos észlelés és kezelés esetén is $\pm 4\%$ -os az alapbizonytalanságuk.
2. A vízfelszín hőmérsékletét az „A” típusú kádaknál jellemezhetjük a víz hőmérséklet déli értékével, sőt helyettesítjük a levegő hőmérsékletével.
3. A vízszintnek a peremtől mért 4 cm alá süllyedése esetén alkalmaznunk kell a tényleges vízszinthez tartozó, 2. ábra szerinti korrekcióit.
4. A havonként rendszeresen tisztított kádak időközi szennyeződése nem okoz javítandó hibát a párolgásértékekben.

5. Farács hiánya vagy tönkremenetele a párolgási adatokban nem okoz figyelembeveendő eltérést.

6. A használatos kétféle vízszintmérővel mért adatok minden további számítás nélkül összehasonlíthatók.

Hangsúlyozzuk, hogy ezeket a megállapításokat a párolgás pentádatlagai alapján tettük. *Öt napnál rövidebb időszakra ezek a megállapítások nem terjeszthetők ki*, mert a párolgás napi értékei esetenként nagyobb eltérést mutathatnak.

IRODALOM

- [1] *Dési Frigyes*: A szabad felállítású Wild-féle párolgásmérőről. Időjárás, 45. évf. 1. sz. Budapest, 1941.
- [2] *WMO Techn. Comm. for Hydromet.*: Guide to Hydrometeorological Practices. Chapt. 2. Genf, 1964.
- [3] WMO No. 6. 180/T/10E Annex: 5. Genf, 1964.
- [4] *Ubell Károly*: Nagyobb vízfelületek párolgásvesztésének meghatározása párolgásmérő kádak segítségével. Időjárás, 62. évf. 1. sz. Budapest, 1958.
- [5] Az Országos Meteorológiai Intézet III. ötéves kutatási terve. Budapest, 1965.
- [6] *McKay, G. G.—Stichling, W.*: Evaporation Computations for Prairie Reservoirs. Proceedings of Hydrology Symposium No. 2. Evaporation. Toronto, 1961. p. 135.
- [7] *Szesztay Károly—Vancsó Imre*: Az országos párolgásmérő kádhálózat első eredményei. VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények. 18. sz. Budapest, 1965.
- [8] *Dunay Sándor*: Különböző párolgásmérők adatainak összehasonlítása. Az OMI X. témakörében elhangzott beszámoló. 1966. (Megjelenés alatt az OMI hiv. kiadványai sorában.)
- [9] *Dunay Sándor*: A vízfelszín evaporációja párolgásmérő kádakban. Beszámoló az 1965-ben végzett tud. kutatásokról. Budapest, 1966.
- [10] *Stichling, W.—Currie, B. W.—Fryers, W.*: Evaporation from Lakes and Reservoirs on the Canadian Prairies. Prairie Provinces Water Board. Rep. 5. Regina (Saskatchewan), 1952.
- [11] *Péczely György*: Az „A” típusú kádak párolgtatásának meghatározása éghajlati adatokból. Időjárás, 69. évf. 4—5. sz. Budapest, 1965.
- [12] *Ventikeshvaran, S. P.—Jagannathan, P.—Ramakishran, S. S.*: Some Experiments with USA Standard Evaporimeter. Indian Journal of Met. and Geoph. Vol. 10. Delhi, 1959. p. 25.
- [13] *Nimmo, W. H. R.*: Measurement of Evaporation by Pans and Tanks. Australian Met. Magazine. No. 46. Melbourne, 1964.



EVAPORATION MEASUREMENTS BY USING CLASS „A” PANS

One of the most essential problems in meteorology and hydrology is that of evaporation. The amount of evaporation is computed as being the residual member in the water-balance or heat-balance equations. However, an ever-increasing demand is experienced for the direct measurement of evaporation. For the measurement of evaporation, evaporimeter pans proved to be the most suitable means. Unification of evaporimeters was recommended by the W. M. O. and according to that recommendation the U. S. Weather Bureau Class „A” pan was designed as a standard instrument. In the Hungarian Meteorological Service, this instrument was introduced for network observations. For the processing of observational material obtained from the network it was necessary to investigate some questions related to the operation of and the nature of information yielded by Class A pans.

For this investigation, experimental evaporation measurements have been carried out at the Research Station for Agricultural Meteorology at Szarvas ($\varphi = 46^{\circ}50'$, $\lambda = 20^{\circ}31'$, $h = 87$ m), by using 10 Class „A” pans in different treatments and exposures, namely:

1. standard evaporimeter in normal exposure,
2. not cleaned, corroded, one containing algae, with sediments,
3. placed on the ground without a wooden frame,
4. water level maintained at 2 cm from the edge,
5. water level maintained at 3 cm from the edge,
6. water level maintained at 5 cm from the edge,
7. water level maintained at 7 cm from the edge,
8. evaporimeter lifted to a height of 1 m,
9. painted in black,
10. painted black, not cleaned, containing algae, with sediments.

The observations were executed by using a volumetric measure *Héni-Tóth* (Fig. 1), with an accuracy of reading equal to one-tenth of a millimeter; in the computations, the one-day aliquot part of 5-day evaporation was used. For demonstrating the differences between the various evaporimeters, relative differences have been computed:

$$z_{ij} = \frac{P_i - P_j}{P_j} \cdot 100$$

that is, z_{ij} is denoting the relative difference between the results obtained from the evaporimeters i and j , expressed as a percentage of the amount measured by the evaporimeter j .

The results of this experiment yield answers to the following questions:

a) *Accuracy of the measurements.* The series of observations obtained from evaporimeters 1 and 4 (as these two instruments were subjected to the same treatment) are suitable for the determination of the accuracy of the measurements. By applying the „t”-test, it was found, that both series of observations can be regarded as belonging to the same population; the average value of the relative difference ($z_{41} = +0,6\%$) is rather low. The standard deviation ($s_{41} = \pm 4,2\%$) is leading to the statement, that for periods not shorter than 5 days, the observed values are containing an average error of $\pm 4\%$.

b) *Relation between temperature and evaporation.* It has been investigated, how close by evaporation (P) is influenced by the daily mean water temperature in the pan (\bar{t}), by the water temperature at 2 p. m. (t_{14}) and by the true 5-day mean value of air temperature (E'). The following correlation coefficients were obtained:

$$\begin{aligned} r_{P,\bar{t}} &= 0,78 \\ r_{P,t_{14}} &= 0,77 \\ r_{P,E'} &= 0,80 \end{aligned}$$

that is, the daily mean temperature, the deduction of which requires more computation, can be replaced with good results by the temperature at 2 p. m.; however, the correlation is the closest with air temperature. Thus, Class „A” evaporimeter is suited for the replacement of measurements by computation from climatological data, as well as for its application in the determination of the potential evapotranspiration of a surface with a plant cover.

c) *Differences due to variations of the water-level.* For solving this problem, we considered the relative differences among evaporimeters 4, 5, 6 and 7 as compared with evaporimeter 1 (Table I). It was found, that proportionally to the lowering of the water-level in the evaporimeter, the measured values of evaporation decreased. For a generalization, results from the standard evaporimeter were denoted by A

and those of the evaporimeters with a lowered water-level by A' . The inverse values of the relative differences were computed (*Table II*) enabling us to use also the values yielded by evaporimeters with a lowered water-level. A correlation between the evaporation difference of evaporimeters possessing a lowered water-level and the wind-speed at a height of 2 m (*Table III*) was looked for; however, no real connexion could be found. Thus, it can be stated, that, with a water-level descending by more than 4 centimeters the evaporation values obtained should be corrected by the values given in *Fig. 2*. It may be noted that the curve given here could be applied with entire safety only on Hungarian territory.

d) *Error due to pollution of the evaporimeters.* According to the results obtained from evaporimeters 1, 2, 9 and 10 (*Table IV*), it appears that evaporation values of white and black pans are influenced in the same way by pollution, and these variations have no demonstrable connexion either with insolation ($r_{z,N} = -0,26$) or to air temperature ($r_{z,E} = +0,07$). It can be stated, that the black colour of an evaporimeter is, as to its influence, not identifiable to pollution. The pollution occurring at Szarvas cannot be regarded as a very important one, because even in the case of maximum natural pollution (evaporimeter 2) we have only a correlation coefficient of $r_{12} = -1,0\%$, that is, it has a lower value than the fundamental inaccuracy. Thus, it is concluded, that even in other locations no essential error is committed by using, for a period of one month each time, data from a polluted evaporimeter.

e) *Error arising from ground content.* Using data from evaporimeter 3, we investigated the deviation of evaporation values caused by the absence of a wood frame (*Table V*). We are of the opinion that this deviation is a negligible one, mainly because no real connexion is found either with air temperature (E'), or with the member of the heat-balance equation expressing to the heat flux in the soil (Q_t) or with the soil temperature in a depth of 20 cm (t_{-20}), as evidenced by *Table VI*. This result entitles us to neglect the differences arising from this sort of exposure.

f) *Deviations caused by the water-level measuring instrument.* In addition to the instrument of *Héni-Tóth*, the cone-disked, micrometric water-level measuring instruments, type *Fazekas* are used, by the evaporation measuring stations in this country. There two instruments, of the accuracy level of one-tenth of a millimeter, yield no differing results. A higher accuracy than one-tenth of a millimeter can not be aimed at, as the measurements of precipitations possess no greater degree of accuracy, and the other sources of error in evaporimeters (such as splashing in and out) do not allow a greater accuracy.

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaitkat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetések a Társaság címére (Budapest V. Szabadság tér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61.764) kérjük.

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

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

TITKÁRSÁG

A funkcionál alkalmazása az agrometeorológiában

On the Application of the Functional in Agrometeorology. G. Roncali [1] expressed the amount of agricultural crops as a functional of ecological factors. In this paper, the use of a "functional" is extended to other characteristics of the plants and the further discussion of the ecological factors is restricted to the meteorological ones. The formulation of the problems of agricultural meteorology in terms of equations of functionals is not only of a theoretical significance, as the concept of meteorological optimum, being of high practical importance, can be defined in that way. In the second main part of the paper, the ways of the computation of optimal weather conditions are described.

*

О применении функционала в агрометеорологии. Г. Ронкали [1] выразил размеры урожая в функционале экологических факторов. В настоящей работе использование функционала распространяется и на прочие характеристики растительных культур, а затем обсуждение ограничивается метеорологическими факторами. Решение агрометеорологических проблем при помощи функционального уравнения имеет не только принципиальное значение; оно позволяет и точно определить понятие агрометеорологического оптимума, имеющее весьма важное практическое значение. Во второй основной части работы излагаются способы вычисления оптимальных метеорологических условий.

*

Az agrometeorológiai irodalomban egyre többször találkozunk azzal a törekvéssel, hogy a kutatási eredményeket mennyiségi formában kell kifejezni, összefüggéseket kell megállapítani a növény tulajdonságai és a meteorológiai tényezők között. Ez nagymértékben elősegítené az elméleti fejlődést, de talán még nagyobb segítséget jelentene az elért eredmények alkalmazása terén, hiszen a tényezők hatását előre számítani lehetne, s ennek gazdasági jelentősége elvitathatatlan. Így elérhető lenne, hogy a termelés érdekében folytatott tudományos kutatások eredményei rövid időn belül alkalmazásra találjanak, ne heverjenek hosszú évekig kihasználatlanul.

A fentiek ellenére a matematikai kifejezőmód az agrometeorológia területén nem mondható kellőképpen elterjedtnek, noha a matematikai statisztika alkalmazása nem új és egyre inkább terjed. A statisztikai módszer által kapott eredmények azonban csak korlátozott érvényességi körű speciális esetei az elméleti alapokat leíró általános összefüggéseknek.

A környezetnek a növényre gyakorolt hatását kifejező matematikai formára *Roncali* professzor hívta fel a figyelmet a Kecskeméten tartott nemzetközi agrometeorológiai konferencián [1].

Roncali dolgozatában a gazdaságosságot vezeti vissza a környezeti tényezőkre, ezért a növényi jellemzők közül csak a terméseredményt emeli ki. Az általa kimondott alapelv lényege: egy adott növényfajta termésének eredménye az ökológiai tényezők közül funkcionál segítségével számítható ki.

Mielőtt a gondolat jelentőségével foglalkoznánk, felhívjuk a figyelmet a fenti megfogalmazás általánosíthatóságára: nemcsak a terméseredmény tekinthető a környezeti tényezők funkcionáljának, hanem a vegetációs időszak egy tetszőleges időpontjában a növény egy tetszőleges tulajdonsága is funkcionálként állítható elő. Tulajdonságon a növény egy olyan tetszőleges jellemzőjét értjük, amelyre mérték definiálható.

Az ökológia alapegyenlete. Minden élőlény minden tulajdonságát az öröklöttség és a környezeti tényezők hatása együttesen szabják meg. Ez közelebről azt

jelentí, hogy az öröklöttség által meghatározott lehetséges tulajdonságok kifejlődésének mértékét a környezeti tényezők szabályozzák. Ezen állítás matematikai értelmé az, hogy az öröklöttség és a környezeti tényezők ismeretében az egyes tulajdonságok mértékét ki lehet számítani, s ez a számítási formula adja az ökológia matematikai alapját.

Az egyes tulajdonságok mértékének kiszámításánál kettős probléma merül fel. A kisebb nehézséget a ható tényezők viszonylag nagy száma okozza, ez számítás-technikailag kényelmetlen. A nagyobbik nehézség az, hogy az ökológiai tényezőket nem lehet egy-egy számmal jellemezni, mert a növény élete folyamán értékük változik, ezért az ökológiai tényezőket csak az időbeli menetet leíró függvénnyel tudjuk megadni, s a kiszámítani kívánt növényi tulajdonságot az öröklöttség figyelembevételével ezek az időbeli függvények határozzák meg. Az a matematikai forma, amely függvényekhez rendel számot, a *funkcionál*.

Pontosabban: a funkcionál olyan matematikai operátor, amely tetszőleges absztrakt halmaz elemeit, így tetszőleges függvénytér elemeit is, a valós számhalmaz valamely részhalmazára képezi le. Pl.: adott meteorológiai elem napi maximuma, minimuma, átlaga stb. az illető elemnek, mint egy 24 órás intervallumon vett időbeli függvénynek a funkcionáljai.

Ha tehát nem akarunk az ökológiai összefüggések felírásánál önkényes egyszerűsítő föltevésekkel élni, akkor a környezetnek a növényre gyakorolt hatását csak funkcionálként írhatjuk föl. Ezeket az egyszerűsítéseket az ezen fejezet elején megfogalmazott ökológiai alapelv nem engedi meg. Természetesen a gyakorlati számítások során megengedhető bizonyos pontatlanság, ezért bizonyos egyszerűsítés is, de ennek a mértékét pontosan ismernünk kell.

A környezeti tényezők mezőgazdasági kultúrák esetén is a talaj és levegő fizikai és kémiai tulajdonságai; az emberi tevékenység hatása — a vetésen vagy ültetésen kívül — csak a mondott tényezők megváltoztatása útján érvényesül.

Legyenek a növényzetre ható talajtani tényezők értékei a t időpontban: $a_1(t)$, $a_2(t)$, ..., $a_j(t)$. Ezek együttesét foglaljuk össze egy $A(t)$ vektorban. Ugyanígy, a ható meteorológiai tényezők legyenek: $x_1(t)$, $x_2(t)$, ..., $x_k(t)$; ezek összességét jelölje az $X(t)$ vektor. Ekkor a fentebb elmondottak szerint a növénynek valamilyen s tulajdonsága a t időpontban:

$$s(t) = \alpha[A(u), X(u)], \quad t_v \leq u \leq t, \quad (1)$$

ahol: t_v : a vetés időpontja;

u : egy közbülső időpont;

α : csak a növény öröklöttségétől — tehát fajtájától — és a vizsgált s tulajdonságtól függő funkcionál.

Az *agrometeorológia alapegyenlete*. Az agrometeorológia a környezeti tényezők egy részével foglalkozik csak. A meteorológiai tényezők időbeli menetét döntően csillagászati és nagyméretű légköri folyamatok okozzák, ugyanakkor a talajtani tényezők változása részben a meteorológiai elemek változásával, részben a növény fejlődésével és növekedésével, és végül az ember mezőgazdasági tevékenységével kapcsolatos. A most mondottakból következik az agrometeorológiának az ökológián belüli nagy szerepe és önállósága. Ennek értelmében az (1) egyenletben csak a meteorológiai tényezőket tartva meg változól, az

$$s(t) = \beta[X(u)], \quad t_v \leq u \leq t \quad (2)$$

egyenletet kapjuk, ahol a funkcionál konkrét alakját a fajtán és a vizsgált tulajdonságon kívül az illető talaj fizikai és kémiai tulajdonságainak a vegetációs időszak kezdetén fölvevett értékei, valamint a vegetációs időszak során alkalmazott agro-

technikai eljárások szabják meg. Így a (2) egyenletet nevezhetjük az *agrometeorológia alapegyenletének*, mivel bármilyen agrometeorológiai probléma ilyen típusú egyenlettel fogalmazható meg. Azokat az eseteket, amikor a növény meteorológiai elemeket befolyásoló hatásával foglalkozunk, a *mikrometeorológia* problémakörébe soroljuk.

Egy példa. Ismeretes, hogy az őszi gabonák fagyérzékenységét jellemző kritikus hőmérséklet nemcsak a növényfajtól függ, hanem egy adott időpontbeli értéke függ az azt megelőző időjárástól, ahogyan mondani szokták: a növényzet edzetszégétől. A kritikus hőmérséklet igen jó példa olyan növényi tulajdonságra, amelynek számértékei a növény előéletének körülményeitől függenek.

Licsikaki, mérések alapján, a következő összefüggést kapta [5]:

$$T_k = -9,25 + 3,263y + 0,488y^2,$$

itt y jelenti a bokrosodási csomó szintjén a talajhőmérséklet minimumainak az átlagát arra az időszakra vonatkoztatva, amely az első 0° alá eső minimum megjelenésétől a kérdéses időpontig tartott. A formulát igen korlátozott érvényességi körűnek kell tekintetünk, mivel csak a hőmérsékletet és azt is egy a problémához képest eléggé egyszerű funkcióval veszi figyelembe.

Az (1) és (2) egyenlet jelentősége. A két egyenlet egy már régebben fölismert elv szavakban megfogalmazott alakjával ekvivalens matematikai kifejezés. *Roncali* érdeme az, hogy a régebbi matematikai megfogalmazásokban alkalmazott speciális funkcionálokra túllépve teljes általánosságban ismerte fel a funkcionál alkalmazásának szükségességét, s ezáltal elméleti alapot teremtett az egyes statisztikai összefüggések meghatározásához.

Az (1) és (2) egyenlet legfőbb előnye az, hogy rámutat arra, hogy már a matematika jelenlegi fejlettsége sem emel elvi akadályt a környezet növényre gyakorolt hatásának matematikailag egzakt kifejezése elé.

Gyakorlati feladatok megoldásában az (1) és (2) egyenlet nem jelent túlságosan sok segítséget; leginkább arra hívják fel a figyelmet, hogy az eddigiéknél nagyobb mértékben vegyük figyelembe az ökológiai tényezők vegetációs időszakon belüli változékonyságát a tényezők komplex hatása mellett.

A fentebb elmondottakból következik az is, hogy az agrometeorológia és ökológia elvi kérdéseinek pontos matematikai megfogalmazásához szükséges ismerni a valós függvénytant és a funkcionálanalízist.

Az időjárás leírására szolgáló fogalmak. Legyenek a növényre hatékony meteorológiai tényezők: x_1, x_2, \dots, x_k . Ezeket az előzők szerint egy X vektor komponenseiként fogjuk fel. Mivel a meteorológiai elemek értékei az időben nem állandók, X függvénye az időnek: $X = X(t)$.

Ha tekintjük azt a $k + 1$ dimenziós teret, ahol a k meteorológiai koordináta mellett még az idő is szerepel koordinátaként, akkor ebben a $k + 1$ dimenziós térben az X meteorológiai vektort egy ponttal ábrázoljuk. Az időbeli változás miatt $X(t)$ egy pontsort ír le. Ezen pontsornak valamilyen időintervallumhoz tartozó szakaszát *időjárás görbének* vagy *időjárás függvénynek* nevezzük. (Az $X(t)$ tulajdonképpen nem ír le geometriai értelemben vett görbét, mert igen sok helyen szakadása lehet.)

Az időjárás görbének agrometeorológiai szempontból csak akkor van értelme, ha az időintervallumban (t_1, t_2) a vizsgálni kívánt növény tényleg ki van téve az időjárás hatásának úgy, hogy az befolyásolja a fejlődését és növekedését, azaz fennáll a $t_v \leq t_1 \leq t_2 \leq t_e$ reláció, ahol t_v : a vetés időpontja, t_e : a növény érésének időpontja. (Ez a legutóbbi lehet akár a technikai, akár a biológiai érettség.)

Az egész Földön lehetséges összes időjárás görbe a $k + 1$ dimenziós térnek csak egy véges tartományát tölti ki, ugyanis minden növény élete véges az időben,

a meteorológiai elemek pedig csak a Föld éghajlata által megszabott keretek között ingadozhatnak. Egyébként az időjárás görbék időbeli kiterjedésének legnagyobb intervallumául még élő növények esetén is legtöbbször elegendő egy teljes vegetációs időszak hosszát venni. Tehát a vegetációs időszak minden egyes részintervallumához tartozik a mondott $k + 1$ dimenziós térnek egy véges tartománya, amelyben az abban az időszakban lehetséges összes időjárás görbe foglal helyet. A $k + 1$ dimenziós euklideszi tér fentebb meghatározott tartományában elképzelhető összes időjárás görbét tekinthetjük egy absztrakt tér, az *időjárás görbék* vagy *időjárás függvények* $W(t_1, t_2)$ tere elemeinek; matematikai szimbólumokkal:

$$X(t) \in W(t_1, t_2).$$

Ezek szerint a vizsgált növényfajta s tulajdonságának a t időpontbeli értéke:

$$s(t) = \beta[X(u)], \quad X(u) \in W(t_v, t)$$

alakban fejezhető ki.

A teljes vegetációs időszakhoz tartozó időjárás függvények terét az eddigi jelöléseknek megfelelően $W(t_v, t_e)$ -vel jelöljük.

Az agrometeorológiai optimumok kérdése. Minden termelőnek az a célja, hogy olyan körülmények között termelhesen, amelyek a legnagyobb terméseredményt biztosítják. Ezek a körülmények az optimális körülmények. Ezek meghatározásának lehetőségeivel foglalkozik ez a rész. Erre azért is szükség van, mert a jelenlegi szóhasználat nem eléggé szabatos.

Az $X(u) \in W(t_v, t)$ időjárás görbét az s tulajdonság szempontjából optimálisnak nevezzük, ha az s tulajdonságot előállító β funkcionálnak az $X(u)$ helyen felvett értéke a termelés által megkívánt szélső értéket adja a β funkcionál által a $W(t_v, t)$ elemein felvett értékek közül. Ez a megkívánt szélső érték általában a maximum, de pl. a fejlődés szempontjából az időjárást akkor mondjuk optimálisnak, ha két fázis megjelenése közötti időtartam minimális.

Az optimum kifejezés használatával kapcsolatos egyik hiba az, hogy nem mondjuk meg azt a növényi tulajdonságot, amelynek szempontjából optimális időjárásról beszélünk. Erre valóban szükség van, hiszen a két legfontosabb növényi tulajdonság, a növényfejlődés és a terméseredmény szempontjából az optimális viszonyok egymástól eltérők. Elég itt utalnunk *Szász* [2] és *Szakály* [3] eredményeire, amelyek szerint a kalász kialakulásának időszakában uralkodó gyors fejlődés a terméseredményre negatív hatással van.

A másik hibát akkor követjük el, amikor az optimális értékeket állandó, a fejlődés állapotától független számoknak tekintjük. A fentebbi definíció alapján ez egy speciális eset lenne, amelyet a gyakorlat nem igazol.

A harmadik hiba az, amikor az optimális jelzővel csak egyetlen meteorológiai elemet illetünk. Egyetlen elem által felvett értékről csak akkor volna eldönthető, hogy az optimális-e vagy sem, ha tudnánk azt, hogy az s tulajdonság az összes többi meteorológiai elemtől független. Ezt ismét cáfolja a gyakorlat.

Mivel jelenleg még csak a Földön folytatott mezőgazdasági termelésről vannak ismereteink, elegendő az optimális értéket adó időjárás görbéket a Föld éghajlata által megszabott határok között keresnünk. Ha az egész Földre vonatkozó $W(t_v, t)$ időjárás görbék terén értelmezett növényi tulajdonságokat előállító funkcionálok a megkívánt szélsőértékeiket nem a $W(t_v, t)$ határán veszik fel, akkor az optimális időjárás görbék variációs számításokkal meghatározhatók. A variációs számítás azonban nem szükségképpen vezet egyetlen extrémális időjárás függvényhez [4]. Ilyen esetekben ezek közül ki kell választanunk a minket érdeklő abszolút szélsőértéket adó időjárás görbét.

A funkcionál által fölvetett értékek, az extrémális hely közvetlen környezetében mozogva, csak lassan változnak; ezen kívül a növényi tulajdonságok mérésének van egy meghatározott hibája, ezért az extrémális értéket adó időjárási függvény körül van egy eléggé kiterjedt tartomány, T_0 , amelynek minden egyes elemére:

$$s_M \geq \beta[X(u)] \geq s_M - s_d, \quad X(u) \in T_0 \subset W(t_v, t),$$

ahol: s_M : a növényi tulajdonság által felvett extrémális érték;
 s_d : a tulajdonság mérésének hibája.

Tehát tényleges megfigyelési és mérési adatok alapján a T_0 tartomány egyes elemeit egymástól nem tudjuk megkülönböztetni, ezért a T_0 tartományt az s tulajdonság *optimumtartományának* nevezzük. Ha a T_0 tartomány minden pontja a $W(t_v, t)$ tér belső pontja, akkor a T_0 tartomány a növény éghajlati igényét adja meg, és csak a vizsgált növényfajtára és annak s tulajdonságára jellemző.

Az agrometeorológiai gyakorlatban mindig a helyi éghajlat által megengedett körülmények közül kell megkeresni a legmegfelelőbbet. Ez matematikailag azt jelenti, hogy a funkcionál extrémumát szűkebb tartományban vagy valamilyen mellékfeltétel mellett keressük.

Igen jó példa erre az *öntözés agrometeorológiai szerepe*. Az öntözés, mint agrotechnikai eljárás igen nagy fontosságú. A termés mennyisége a meteorológiai tényezők közül leginkább a talajnedvesség évről évre való értékei miatt ingadozik, s ezt az ingadozást a megfelelő öntözéssel, vagy a fölösleges víz elvezetésével ki lehet egyenlíteni. A talaj nedvességtartalma az a meteorológiai tényező, amelyet legjobban tudunk szabályozni.

Az öntözést a maximális terméseredmény elérése érdekében végzik. A termés mennyiségét előállító γ funkcionál értelmezési tartománya a $W(t_v, t_e)$ tér, mivel a termés mennyiségét az egész vegetációs időszak időjárása szabja meg. Tehát ha egy vetés utáni t időpontban meg akarjuk határozni azt, hogy kell-e öntözni és mennyit, akkor először is a vetés óta eltelt időszak időjárásának ismeretében azt kell meghatároznunk, hogy milyennek kellene lennie a további, az érésig tartó időjárásnak ahhoz, hogy a t időpontig eltelt időjárás által megengedett maximális terméseredményt kapjuk. Azaz, meg kell keresnünk a $\gamma[X(u)]$, $X(u) \in W(t_v, t_e)$ funkcionál maximum helyét azon mellékfeltétel esetén, hogy $X(u) = X_r(u)$, $t_v \leq u \leq t$; ahol $X_r(u)$ a vetéstől a t időpontig tartó tényleges időjárást leíró időjárási függvény.

Ha így meghatároztuk a feltételes maximumot adó $X_m(u)$ időjárási görbét, illetve a körülötte levő optimumtartományt, akkor meg kell néznünk, hogy mennyire tér el ettől az érésig várható időjárás görbéje. Mivel a jelenleg használatos leghosszabb tartamú előrejelzések is csak egy hónapos időtartamot fognak át, ezért a várható időjárásnak az $X_r(u)$ éghajlatilag legvalószínűbb folytatását tekinthetjük. Ha ez benne van a föltételes optimumtartományban, akkor elég nagy valószínűséggel öntözés nélkül is elérhetjük az adott körülmények között a lehető legjobb termést. Ha a várható időjárás görbéje nincs benne az előzőleg meghatározott föltételes optimumtartományban, akkor öntözéssel vagy vízelvezetéssel javíthatunk a várható időjárási körülményeken. Ez egy újabb föltételes szélsőérték meghatározását igényli, ugyanis a várható időjárás összes tényezője adott, kivéve a talaj nedvességtartalmát. Ekkor azon mellékföltétel mellett, hogy a talajnedvesség kivételével az összes többi időjárási tényező a várható menetet veszi föl, meg kell határozni a talajnedvességnek azt a menetet, amely a mondott föltételek mellett a maximális termést biztosítja. Az öntözés agrometeorológiai szerepe az, hogy az így kiszámított talajnedvességi menetet biztosítsa. A gyakorlatban az agrometeoro-

lógiai szempontok mellett a gazdaságossági és technikai szempontok figyelembevételével kell a végrehajtandó öntözési tervet elkészíteni.

Az elmondottak nem tartalmazzák a tárgy teljes és részletes kifejtését, inkább csak az agrometeorológiával foglalkozók figyelmét kívántuk felhívni a funkcionál-analízis agrometeorológiai jelentőségére, valamint utalni a funkcionál alkalmazásának útjára.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- [1] *Roncali, G.*: Les bases mathématiques de l'écologie agraire Időjárás, 1965. 3.
- [2] *Szász G.*: Az őszi búza és a rozs fenoklimatológiai termélelemzése. A Debreceni Mezőgazdasági Akadémia Tudományos Évkönyve 1961.
- [3] *Szakály J.*: A rozs fenológiai jelenségei és azok összefüggése az időjárással. Beszámoló az 1963-ban végzett tudományos kutatásokról.
- [4] *Aujeszky L., Berényi D., Béll B.*: Mezőgazdasági meteorológia. Akad. Kiadó, Budapest, 1951.
- [5] *Licsikaki, V. M.*: Raszsesoti krityiceszkoy tyemperaturi i gibel'i ozimovo jacsmenyja ot vimerzanyija. Trudi UNIGI, 49. 1965.

Mészárosné Nagy Ágnes :

A légköri aeroszol tömeg- és számszerű koncentrációjának kapcsolata

Mass Concentration of the Atmospheric Aerosol and Its Relation to Number Concentration. Determination of the mass concentration of an aerosol has been executed simply by measuring the mass of membrane filters exposed during a longer period of time. The average value of mass concentration in the Aerological Observatory was found to be equal to $116 \mu\text{g}/\text{m}^3$. The frequency distribution is following a logarithmic-normal law. Knowing the values for mass and number concentrations we were enabled to determine the apparent density of aerosol particles, that has been found by these measurements to be equal to $0,1 \text{ g/cc}$.

✱

Весовая концентрация атмосферных аэрозолей и ее связь с счеткой количественной концентрацией. Определение концентрации аэрозолей по массе проводилось долгое время путем простого измерения массы при помощи экспонированных мембранных фильтров. Весовая концентрация в Аэрологической обсерватории составляет в среднем 116 МКГ.м^{-3} . Повторяемость величин концентрации распределяется по нормальному логарифмическому закону. Зная величину и весовой концентрации аэрозолей и число частиц можно определить кажущуюся плотность частиц аэрозолей, составляющую по данным измерений $0,1 \text{ г.см}^{-3}$.

✱

Az aeroszol-részecskék koncentrációja többféle definícióval adható meg. Ezek közül legáltalánosabban használt a számszerű- és tömegkoncentráció fogalma. A számszerű koncentráció értéke a diszperz rész részecskéinek számát adja meg a gáznemű közeg térfogategységében, míg a tömegkoncentráció a diszperz rész tömegét, ugyancsak a gáznemű közeg egységnyi térfogatára vonatkoztatva. A légköri aeroszol-részecskék számszerű koncentrációjának ismerete elsősorban légkörfizikai szempontból lényeges, a tömegkoncentráció pedig főként levegőkémiai és légszennyezetségi kérdések területén nyer alkalmazást.

A légköri aeroszol számszerű koncentrációjának meghatározására 1963–65-ben számos mérést végeztünk az Aerológiai Observatóriumban és Budapest, valamint az ország más pontjain is. A részecskéket Synthesia gyártmányú, HUF5 típusú ultra-membrán szűrőn fogtuk fel. Számukat és nagyságukat mikroszkóppal határoztuk meg az $r > 0,15 \mu$ nagyságtartományban. A mérési módszerről s az eredményekről [1, 2, 3, 4]-ben számoltunk be.

A tömegkoncentráció mérésére igen jó lehetőséget szolgáltatott a radioaktivitás mérésénél használt membránszűrők [5]. A 24 órán át exponált szűrők ugyanis elegendő mennyiségű aeroszol-részecskét fognak fel ahhoz, hogy ezek össz-tömege a rendelkezésünkre álló analitikai mérleggel meghatározható legyen. Ezeknél a méréseknél AUF5 típusú, nem nedvszívó Synthesia szűrőt használtunk. Ennek pórusnagysága $0,8 \mu$, a porózitás értéke 76%, a pórusok száma pedig $1,4 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2}$. A levegő áramlási sebessége a méréseinknél a pórusokon át átlagban $v = 102 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$. Ez azt jelenti, hogy egy nap alatt 28 m^3 levegő áramlik keresztül a szűrő egész felületén ($3,14 \text{ cm}^2$).

Abban a tekintetben, hogy milyen tényezők játszanak szerepet a részecskéknek a szűrő felületén, illetve a pórusok falán való lerakódásában, Spurny és Pich [6] szerint a következők jönnek számításba. Az impakció és az úgynevezett szitahatás, melyeknek következtében a részecskéknek E_I és E_S százaléka a szűrő felületére rakódik. A pórusokba hatoló részecskék E_D , E_G és E_F százaléka a diffúzió, a gravitációs ülepedés és a direkt felfogás eredményeként a pórusok falára rakódik le. A membránszűrő E totális hatékonysága a felsorolt összes tényezők függvénye lesz:

$$E = f(E_I, E_S, E_D, E_G, E_F)$$

Amennyiben $E < 1$, a részecskék egy része keresztül halad a szűrőn. Lodge és Swanson [7] mérései szerint az említett AUF5 szűrőnél ez az átbocsátás az egész aeroszol tartományban 8,3%.

Természetesen különböző feltételek mellett az egyes tényezők túlsúlyban lehetnek a többivel szemben. Így például nagy áramlási sebesség esetén az impakció, míg kis sebességek mellett a diffúzió hatása a jelentősebb. Emellett az egyes tényezők hatékonysága függ a pórusnagyságtól valamint a részecske nagyságtól. A diffúzió a kisebb, az impakció a nagyobb részecskéknél hatékonyabb, adott pórusnagyság esetén.

Ezek szerint a mintavételnél alkalmazott, viszonylag nagy átszívási sebesség az impakció hatékonyságát fokozza, ami a nagyobb részecskék felfogását biztosítja, míg a diffúziós mechanizmus hatása csökken, minnek következtében a kis részecskék-nél bizonyos veszteség léphet fel. Sajnos, nem áll módunkban ennek nagyságát megállapítani. Tekintettel azonban arra, hogy az aeroszol tömegének túlnyomó részét a nagyobb részecskék adják, az említett veszteségtől eltekinthetünk.

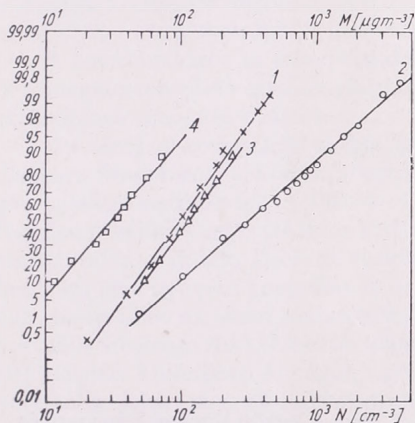
A szűrőket minden nap 07³⁰-kor cseréltük. Kihelyezés előtt megmértük a tiszta szűrő tömegét. A 24 órás mintavétel után ismét megmértük a szennyezett szűrőt s az átszívott levegőmennyiség ismeretében a két tömeg különbségéből meghatároztuk a napi közepes aeroszol koncentrációt. A mérésnél LABOR gyártmányú analitikai mérleget használtunk. Ennek alsó mérési határa $0,1 \text{ mg}$, a mérési hiba pedig függetlenül a mérési tartománytól $\pm 0,1 \text{ mg}$. Tekintettel arra, hogy a szűrőn egy nap alatt felfogott részecskék tömeg átlagban $3,2 \text{ mg}$ volt, a mérési hiba $\pm 3 \%$ -ot tesz ki.

A tömegméréseket 1965. január 1-től végeztük. A következőkben az egyéves mérési anyagból kapott eredményekről számolunk be és egyúttal összehasonlítást teszünk az ugyanazon időszakban mért számszerű koncentráció értékekkel.

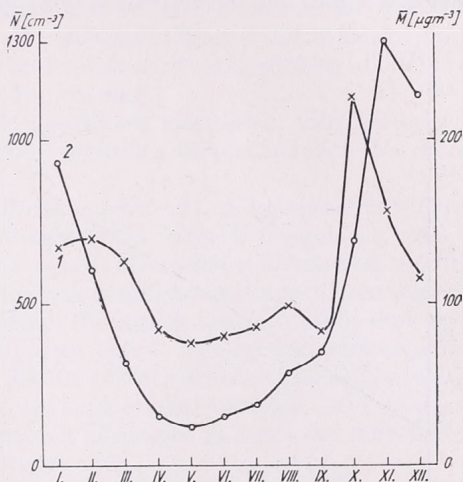
A tömegkoncentráció átlagos értéke $M = 116 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ (359 esetből). Szélsőértékei: $2 \mu\text{gm}^{-3}$ (VI. 3.) és $484 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ (X. 27.). A tömegkoncentrációk gyakorisági eloszlása a logaritmikuss-normál eloszlási törvényt követi. Az eloszlási görbét az 1. ábrán tün-

tettük fel. Összehasonlítóképpen fölrajzoltuk a délben mért számszerű koncentrációk gyakorisági eloszlását is ugyanabból a mérési időszakból. Mint látható, a számszerű koncentráció szórása lényegesen nagyobb, mint a tömegkoncentrációé. A geometrikus négyzetes eltérés értékei a következők: σ_g (számszerű) = 2,40 és σ_g (tömeg) = 1,72.

Tájékoztatásul összehasonlítjuk eredményeinket az Egyesült Államokban mért adatokkal [8]. Itt a National Air Sampling Network keretében kéthetenként 24 órás mintavételre üvegszűrőket helyeztek ki és ezek tömegét mérték. Városokban és vidéki mérőhelyeken mért tömegkoncentráció adataikat szintén az 1. ábrán tüntettük fel. Az ábráról nagyon jól látható mérőállomásunk peremvárosi jellege. Az Egyesült Államokban mért szélsőértékek: 1, illetve $460 \mu\text{gm}^{-3}$ vidéken és 11, illetve $978 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ városokban. A geometrikus közép $9-56 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ közt változott a vidéki állomásokon és $43-261 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ közt városokban. Az elmondottakból látható, hogy budapesti mérésünk igen jól illelnek az általános képbe.



1. ábra. A légköri aeroszol koncentrációértékeinek gyakorisági eloszlása: 1. tömegkoncentráció, 2. számszerű koncentráció, mindkettő az Aerológiai Observatóriumban; 3. tömegkoncentráció városokban az USA-ban, 4. tömegkoncentráció vidéken az USA-ban

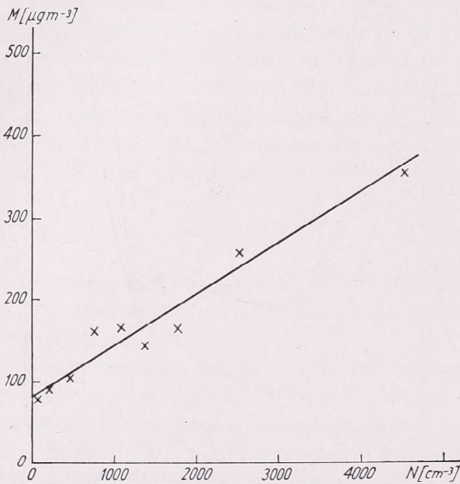


2. ábra. A légköri aeroszol tömegkoncentrációjának (1. görbe) és számszerű koncentrációjának (2. görbe) évi menete 1965-ben

A 2. ábrán bemutatjuk a tömegkoncentráció 1965. évi menetét a havi középértékek alapján. Érdeemes ezt ismét összehasonlítani a számszerű koncentráció évi menetével, ezért ez utóbbit is felrajzoltuk a 2. ábrára. A két görbe futása hasonló, határozott nyári minimummal. Érdekes azonban, hogy a tömegkoncentráció maximuma októberre esik, a számszerű koncentráció értéke pedig csak novemberben éri el maximumát, amikor a tömegkoncentráció értéke már a maximum 70%-ára csökken. Ezt a jelenséget részletesebben vizsgálva megállapítható, hogy a részecskék felhalmozódásának mértéke a talajközben erősen függ az időjárási viszonyoktól, elsősorban a vertikális hőmérsékleti rétegződéstől, mely a kicserélődést szabályozza [2]. Ezért az évi menet görbéjének is ezt kell tükröznie. 1965 októberében az alsó 300 m-es légréteg hőmérsékleti gradiensének átlagos értéke az egész napra vonatkoztatva $\bar{\gamma}_{300} = -0,18^\circ/100 \text{ m}$ volt (napi 4 rádiószonda felszállás alapján), ami azt jelenti, hogy a talajközben függőleges légmozgások legfeljebb csak igen kis mértékben alakulhattak ki, s ez a részecskéknek nagyarányú felhalmozódását idézte elő. Ugyanakkor no-

vemberben $\bar{\gamma}_{300} = +0,22^\circ/100$ m volt. Ilyen rétegződés mellett már megindulhat a kicserélődés az alsó és felsőbb légrétegek közt s a részecskék a talajközelből nagyobb magasságokba jutva nagyobb légtérogatban oszlanak szét. Az októberi maximum is azt mutatja, mennyire másodlagos szerepe van csak a fűtés hatásának még ilyen nagy város közelében is a vertikális kicserélődés mellett (a havi középhőmérséklet október, illetve novemberben $10,4^\circ$ és $2,3^\circ$ volt).

A számszerű koncentrációnak a tömegkoncentrációtól eltérő menete a következőképpen magyarázható. A számszerű koncentráció mérésénél a mintavétel délben történt, kb. 15 percen keresztül. Októberben az erős nappali besugárzás miatt délben a függőleges hőmérsékleti gradiens megnőtt s $\gamma_{300} = +1,1^\circ/100$ m volt, míg novemberben a déli gradiens érték $\gamma_{300} = +0,53^\circ/100$ m, azaz az októberinek fele volt. A déli és a napi közepes gradiens ilyen változás okozta a tömeg- és a számszerű koncentráció évi menetében mutatkozó eltérést. Ehhez járul még, hogy októberben a csapadék összeg 0,2 mm, míg novemberben 159,2 mm volt. Mivel a csapadék kimosó hatása a



3. ábra. A légköri aeroszol számszerű és tömegkoncentrációjának kapcsolata.

felhő alatti rétegben a 2μ -nál nagyobb részecskéknél jelentős [3], ez szintén a tömegkoncentráció csökkenését segítette elő, míg a számszerű koncentrációban a vizsgált nagyságtartományban nem okozott lényeges változást.

A tömegkoncentráció évi menetének amplitúdója lényegesen kisebb, mint a számszerű koncentrációé. A legkisebb és legnagyobb havi középérték aránya a tömegkoncentrációnál 3,0, míg a számszerűnél 11,2.

A 3. ábrán fölrajzoltuk az összetartozó számszerű és tömegkoncentrációk középértékeinek kapcsolatát kifejező egyenest. Az egyes adatok a középérték körül meglehetősen nagy szórást mutatnak a már említett okok miatt.

A tömegkoncentráció értéke az ismertett tömegmérési módszeren kívül számítással is meghatározható a számszerű koncentráció és a részecskék nagyságszerinti eloszlása ismeretében a

$$M = \sum n_i m_i \quad (1)$$

formula alapján, ahol n_i az m_i tömegű részecskék száma a mintában. Gömbalakú részecskéket tételezve fel:

$$M = \frac{4}{3} \pi \rho \sum n_i r_i^3 \quad (2)$$

Ehhez azonban ismerni kell a részecskék sűrűségét. Megfordítva a problémát: a részecskék a tömeg- és számszerű koncentrációjának, valamint nagyság spektrumának ismeretében meghatározható a részecskék sűrűsége. Természetesen itt csak a légköri aeroszol átlagos sűrűségére és semmi esetre sem a részecskék egyedi sűrűségére szabad gondolni. Nagymértékben megnehezíti a problémát, hogy a

$$\rho = \frac{M}{\frac{4}{3} \pi \sum n_i r_i^3} \quad (3)$$

formulában gömbalakú részecskék feltételezésével a valóditól erősen eltérő térfogat értéket kapunk. Tekintettel azonban arra, hogy a részecskék alakjának meghatározására és figyelembevételére egyáltalán nincs mód, csupán az így kapott, úgynevezett virtuális sűrűség meghatározására kell szorítkoznunk. Figyelembe véve viszont, hogy a részecskék nagyságát a mikroszkóp látómezejében az [1]-ben leírt módon annak a gömbnek sugarával határoztuk meg, melynek a látómező síkjára való vetülete azonos nagyságú a vizsgált részecske vetületének területével, a virtuális sűrűség alkalmazásával a (2) formulában a tényleges tömeget kapjuk meg.

A továbbiakban az Observatóriumban ugyanazon időszakban mért számszerű és tömegkoncentráció értékek alapján kísérletet teszünk a légköri aeroszol-részecskék sűrűségének meghatározására.

Az aeroszol-részecskék alakja igen változatos lehet [9]. A legegyszerűbb aerodiszperz rendszerek a ködök gömbalakú részecskékkkel, melyek koaguláció után is gömbalakot vesznek fel. A füstök elsődleges egyedi részecskéi a keletkezési módtól függően gömbök vagy szabályos kristályformák. A porokban a részecskék rendszerint szabálytalan alakúak. Ezek az elsődleges egyedi részecskék azonban különböző erők hatására igen gyorsan koagulálnak és szabálytalan alakú, laza agregátumokat alkotnak, melyekben az elemi részecskék száma $2-10^6$ között változhat. Az agregátumok virtuális sűrűsége sokkal kisebb lehet, mint anyaguk eredeti sűrűsége. Az I. táblázat [9] alapján különböző anyagok agregátumainak sűrűségét mutatja be, melyeket a vertikális elektromos tér módszerével határoztak meg.

I. TÁBLÁZAT

Különböző anyagok valódi és virtuális sűrűsége g. cm⁻³-ben Fuchs szerint [9]

Anyag	Sűrűség	
	valódi	virtuális
Au	19,3	0,2 —8,0
Ag	10,5	0,64—4,22
Hg	13,6	0,07—10,8
MgO	3,6	0,24—3,48
HgCl ₂	5,4	0,62—4,3
CdO	6,5	0,17—2,7

Várható tehát, hogy a fent vázolt számítási módszer alapján is kis sűrűség értékeket kapunk. 176 párhuzamos mérés adatait használtuk fel (ez a számszerű koncentráció mérésénél összesen 818 557 összeszámlált részecskét jelent.) A közepes nagyság szerinti eloszlás alapján kiszámítottuk az $n_i \cdot r_i^3$ szorzatokat megfelelően kis Δr intervallumok középértékeire $r_0 = 0,15\mu$ alsó határtól számítva. Eredményül

$$M_1 = 490,3 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}\text{-t}$$

kaptunk. Az ugyanazon időszakban mért tömegkoncentrációk középértéke

$$M_2 = 126 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$$

volt. Ez azonban, mint mondtuk, az egész aeroszol tartományra vonatkozó érték s egész napi mintavételből származik. Junge [10] szerint a $0,15\mu$ -nál kisebb részecskék tömege az össz-aeroszoltömegnek kb. egyharmada. Másrésztől méréseink [2] kimutatták, hogy a déli koncentráció az egésznapra átlagnak körülbelül fele. Ezeket figyelembe véve

$$M_1' = 1306 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}.$$

Ezek szerint

$$\rho = \frac{M_2}{M_1'} \approx 0,1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$$

Mint említettük, ez csupán azt a sűrűség értéket jelenti, amellyel a gömb alakú részecskék feltételezésével számított térfogati koncentrációt meg kell szorozni a tömegkoncentráció kiszámításánál. A tényleges sűrűség ennél feltehetően nagyobb. Ha feltesszük pl., hogy a részecskék gömb, korong és fonál alakúak (a korongok magassága az átmérőnek tizedrésze, a szálak hosszúsága pedig az átmérőnek tízszerese) s a korongok lapjukkal, a szálak pedig hossz tengelyükkel fekszenek a szűrő felületén, $\rho = 0,51 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ -t kapunk.

Friedlander és Pasceri [11] elméleti megfontolások útján $\rho = 0,4 \text{ gcm}^{-3}$ -kaptak a légköri aeroszol sűrűségére.

Megemlítjük, hogy [4]-ben Junge [10] után $\rho = 1,5$ -öt tételeztünk fel a tömegkoncentráció kiszámításánál. Mivel azonban [4]-ben a továbbiakban csak a tömegkoncentrációk arányai szerepelnek, az eltérő sűrűség érték a dolgozatban mondottakat nem érinti.

IRODALOM

- [1] *Mészárosné Nagy Ágnes*: A légköri por-aeroszlok vizsgálata ultramembrán szűrővel. Orsz. Met. Int. Beszámoló kötet XXVII. 1963. 77. old.
- [2] *Mészárosné Nagy Á.*: A légköri aeroszol-részecskék koncentrációjának kapcsolata az időjárási elemekkel. Időjárás, 68. évf. Budapest, 1964. 145. old.
- [3] *Mészárosné Nagy Á.*: Ultramembrán szűrőn felfogott légköri aeroszol-részecskék nagyság szerinti eloszlása. Időjárás, 69. évf. Budapest, 1965. 71. old.
- [4] *Mészáros E.*—*Mészárosné Nagy Á.*: Budapest légszennyező hatásának kiterjedése. Időjárás, 69. évf. Budapest, 1965. 291. old.
- [5] *Simon A.*: A mesterséges eredetű talajközeli radioaktivitás mintavételi módszereinek összehasonlítása. Orsz. Met. Int. Beszámoló kötet XXVII. 1963. 84. old.
- [6] *Spurny, K.*—*Pich, J.*: Analytical methods for determination of aerosols with help of membrane ultrafilters. VI. On the mechanism of membrane ultrafilter action. Collection Czechoslov. Commun. 28. 1963. 2886. old.
- [7] *Lodge, J. P.*—*Swanson, G. A.*: Penetration of membrane filters by condensation nuclei. Journal de Recherches Atmosphériques, Vol. I., année 2., 1964. 15. old.
- [8] *Zimmer, C. E.*—*Tabor, E. C.*—*Stern, A. C.*: Particulate pollutants in the air of the United States. Journ. of the Air Poll. Control Ass. Vol. 9. 1959. 136. old.
- [9] *Fuchs, N. A.*: Mehanyika aerozolej. Izd. A. N. SzSzSzR Moszkva, 1955. 27. old.
- [10] *Junge, Chr. E.*: Air Chemistry and Radioactivity. Academic Press, New York and London, 1963. 118. old.
- [11] *Friedlander, S. K.*—*Pasceri, R. E.*: Measurements of the particle size distribution of the atmospheric aerosol. I. Introduction and experimental methods. Journ. of the Atm. Sc. Vol. 22. 1965. 571. old.

A hőháztartás komponenseinek alakulása a tenyészidőszakban

Components of Heat Balance during the Growing Season. Results of the determination of turbulent heat transfer and evaporation, executed during the growing season of the year 1965 over a field of alfalfa by using lapse rate measurements, are presented. The behaviour of these two components is discussed for cloudless, half-clouded and overcast weather situations and the accuracy in the determination of these components is considered, taking particularly into account the process of evapotranspiration. The values of the surface "O displacement" and the roughness parameter, computed from the wind profile, as well as the values of the turbulence coefficient for some selected months are presented. Finally, by using the available data from measurements begun in the year 1963 at the Research Station for Agricultural Meteorology in Szarvas, it is attempted to draw some general conclusions, about the heat and humidity transfer of the air layer over a field covered by alfalfa or similar crops and about the heat balance of the active surface, respectively, by taking into account all the components of the heat balance.

*

Режим составляющих теплового баланса в вегетационный период. В работе приводятся результаты определения турбулентного потока тепла и фактического испарения за вегетационный период 1965 г. по градиентным наблюдениям над поверхностью почвы, покрытой люцерновой культурой. Рассматривается режим указанных двух составляющих при ясной, полублачной и облачной погоде, а затем оценивается точность определения составляющих теплового баланса, причем основное внимание уделяется суммарному испарению. Приводятся величины высоты слоя вытеснения и параметра шероховатости по данным измерения профили ветра, и величины коэффициента турбулентности для отдельных месяцев. В заключение, по имеющемуся материалу измерений составляющих теплового баланса, начатых в 1963 г. на Агрометеорологической исследовательской станции в г. Сарваш, автор пытается сделать некоторые общие выводы о переносе тепла и влаги в слое воздуха над поверхностью почвы, покрытой люцерной или сходными культурами, а также о тепловом балансе деятельной поверхности.

*

Az utóbbi években itthon és külföldön is több tanulmány jelent meg, amely a talajközeli légréteg meteorológiai rendszerének kutatásával foglalkozik. Azok a szempontok, amelyek a figyelmet erre a témára terelik, a tudományos jelentőségen kívül a gyakorlatban számos fontos feladat megoldásával kapcsolatosak.

A talajközeli légrétegnek a legáltalánosabb és leglényegesebb sajátossága a felszín és a légkör közötti kölcsönhatásban tűnik ki, s e kölcsönhatás elsősorban a turbulens kicserélődésben nyilvánul meg. A legfontosabb tulajdonságmennyiségek, amelyek a turbulens átvitel közreműködésével cserélődnek ki, a momentum, a hő és a vízgőz, bár korunkban a légszennyező anyagok diszperziója is egyre növekvő érdeklődést vált ki.

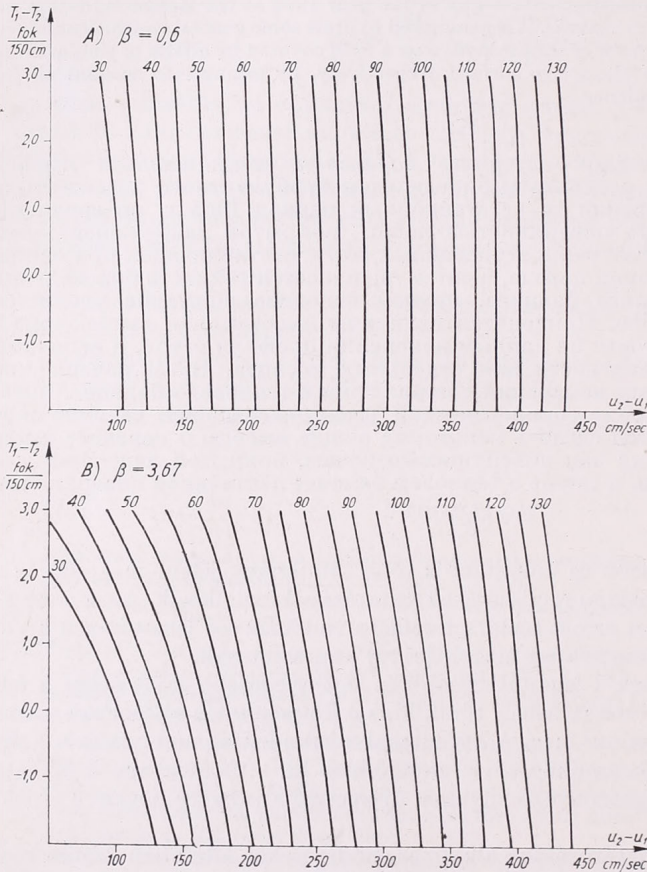
A fenti változók meghatározására alkalmas módszereket általában három csoportba oszthatjuk: energiaháztartás módszer, aerodinamikus vagy profil módszer és örvénykorrelációs módszer. E módszerek alkalmazási területe változó. Az első nyilvánvalóan a hő és a vízgőz átvitelének becslésére korlátozódik, a többi elvben alkalmas minden átviendő sajátosságra. Az általános módszerekhez járulnak még olyanok, amelyeket csak egy tulajdonság-átvitel mérésére fejlesztettek ki, pl. a lizimétereket a párolgás meghatározására.

A talajközeli légréteg fizikai irányú kutatása, mint ismeretes, elméleti vonatkozásban is rövid múltra tekint vissza. Az a megfigyelési anyag pedig, amelyre az egyes módszerek támaszkodnak, de méginkább a közvetlen áramlásmérések, a meteorológia egyéb területeiről rendelkezésre álló adathalmazhoz képest, korlátozott mértékűek. A témával kapcsolatos mérések elsősorban időszakos jellegűek voltak, és

többnyire ma is azok, így ezen a területen a több hónapra, esetleg évre kiterjedő megfigyelések, ill. számítások fokozott érdeklődésre tartanak számot.

Hazai kutatásaink a talajközeli légrétegben végbemenő turbulens átviteli folyamatok törvényszerűségeinek, elsősorban a hő- és vízpára függélyes átvitelének vizsgálatára irányulnak.

Ismeretes, hogy 1963-tól kezdve az Országos Meteorológiai Intézet szarvasi agrometeorológiai kutatóállomásának programjában hő- és vízháztartásmérések szerepelnek. A mérések elsődleges célja a különböző növények öntözővízszükségletének meghatározása. Minthogy a hő- és nedvességátvitel meghatározására általunk alkalmazott turbulens diffúziós módszer követelménye a felszín horizontálisan homo-



1. ábra. Nomogram a surlódási sebesség (u_*) meghatározására.

gén volta, s kutatóállomásunkon ezt a követelményt a lucernaállomány elégíti ki, így a következőkben adott eredményeink mind a lucernával borított felszínre, ill. a fölötte levő légrétegre vonatkoznak.

Jelen tanulmányunk az 1965. áprilistól októberig terjedő időszakban gyűjtött megfigyelési anyagra épül föl, kitér a hő- és nedvességáramlások meghatározásának eredményeire, foglalkozik a turbulencia együttható, az érdességi paraméter és a kiszorítási réteg szélprofilmérésekből előállított értékeivel, majd a vizsgált 3 év (1963—1965) rendelkezésre álló anyagából általános következtetések levonását kísérli meg lucernával, illetve hozzá hasonló növényállománnyal borított talaj fölötti légréteg hő- és nedvességforgalmáról.

Korábbi tanulmányainkban [1, 2] részletesen ismertettük a kísérleti területet, az alkalmazott műszereket, valamint a surlódási sebesség, a turbulens hőáramlás és a tényleges párolgás meghatározására felhasznált módszereket. Irodalmi ismereteink, valamint az 1958 óta folyó hazai hőhőháztartásméréseink, ill. kutatásaink gyakorlati eredményei alapján választottuk ki a *Monyin* és *Obuhov* által kidolgozott turbulens diffúziós módszert [3], amely az u_* , Q_1 és E paraméterek kiszámítását gradiensemérések alapján teszi lehetővé. Az u_* meghatározására adott

$$u_* = \alpha \frac{(u_2 - u_1) + \beta \frac{g}{T_0} \frac{(T_1 - T_2)(z_2 - z_1)}{u_2 - u_1}}{\ln z_2 / z_1} \left[\frac{\text{cm}}{\text{sec}} \right] \quad (1)$$

formulában azonban a β értékét 3,67-nek vettük, és nem a szovjet szerzők által megadott 0,6-nak. β 3,67-es értékét *Brogmus* állapította meg [4], akinek a profilméréseken kívül rendelkezésre álltak a párolgás közvetlenül mért adatai. Számos megfigyelés, ill. a reájuk alapozott számítás, valamint a konkrét mérések összehasonlítása útján jutott el *Brogmus* β fenti értékéhez, amely esetünkben is, mint azt korábban ki-mutattuk, alkalmasabbnak bizonyul. Az *I. ábrán* az u_* meghatározására általunk szerkesztett nomogramot mutatjuk be.

Mielőtt rátérnénk a surlódási sebesség, a turbulens hőforgalom és a tényleges párolgás alakulásának részletezésére, a 1965. április-október közötti időszak időjárásának jellemzése céljából táblázatban közöljük az egyes meteorológiai elemek havi középértékeit és a csapadékösszegeket, valamint összehasonlításra megadjuk a Szarvas-Bikazugra vonatkozó 50 évi átlagokat (K_{50}) is (*I. táblázat*).

I. TÁBLÁZAT

Hónap	Felhőzet		Hőmérséklet		Párányomás		Csapadék	
	K_{50}	1965	K_{50}	1965	K_{50}	1965	K_{50}	1965
	tized		°C		hgmm		mm	
IV.	5,4	6,0	11,0	8,8	6,9	6,3	42	51
V.	5,2	5,8	16,5	13,7	9,9	8,7	51	83
VI.	5,0	4,8	19,8	18,4	11,7	12,0	54	98
VII.	4,1	4,2	22,1	20,0	12,4	12,3	46	105
VIII.	4,2	4,0	21,2	18,1	11,9	10,5	46	71
IX.	4,1	4,0	17,0	17,0	10,1	10,0	37	13
X.	5,2	3,0	11,3	9,4	7,6	6,3	43	2
IV—X.	4,7	4,9	17,0	15,0	10,1	9,4	319	423

Az egész periódusra csapadékos, s az átlagosnál hűvösebb időjárás jellemző.

A turbulencia jellemzők napi menetének szemléltetésére kiválasztottuk az áprilist, mint tavaszi, a júliust, mint nyári, és az októbert, mint őszi hónapot. Áprilisban és októberben a surlódási sebesség kialakulásában közreműködő dinamikus és termikus tényezők ellenkező irányban hatottak, azaz áprilisban a borult égbolttal a másik két hónaphoz képest magas szélesebbesség járt együtt, októberben viszont a derült égbolt kis szélesebbességgel párosult. Az u_* értékeket tekintve (*2. ábra*) a fenti megállapítások értelmében áprilisban és októberben az uralkodó dinamikus, ill. termikus tényezők nem tudtak maximális u_* értékeket létrehozni (a vizsgált 3 hónap értékeit viszonyítva egymáshoz), azok júliusban alakultak ki, az említett két tényező együttes hatására.

A turbulencia együtthatójának, amelyet azonosnak veszünk a mozgásmennyiségre, hőre és a nedvességre, átlagos napi menetét a *3. ábrán* mutatjuk be. A derült

októberben szembetűnő a nagyobb napi amplitudó, amely áprilisban 0,056, októberben pedig 0,095 m²/sec. Júliusban az átlagos napi amplitudó 0,069 m²/sec.

A turbulens hőforgalom és a tényleges párolgás értékei, amint a

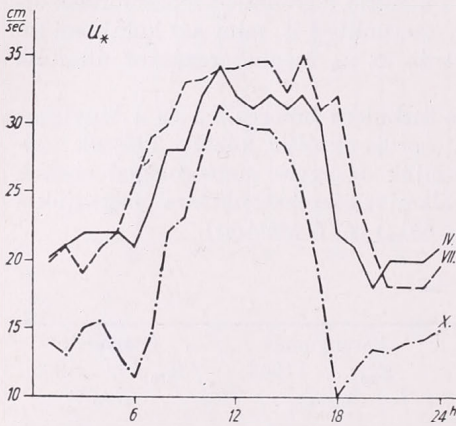
$$Q_1 = c_p \rho u_*^2 \frac{T_1 - T_2}{u_2 - u_1} \left[\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ sec}} \right] \quad (2)$$

és a

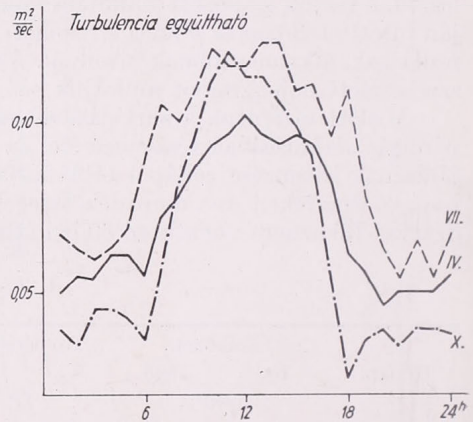
$$E = 7,8 \frac{1}{T_v} u_*^2 \frac{e_1 - e_2}{u_2 - u_1} \left[\frac{\text{mm}}{\text{óra}} \right] \quad (3)$$

formulából következik, egyenesen arányosak a hőmérséklet és a párányomás gradienseivel, amelyeknek átlagos napi menetét a 4. ábrán mutatjuk be.

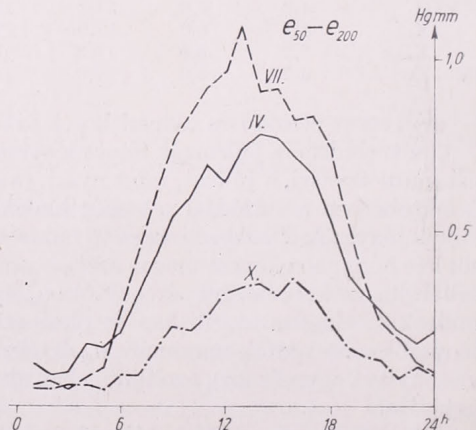
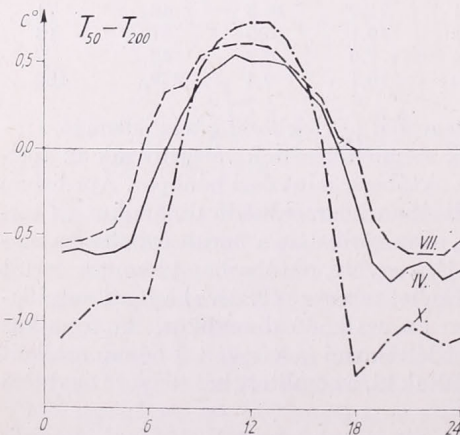
A Q_1 és az E 5. ábrán feltüntetett értékeinek alakulásához a bemutatott meghatározó tényezők ismeretében, valamint tekintettel arra, hogy korábbi tanulmányaink-



2. ábra. Az u_* átlagos napi menete



3. ábra. A turbulencia együttható átlagos napi menete

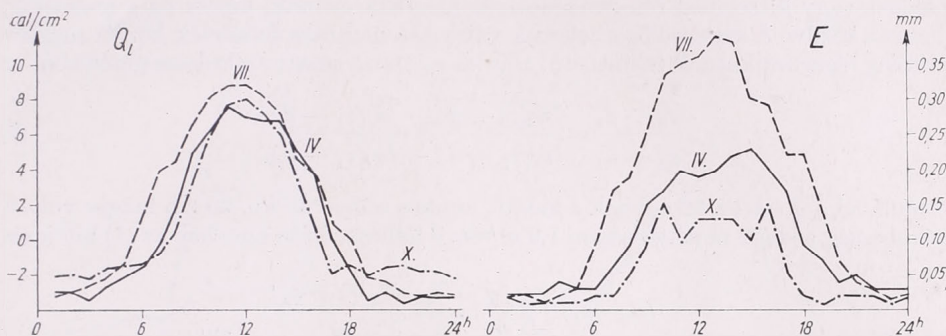


4. ábra. A hőmérséklet és a párányomás gradienseinek átlagos napi menete

ban [1,2] a napi menetekkel már kiterjedten foglalkoztunk, további megjegyzéseket nem fűzünk. Eredményeink használhatóságát lemérhetjük, ha az

$$R - LE - Q_1 - Q_t = 0 \quad (4)$$

ismert egyenletbe az egyes komponensek külön-külön meghatározott értékeit behelyettesítjük, s nézzük, hogy mennyiben teljesül az energiamegmaradás elve. A II. táblázatban a tényleges párolgás ismeretében már könnyen meghatározható latens



5. ábra. A turbulens hőforgalom és a tényleges evapotranspiráció átlagos napi menete

hő és a turbulens hőforgalom értékein kívül feltüntetjük a sugárzási egyenleg és a talaj hőforgalmának értékeit is úgy, hogy az aktív felszín számára bevételt jelentő hőösszegeket pozitív, a kiadást jelentőket pedig negatív előjellel látjuk el.

Az egész periódusra:

$$R - [LE + Q_1 + Q_t] = 4294 \text{ cal.}$$

azaz a sugárzási egyenleg 9%-a.

Az egyes komponensek meghatározásának pontosságával kapcsolatos kérdés igen jelentős az alap és alkalmazott kutatásokban egyaránt. A közelmúltban jelent meg Pavlonnak egy tanulmánya [5], amelyben az aktív felszín és a légkör közötti turbulens hőcsere, valamint a felszínről történő tényleges párolgás számításának módszereivel foglalkozik. A hőháztartási komponensek meghatározása pontosságának becslésével kapcsolatban kiterjedt anyag alapján arra a következtetésre jut, hogy havi összege a

$$\Delta = R - LE - Q_1 - Q_t$$

nem múlja fölül a sugárzási egyenleg 10%-át, amikor minden komponenst külön meghatározunk. Az általunk 7 hónapra kapott 9% a periódusra vonatkozóan kielégítő volna, hónapokra bontva azonban az augusztusi 24%, és az októberi 16% meglehetősen nagy.

II. TÁBLÁZAT

Hónap	R cal/cm ²	LE cal/cm ²	Q ₁ cal/cm ²	Q _t cal/cm ²	Maradék cal/cm ²	R %-ában	E mm
IV.	4678	-4320	-377	-217	-236	5%	72
V.	8098	-5015	-1632	-533	918	11%	84
VI.	9018	-7009	-1464	-377	168	2%	118
VII.	9997	-7353	-1197	-86	1361	14%	124
VIII.	7503	-4811	-1008	125	1809	24%	81
IX.	5656	-4700	-1143	18	169	3%	79
X.	2780	-2280	-527	471	-444	16%	38

Megjegyezzük, hogy az eredmények pontosabbá tehetők érzékenyebb szélműszerek alkalmazásával, mivel kis szélességek esetében a mérés pontatlan volta a számított értékeket jelentősen megváltoztathatja. A szélesség a vizsgált periódusban októberben és augusztusban volt a legalacsonyabb, s úgy véljük, ez is közrejátszott a két hónap nagyobb Δ értékeinek létrejöttében.

A felszíni érdességet tekintetbe vevő z_0 paramétert két szintben végzett szélességméréssel kiküszöböltük. Azonban az egyes periódusokban meglehetősen magas növényállományról lévén szó, célszerű a lucerna által létrehozott d nullponttelődést vagy kiszorítási réteg-magasságot meghatározni, amely az a magasság, ahonnan kezdve a meteorológiai elemek változása neutrális feltételek között megközelítőleg logaritmikusnak tekinthető. Három szinten végzett szélességmérésből az

$$\frac{u_3 - u_1}{u_2 - u_1} = \frac{\ln(z_3 - d) - \ln(z_1 - d)}{\ln(z_2 - d) - \ln(z_1 - d)} \quad (5)$$

formulával a d értéke 22 cm-nek adódott, amikor a lucerna kb. 30 cm magas volt, a szélesség pedig 2 m magasságon 1,9 m/sec. d felhasználása esetében az (1) kifejezés

$$u_* = \alpha \frac{(u_2 - u_1) + \beta \frac{g}{T_0} \frac{(T_1 - T_2)(z_2 - z_1)}{u_2 - u_1}}{\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}} \left[\frac{\text{cm}}{\text{sec}} \right] \quad (6)$$

alakú lesz. A gyakorlati számításokat a d bevonása megnehezíti, minthogy az a növényállomány magasságától és a szélességtől függően változik. Egy nomogrammal tehát u_* meghatározása nem lehetséges. Éppen ezért már ebben az évben olyan mérőárbcokat alkalmazunk szél- és hőmérsékletmérésre egyaránt, amelyek a növényállomány magasságának változásával emelhetők úgy, hogy az 50, 100 és 200 cm szintet eleve a folyamatosan meghatározott d szinttől számítjuk. Így a formulában a kiszorítási réteg magasságával gyakorlatilag nem kell számolnunk.

Megjegyezzük még, hogy a z_0 érdességi paraméter értéke a fenti lucernaállományt tekintve, a 20 cm-től 640 cm magasságig végrehajtott szélprofilmérések alapján 6 cm-nek adódott.

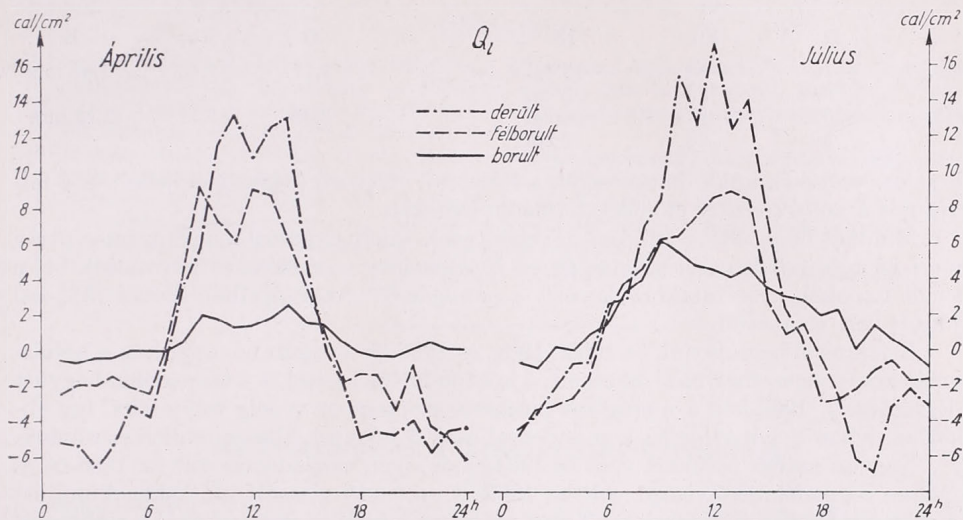
A bevezetésben említettük, hogy a turbulens hőforgalom és a tényleges párolgás meghatározható *energiaháztartás* módszerével is. Az 1965. évi anyagot ilyen módon Antal dolgozta fel, figyelembe véve a sugárzási egyenleg és a talajhőforgalom ismert értékeit. Összehasonlítva a turbulens diffúziós módszerrel és az energiaháztartás módszerével meghatározott párolgásadatokat (III. táblázat), az egész 7 hónapos periódusra mindössze 10 mm különbség mutatkozik, ami lényegtelennek tekinthető.

Az *örvénykorrelációs* módszerrel, amely szintén egyik lehetséges meghatározási mód, elsősorban műszerteknikai nehézségek miatt, mi nem foglalkozunk.

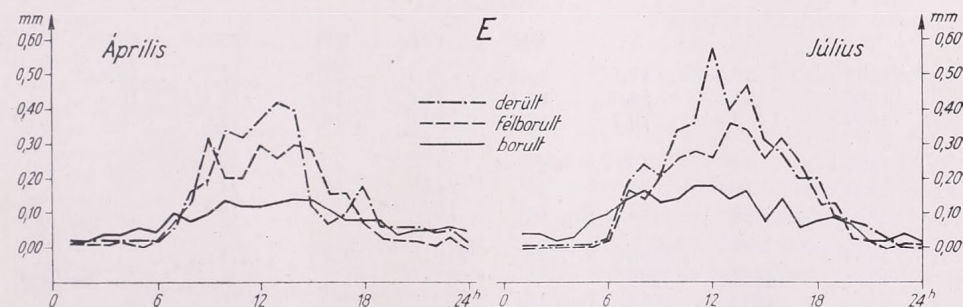
III. TÁBLÁZAT

Hónap	E turb. diff.	E energiaházt.
IV.	72 mm	51 mm
V.	84 mm	90 mm
VI.	118 mm	110 mm
VII.	124 mm	128 mm
VIII.	81 mm	95 mm
IX.	79 mm	73 mm
X.	38 mm	39 mm
IV—X.	596 mm	586 mm

Szeretnénk hangsúlyozni, hogy módszertani értelemben lényegesen előbbre jutni hazai vonatkozásban addig nem áll módunkban, amíg legalább egy turbulencia jellemzőt közvetlenül nem tudunk mérni. A tényleges párolgás közvetlen mérése alkalmas hidraulikus evapotranspirométer volna ezen a vonalon a leglényegesebb, mert ennek konkrét eredményei, valamint a félempirikus módszerekhez szükséges mérések birtokában, az évenként gyűjtött terjedelmes megfigyelési anyag alapján összehasonlításokat, illetve javításokat eszközölhetnénk.



6. ábra. A turbulens hőforgalom alakulása derült, félborult és borult napokon.



7. ábra. A tényleges evapotranspiráció alakulása derült, félborult és borult napokon

Az 1963-tól 1965-ig terjedő időszak eredményeinek összevetése előtt foglalkozunk a turbulens hőforgalom és a tényleges párolgás alakulásával derült (felhőzeti közép ≤ 3 tized), félborult (felhőzeti közép > 3 és ≤ 8 tized) és borult (felhőzeti közép > 8 tized) időjárási helyzetekben. Bemutatás céljára az április és július hónapokat választottuk ki. Minden egyes osztályba csupán 2—2 napot soroltunk, mivel törekedtünk arra, hogy felhőzet tekintetében ne csak a napi közép, de lehetőleg az egyes óráértékek se lépjenek túl a felvett határokat.

A Q_t napi menetére, különösen szembetűnő ez áprilisban, a különböző felhőzeti, illetőleg sugárzási viszonyoknak lényeges a befolyásuk. Derült időjárásban jellemző a nagy napi amplitudó, borult égbolt esetén pedig a kiegyenlített napi menet. Júliusban a félborult és a borult időjárás esetén a görbék nem válnak olyan élesen külön

egymástól, de az utóbbi helyzetben itt is megtalálható a kisebb napi amplitudó (6. ábra). A párolgás menetében, az előbbiekkal azonos időszakokban, míg áprilisban borult időjárásakor csak 0,14 mm, addig derült időjárásakor 0,42 mm, júliusban pedig 0,18, ill. 0,57 mm a megfelelő amplitudó (7. ábra).

A IV. táblázatban bemutatjuk a Q_1 és E napi összegeit úgy, hogy a turbulens hő-

IV. TÁBLÁZAT

	Q_1			E		
	D	Fb	B	D	Fb	B
IV.	-76	-55	-15 cal	3,17	2,65	1,89 mm
	64	36	3 cal			
VII.	-102	-62	-55 cal	3,80	3,12	2,16 mm
	39	26	3 cal			

forgalom esetében külön feltüntetjük a felszíntől eltávozó (negatív előjellel) és a felszín felé áramló (pozitív előjellel) hőmennyiségeket.

Mindkét hónapban a felhőzet növekedtével, amely egyúttal a napsugárzás útján nyert energia csökkenését jelenti, Q_1 és E értékeiben is csökkenés következik be, s derült napokon a borultakhoz képest, a párolgás 67%-kal (április), illetve 75%-kal (július) volt magasabb.

Befejezésül bemutatjuk az 1963., 1964. és 1965. év vizsgált hónapjaiban a hőháztartás komponenseinek havi összegeit, a középhőmérséklettel és a csapadékkal együtt (V. táblázat). 1963-ban a méréseket májustól szeptember végéig folytattuk, így ebben az évben a hőháztartás komponensei csak 5 hónapra állnak rendelkezésünkre.

Nagyon száraz periódus volt az 1964-es év, igen csapadékos volt az 1965-ös és közepes csapadékmennyiségű volt az 1963-as esztendő vizsgált időszaka. A május-szeptember közötti 5 hónapos periódust tekintve, a fenti három év közül legtöbb volt

V. TÁBLÁZAT

	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	
T	1963	12,3	17,1	20,3	22,7	21,6	17,5	10,6 C ⁰
	1964	11,3	14,5	22,1	21,2	19,5	16,1	10,9
	1965	8,8	13,7	18,4	20,0	18,1	17,0	9,4
C_s	1963	18	42	27	41	43	68	24 mm
	1964	19	25	48	14	56	24	66
	1965	51	83	98	105	71	13	2
R	1963		8490	7953	9101	5957	4475	
	1964	4622	7786	8899	7578	6177	3948	3650 cal/cm ²
	1965	4673	8098	9018	9997	7503	5656	2780
LE	1963		-5018	-4809	-4943	-4489	-2686	
	1964	-3830	-3936	-4019	-4201	-5751	-2967	-3306 cal/cm ²
	1965	-4320	-5015	-7009	-7353	-4811	-4700	-2280
Q_1	1963		28	-909	8	-90	-83	
	1964	-386	-832	-463	-973	-55	339	-93 cal/cm ²
	1965	-377	-1632	-1464	-1197	-1008	-1143	-527
Q_t	1963		-146	-396	167	126	261	
	1964	-64	-365	-117	-37	146	153	556 cal/cm ²
	1965	-217	-533	-377	-86	125	18	471
E	1963		86	81	84	76	45	
	1964	64	66	68	71	97	50	55 mm
	1965	72	84	118	124	81	79	38

a tényleges párolgás 1965-ben, amikor a tetemes csapadék által biztosított nedveséghez ebben az évben járult a legtöbb sugárzási energia is. Minden hónapra kiszámítva, hogy az egyes komponensek a sugárzási egyenleg hány százalékát teszik ki, azt mondhatjuk, hogy lucernaállomány esetében általában a párolgásra a sugárzási egyenlegnek 65—70%-a, turbulens hőforgalomra 10—15%-a, a talaj fölmelegítésére mindössze 1%-a fordítódik. Egyes esetekben azonban (pl. 1965 csapadékos időszakiban), amikor a nagy csapadékhoz még megfelelő sugárzási viszonyok és szélviszonyok is járulnak, a párolgásra fordított hő a sugárzási egyenlegnek 80—85%-át is kiteheti.

IRODALOM

- [1] *Kissné Tóth E.*: A meteorológiai elemek és a hőháztartás egyes összetevőinek alakulása lucernaállomány felett. Beszámoló az 1964-ben végzett tud. kutatásokról. Budapest, 1965.
- [2] *Kissné Tóth E.*: A talajközeli légréteg turbulencia-jellemzőinek meghatározása gradienstérkések útján. Időjárás. 69. évf. 4—5. szám. Budapest.
- [3] *Monyán, A. Sz. — Obuhov, A. M.*: Osznovnije zakonmernosztyi turbulentnovo peremesivanyija v prizemnom szloe atmoszferi. Tr. Geofiz. AN. SzSzsZR, No 24 (151), 1954.
- [4] *Brogmus, W.*: Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Mit Anhang: Verdunstungsberechnungen auf Grund der neuen Verdunstungsformel nebst Diskussion ihrer Ergebnisse. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt. 1959.
- [5] *Parlov, A. V.*: Tyeploobmen promerzajusjih i protaivajusjih grunтов sz atmoszferoj. Izdatyelsztvo „Nauka”. Moszkva, 1965.

Ventura Eduárd :

Az inverziók és a látástávolság kapcsolata

Zusammenhang zwischen Inversionen und Sichtweite. Die in den unteren Atmosphärenschichten in den Jahren 1960—1964 zu Budapest aufgetretenen Inversionen werden mit den gleichzeitigen Sichtbeobachtungen am Flughafen Ferihegy verglichen. Es wird festgestellt, daß in der Untersuchungsperiode ein guter Zusammenhang zwischen der Inversionshäufigkeit und den Monatsmitteln der Sichtweite vorhanden war. Ebenfalls wurde eine gute Übereinstimmung auf Grund der Beobachtungen der Jahre 1961—1963 gefunden. Es wird festgestellt, daß eine gute Sichtweite signifikant häufiger bei inversionsfreiem Wetter auftritt, und dasselbe gilt für die schlechte Sicht bei Inversionslagen. Auf Grund der Untersuchungen kann es festgestellt werden, daß Inversionen wesentliche, aber nicht bestimmende Voraussetzungen für eine Sichtverschlechterung bilden, hingegen besitzen sie eine entscheidende Bedeutung für die Ausbildung eines Strahlungsbels.

*

A látás jóságát a látástávolsággal szokás jellemezni. A látástávolság az a távolság, amelyről valamely tárgy még éppen felismerhető, vagy amelyen a folyamatosan távolodó tárgy éppen eltűnik a szemünk elől. A látástávolság első sorban a közlekedés, ezen belül is a légi-

közlekedés számára igen fontos tényező. Sajnálatos repülőszerencsétlenségek bizonyítják, hogy a legkorszerűbb fölszerelésű repülőgépek sem függetleníthetik magukat teljesen az időjárástól.

A látástávolság a levegő szennyeződésén kívül több meteorológiai tényezőnek, így a levegő nedvességének, a szélnek, a hőmérsékleti rétegződésnek stb. függvénye. A légszennyeződést alkotó s a levegőben lebegő részecskék egy része nedvszívó s ezen tulajdonságuk következtében a nedves levegőben erősen megduzzadnak.

Abban az esetben, ha a levegő relatív nedvességtartalma pl. lehülés következtében megnő, a levegőben levő aeroszolok megduzzadása miatt a látás gyorsan romlani kezd. Ha a lehülési folyamat során a levegő eléri a telítettség állapotát, megindul a kondenzáció és köd keletkezhet.

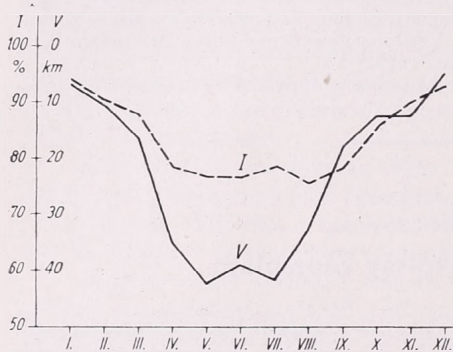
A kisugárzási inverziók kialakulásának idején a talajközeli légtér erősen lehül, s az inverziós rétegben a relatív nedvesség megnő. Ez egyúttal gyors látás-

romlásához is vezet. A látás nagymértvű romlását elősegíti az a közismert tény, hogy az inverziós rétegben a levegő stabilis rétegződésű, tehát a konvekció és a turbulencia okozta kicserélődés lelassul, s így az inverziós rétegben az aeroszokok nagymértékű koncentrációja figyelhető meg.

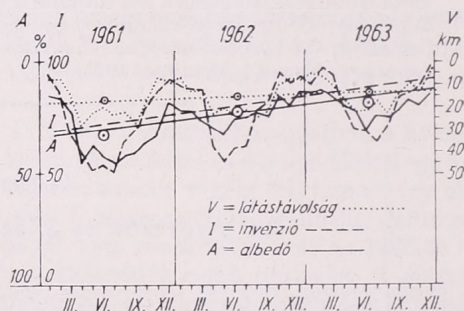
Korábbi vizsgálataink során [1] jó egyezést találtunk a talajközeli inverziók előfordulásának gyakorisága, valamint a koromszennyeződés között. Ugyanakkor a koromszennyeződés kihatással van a látástávolság alakulására. Kézenfekvő

inverziók relatív gyakorisági értékei megadják azt, hogy a mérések hány százalékában volt inverzió a talajközeli 3 km magas rétegben, tehát a valóságos esetek gyakoriságát a lehetséges esetek százalékában.

A két görbe arra enged következtetni, hogy az inverziók gyakorisága és a látástávolság alakulása között jól kimutatható kapcsolat van. Ezt nemcsak a maximumok és minimumok beállási idejének egyezése, hanem a változások ütemének nagysága (a görbék dőlése) is alátámasztja. A látástávolság áprilisban ugrássze-



1. ábra. Az alsó (3 km alatti) légréteg inverzióinak gyakorisága (I) és a látástávolság havi középértékeinek (V) kapcsolata (1960—1964)



2. ábra. Az alsó légréteg inverzióinak, a koromszennyeződésnek és a látástávolságnak alakulása 1961—1963 között Budapesten (Aerológiai Obsz.)

tehát, hogy összefüggést keressünk az inverziók és a látástávolság között.

Az inverziókat a budapesti Aerológiai Obszervatóriumban 1960—1964-ben naponta négy alkalommal (0, 6, 12, 18 GMT) végzett rádiószondás mérésekből kerestük ki, s ehhez csatoltuk a ferihegyi repülőtéren, azonos időpontban nyert látástávolság adatokat. Ez megengedhető, mivel a két hely távolsága alig négy kilométer, s az inverzióknak jóval kisebb a területi változékonysága, mint a látástávolságnak. Ugyanakkor jelen feldolgozásunk célja a repülésmeteorológiai szolgálat segítése a látástávolság előrejelzésében.

Az 1. ábrán az 1960—64 közötti látástávolságok havi középértékeit, valamint az inverziós esetek relatív gyakoriságának havi középértékeit tüntettük fel. Az

rúen megnő, a változás értéke az évi amplitudó 54%-a. Hasonló mértékben esökken az inverziók relatív gyakorisága áprilisban (54%). Ennek a nagymértékű változásnak oka az áprilisban gyakori frontátvonulásokban és légtömegeserékben keresendő. A nyári hónapokban sem a látástávolságban, sem az inverziók gyakoriságában nincs jelentősebb változékonyság. A látástávolság rohamos rosszabbodása októberben következik be.

A megvizsgált 5 éves időszakon belül, 1961—63 között, a budapesti Aerológiai Obszervatóriumban koromszennyeződés méréseket is végeztünk: A fehér szűrőpapíron átszívott levegőből lerakódó koromszennyeződés mértékét albedóméréssel határoztuk meg.

Megvizsgáltuk tehát ebben a 3 évben az inverziók gyakoriságának, a korom-

szennyeződésnek és a látástávolságnak alakulását is (2. ábra). A pontozott vonal a látástávolság változását szemlélteti. Jól megfigyelhető a téli minimum és a nyári maximum mindhárom évben. Meglepően hasonló a futása az inverzió gyakorisági görbéjének (szaggatott vonal) és a koromszennyeződést reprezentáló albedó görbéjének is. A ferde egyenes vonalak az évi középértékek összekötő vonalai. Különösen az inverziókban és a koromszennyeződésben tapasztalható az értékek folyamatos emelkedése. A látástávolság alakulása is hasonló. Ez utóbbi gyakorisági értékeinek eloszlását inverziós és inverziómentes esetekben a 3. ábrán mutatjuk be.

A látástávolság osztályközeit, tekintettel a szinoptikus felhasználásra, a szinoptikus észleléseknél alkalmazott lépésekben vettük fel. Az ábra felső része 5652 inverziós eset, az alsó része pedig 1626 inverziómentes eset látástávolság értékének relatív gyakoriságait tünteti fel. A két eloszlás mindenekelőtt azt mutatja, hogy az inverziós esetekben gyakoribb a gyenge látás, az inverziómentes esetekben pedig a 20 km-en felüli látás fordul elő nagyobb gyakorisággal. Szemléletesebb eredményre jutunk, ha az egyes osztályközöket összevonnak:

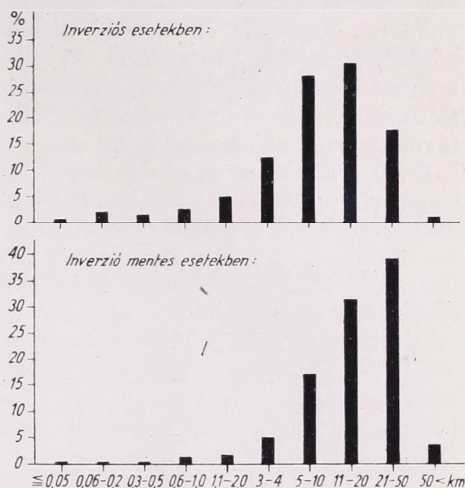
	Rossz látás (0-2 km)	Közepes látás (3-20 km)	Jó látás (V>20 km)
Inverziós eset	10,5%	71,1%	18,4%
Inverziómentes	2,4%	53,8%	43,8%

A rossz látás mintegy ötször nagyobb valószínűséggel tapasztalható inverziós, mint inverziómentes esetben, míg a jó látás valószínűsége csaknem háromszor akkora az inverziómentes, mint az inverziós esetben.

A továbbiakban kiszámítottuk a 99,73% megbízhatóságú konfidencia határok értékeit a rossz, közepes és jó látás eseteire. A számítás eredményei szerint az inverziós esetekben a rossz és közepes látás, inverziómentes esetekben pedig a jó látás szignifikánsan gyakoribb.

Az inverziós esetekben fellépő meg-

lepően nagy közepes látástávolság gyakoriság (71,1%) arra utal, hogy bár az inverziók és a látástávolság között kétségtelen kapcsolat van, ez a kapcsolat nem olyan természetű, hogy az inverzió kialakulása esetén a látástávolság érté-



3. ábra. Látástávolság gyakoriságok inverziós és inverziómentes esetekben

kének a rossz látás szintjére kellene súlylyednie. Figyelembe kell itt venni azt a tényt, hogy az inverziós esetek nemcsak a talajszintjén, hanem a talajközeli légrétegben (3 km-ig) előforduló inverziókat is magukban foglalják.

Hasonló eredményre jutunk, ha az egyes látástávolságértékeknél előforduló inverziós és inverziómentes esetek eloszlását vizsgáljuk meg. Itt az osztályközöket a repülési igényeknek megfelelően választottuk meg, különbséget téve a repülést gátló köd és a repülést legfeljebb megnehezítő párás, homályos időjárási helyzetek között.

	Köd V<1 km	Közepes látás viszonyok V=1-3,9 km	Jó látás viszonyok V>4 km
Inverziós esetek	95%	90,7%	77%
Inverziómentes esetek	5%	9,3%	23%
Esetek száma	323	1086	5869

Közismerten repülésmeteorológiai szempontból a 0 és 1 km közé eső vízszintes látástávolságnak, azaz a ködnek nagy a jelentősége. Míg a gyenge látást okozó párásság legföljebb megnehezíti, de nem akadályozza a repülést, addig köd esetén legtöbbször megbénul a repülőterek forgalma. A repülési tilalom kiadására repülőgéptípusoktól, a személyzet képzésétől, a leszállás irányától függően más és más vízszintes látástávolság érték alkalmazásával kerül sor.

Ezért a köd és az inverziók kapcsolatának vizsgálatakor a korábban is alkalmazott szinoptikus észlelési osztályközöket alkalmaztuk a köd erősségének jellemzésére. Föltételezve, hogy a köd előrejelzésénél nem közömbös, hogy az inverzió közvetlenül a talajon (talajmenti inverzió), vagy a talaj közelében (talajközeli inverzió) helyezkedik el, vizsgálataink során a két típust különválasztottuk (I—II. táblázat).

I. TÁBLÁZAT

A talajmenti ($h_0 = 140$ m) inverziók erőssége és a látástávolság kapcsolata ködhelyzetekben (az értékek az együttes előfordulás relatív gyakorisági értékei)

V_{km}	0,05	0,06–0,2	0,3–0,5	0,6–1,0	Össz.
$\%C_0/100$ m:					
0,00–0,99	6,2	15,8	11,9	19,1	53,0
1,00–1,99	3,9	7,3	8,0	7,3	26,5
2,00–2,99	1,7	2,2	1,7	3,5	9,1
3,00–3,99	1,1	3,5	—	1,1	5,7
4,00	0,6	1,7	—	3,4	5,7
Összesen	13,5	30,5	21,6	34,4	100,0

II. TÁBLÁZAT

A talajközeli inverzió ($h_0 > 140$ m) erőssége és a látástávolság kapcsolata ködhelyzetekben (az értékek az együttes előfordulás relatív gyakorisági értékei)

V_{km}	0,05	0,06–0,2	0,3–0,5	0,6–1,0	Össz.
$\%C_0/100$ m:					
0,00–0,99	1,6	9,3	12,3	26,4	49,6
1,00–1,99	3,1	6,2	9,3	11,6	30,2
2,00–2,99	0,8	3,9	2,3	4,6	11,6
3,00–3,99	0,8	0,8	1,5	0,8	3,9
4,00	1,5	0,8	1,6	0,8	4,7
Összesen	7,8	21,0	27,0	44,2	100,0

1960—1964 között összesen 323 ködös eset fordult elő Ferihegyen a rádiószondás mérések idején. Ebből 305 esetben, vagyis az esetek 94%-ában, a talaj közelében inverziót észleltünk. A fennmara-

dó 18 eset részletes vizsgálatára a későbbiekben még visszatérünk.

A 305 inverziós köd-esetet szétválasztottuk talajközeli és talajmenti inverziók csoportjára. Azt találtuk, hogy 176 esetben az inverzió közvetlenül a talajon kezdődött, 129 esetben pedig a talaj fölé, de 1000 m alatt helyezkedett el. A különbség a két eset között viszonylag csekély, ami arra enged következtetni hogy a köd előrejelzésénél nem elegendő csupán a talajmenti légtér vizsgálatára szorítkoznunk.

Évi átlagban tehát mintegy 64 alkalommal volt köd a rádiószondás felszállások idején. Figyelembe véve, hogy egy napon nem egy, hanem kettő, esetleg több alkalommal is észleltünk ködöt, a ködös esetek gyakorisága jól megegyezik Kéri által az 1901—60 közötti 60 év adataiból kapott évenkénti 48 napos ködgyakorisággal [2].

Vizsgálatainkat kiterjesztettük a talajmenti és talajközeli inverziókban levő hőmérsékleti gradiensekre is. Az I. táblázat függőleges oszlopai megadják az egyes látástávolság értékeknél észlelt hőmérsékleti gradiensek gyakoriságát. Jól megfigyelhető, hogy erős köd esetén ($V \leq 2000$ m) mintegy tízszer nagyobb gyakorisággal észlelhető kis hőmérsékleti gradiens ($-0,00$ — $0,99$ C°/100 m), mint a -4 C°/100 m-nél nagyobb gradiens. Ugyanakkor a gyenge ködöknél ($V \geq 600$ m) a -4 C°/100 m-nél nagyobb gradiens-érték viszonylag nagyobb gyakorisággal szerepel.

Ez arra enged következtetni, hogy a kisugárzás útján létrejövő inverziókban levő hőmérsékleti gradiens nagysága nincs összefüggésben a kisugárzási köd erősségével, azaz a lehülés szükséges, de nem meghatározó előfeltétele a kisugárzási köd keletkezésének. A köd kialakulása szempontjából a levegő relatív nedvességének is döntő szerepe van. Ez azt jelenti, hogy a magas relatív nedvességű levegőben a lehülés folyamán hamar megindul a kondenzáció. Ez utóbbi folyamat viszont mérsékeli a további lehülést. A száraz levegőben az alacsony

harmatpont miatt igen erős lehülés alakulhat ki anélkül, hogy a kondenzáció megindulna.

Az I. táblázatból megállapítható, hogy a talajmenti inverziók mintegy 44%-ánál volt erős köd; ez az érték a talajközeli inverziók esetében csak 29% (II. táblázat). A talajközeli inverzióknál fellépő erős ködök kisebb gyakoriságának az lehet az oka, hogy ilyen esetekben a leg-

erősebben lehülő légréteg a vízszintes látástávolság meghatározására szolgáló légréteg fölött helyezkedik el.

IRODALOM

- [1] *Ventura E.*: Inverziók kapcsolata a légszennyeződéssel. Időjárás, 70. évf. Budapest, 1966. 285—293. old.
- [2] *Kéri M.*: A nagyvárosi jelleg tükröződése Budapest ködviszonyaiban. Időjárás, 69. évf. Budapest, 1965. 265—270. old.

Bán Mihály:

Éles hőmérsékleti kontrasztok előfordulása Magyarországon

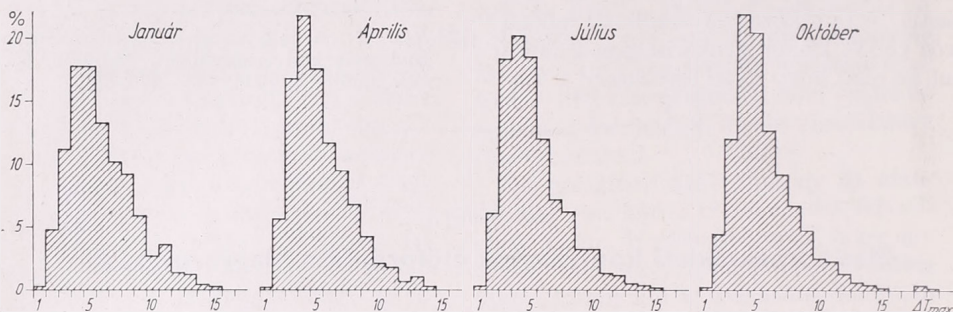
Occurrence of Sharp Contrasts in Temperature over Hungary. Using 30-year series of maximum temperatures from 12 stations in Hungary, the greatest difference in maximum temperatures among the stations (ΔT_{\max}) has been determined for each day. By a statistical investigation of these differences it has been shown that their frequency distribution is an asymmetric one (Fig. 1), and the annual variation of their average values and their standard deviation are small (Table I). For a further investigation, the cases $\Delta T_{\max} > 8^\circ$ have been selected. The annual variation of these values indicates that during every part of the year, there is the same probability (12—15%) for the occurrence of sharp contrasts in temperature. In the following discussion, the cases of $\Delta T_{\max} > 10^\circ$ are considered on the basis of 518 occurrences; types of contrast are defined by taking into account the direction of the temperature lapse rate (Fig. 3), and the occurrence of these types are related to macrosynoptic situations. It is found that the various types of contrast occur most frequently in connexion with the following macrosynoptic situations. *Type I*: in summer during NW and SW situations, in winter during the S situation. *Type II*: mostly in winter, during central anticyclonic and marginal anticyclonic situations as well as during a westerly or south-westerly airflow. *Type III*: only in the winter half-year, during W and NW situations. *Type IV*: in summer during W, NW and S, in winter during S situations. There are some inclassifiable cases (B) occurring mainly in winter, in central anticyclonic and marginal anticyclonic situations.

*

Появление резких температурных контрастов в Венгрии. По 30-летнему ряду максимальных температур 12 венгерских станций автор определил наибольшую разность максимальных температур (ΔT_{\max}) для этих станций на каждый день. Статистический анализ этих разностей показал, что их повторяемость имеет асимметричное распределение (рис. 1), причем их средние величины и разбросы отличаются незначительным годовым ходом (таблица 1). Для дальнейшего анализа автор выбрал случаи $\Delta T_{\max} > 8^\circ$. Годовой ход повторяемости этих случаев показывает, что резкие температурные контрасты могут появляться в любой период года с приблизительно одинаковой вероятностью (12—15%). Затем, по 518 случаям, полученным с использованием критерия $\Delta T_{\max} > 10^\circ$, с учетом направления температурного градиента, определяются типы контрастов (рис. 3); отдельные типы анализируются в связи с макросиноптическими положениями. Согласно указанному анализу отдельные типы наиболее часто появляются при следующих положениях: *тип I* — летом при направленности СЗ и ЮЗ положениях, а зимой при южном; *тип II* — главным образом зимой, при центральных и периферийных антициклональных положениях и при потоках западного или югозападного направления; *тип III* — только в зимнее полугодие, при З и СЗ положениях; *тип IV* — летом при З, СЗ и Ю, а зимой — при Ю, положениях. Не вошедшие в классификацию случаи (B) имеют место главным образом зимой, при центральных и периферийных антициклональных положениях.

A meteorológiai elemek értékeinek tér- és időbeni eloszlása és változása számos tényezőnek a függvénye. E tényezők egyik csoportja *helyi jellegű* (be- és kisugárzás, domborzat, a felszín összetétele stb.), a másik csoport viszont légtömegeserével kapcsolatos, vagyis *advektív eredetű*. A meteorológiai elemek értékeinek és eloszlásuknak tér- és időbeni változása e tényezők kölcsönhatásának eredményeként alakul ki.

Időjárásunk jellegét alapvetően befolyásolja az a tény, hogy Magyarország a



1. ábra. A maximumhőmérséklet különbségeinek (ΔT_{\max}) gyakorisági eloszlása

légtörzi hatásközpontok határterületein fekszik és ezért e hatásközpontok uralmának váltakozása időjárását mindannyiszor gyökeresen átalakítja. Az átalakulások a meteorológiai elemek térbeli eloszlásának átrendeződését vonják maguk után, és különösen a folyamat kezdetén az egyes területek között igen nagy értékbeli eltérések, éles kontrasztok jöhetnek létre.

A kontrasztos helyzetek legmarkánsabban a hőmérséklet eloszlásában rajzolódhatnak ki, ám ugyanakkor a nyomás-, szél- és csapadékmezőben is élesen tükröződnek. Tanulmányunkban a hőmérséklet térbeli eloszlásában jelentkező kontrasztokat választottuk a helyzetek indikátorául, s célunk, hogy ezek sajátosságait kellő statisztikai anyag alapján bemutassuk.

A helyzetek kijelöléséhez 12 állomásnak: Magyaróvár, Szombathely, Keszthely, Pécs, Veszprém, Budapest, Salgótarján, Kecskemét, Szeged, Békéscsaba, Debrecen és Tarcának 30 évi (1931—43 és 1947—63) maximumhőmérséklet sorozatát használtuk fel. A 30 év minden egyes napjára meghatároztuk azt a legnagyobb különbséget, amely a 12 állomás adott napra vonatkozó maximumhőmérsékletei között fennállt (ΔT_{\max}). A vizsgálatokat e különbségek alapján végeztük.

Elkészítve e különbség-értékek egyes hónapokra vonatkozó relatív gyakorisági eloszlását, kitűnik, hogy legnagyobb gyakoriságuk a 4—5°-os különbségeknek van, s az eloszlás aszimmetrikus, a modulus értéke az átlag alá esik (1. ábra).

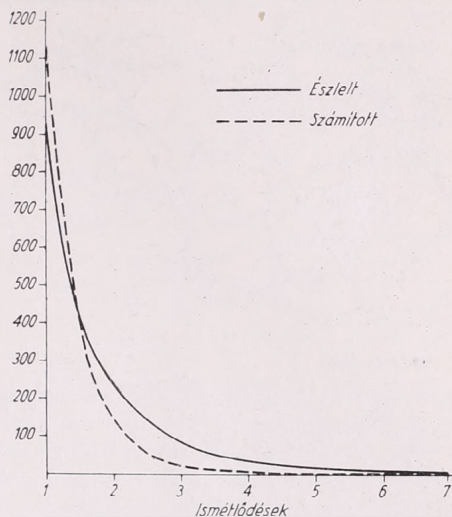
Kiszámítottuk az év minden egyes napjára a különbségek középértékét és szórását ($\overline{\Delta T_{\max}}$ és $\sigma_{\Delta T_{\max}}$). Minthogy ezek évi változása csekély, és abban semmiféle

I. TÁBLÁZAT

A legnagyobb hőmérsékletkülönbségek havi középértékei, szórásai és a kontrasztok havi maximumai, C°

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
ΔT_{\max}	5,9	6,2	5,7	5,5	5,5	5,2	5,5	5,5	5,1	5,8	5,6	5,7	5,6
$\sigma_{\Delta T_{\max}}$	1,8	2,6	2,5	2,3	2,5	2,5	2,4	2,7	2,3	2,5	2,5	2,4	2,4
Max.	15	16	16	14	17	20	15	17	18	18	19	17	20

rendszer nem volt, megengedhetőnek tartottuk, hogy a számításoknál átlagértékeket vegyük figyelembe. Továbbiakban a meghatározott statisztikai paraméterek birtokában éles hőmérsékleti kontrasztnak minősítettük, ha a $\Delta T_{\max} > \overline{\Delta T}_{\max} + \sigma_{\Delta T_{\max}}$ feltétel fennállott. Figyelembevéve a paraméterek évi középértékét (I. táblázat), a $\Delta T_{\max} > 8^\circ$ eseteket választottuk ki.



2. ábra. Az észlelt és számított ismétlődések

E hőmérséklet-kontrasztos helyzetek évszakonkénti relatív gyakoriságáról az alábbi adatok tájékoztatnak:

Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél	Év
124	120	116	155	129%.

Adataink arra utalnak, hogy a jelentékenyebb hőmérsékleti kontrasztok fellépésének maximális gyakorisága télen, minimális gyakorisága ősszel tapasztalható, azonban az évszaki változás csekély és nem mond ellent annak a megállapításnak, hogy az év bármely szakában közel azonos valószínűséggel (12–15%) számíthatunk éles hőmérsékleti kontraszt kialakulására országunk területén.

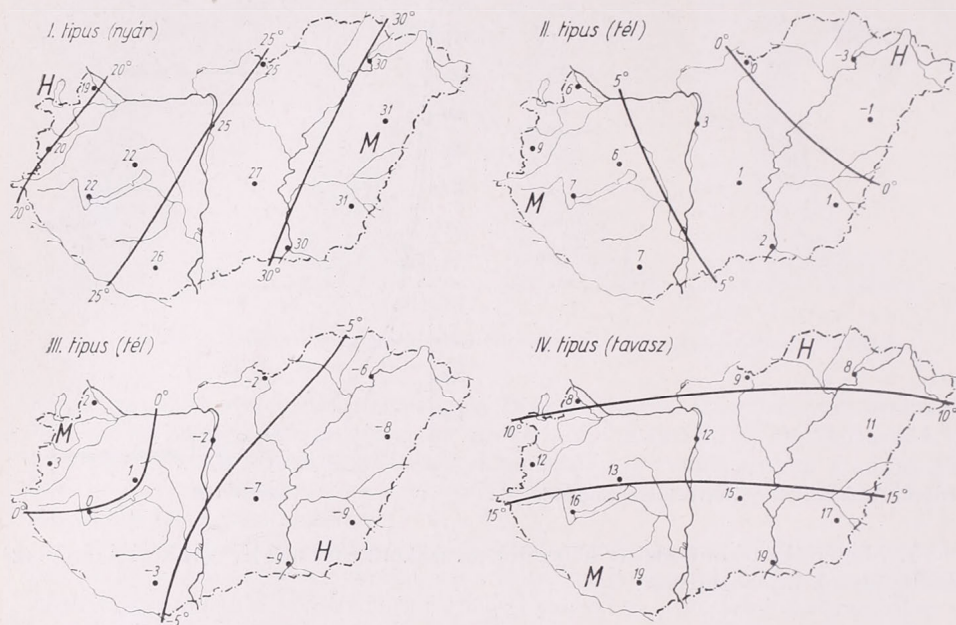
Ezek után megvizsgáltuk, hogy a $\Delta T_{\max} > 8^\circ$ kontraszt-értékű napok milyen valószínűséggel következnek be 1, 2, 3, ... n esetben egymás után. A nap hosszúságú szakasz bekövetkezését 100%-nak véve, a hosszabb tartamokra a következő valószínűségi értékeket kaptuk:

Tartam	1	2	3	4	5	6	7 nap
Valószínűség	100	26	9	3	1	0,3	0,1%

E szerint, míg az 1 napos tartamnak 100%, az észlelt maximális hosszúnak (7 nap) már csak 0,1% a valószínűsége. Az értékek napról-napra úgy esznek, hogy közelítőleg az előző napi 30%-a lesz a rákövetkező nap valószínűsége.

Ha feltesszük, hogy a $\Delta T_{\max} > 8^\circ$ esemény bekövetkezése az előzményektől független (null-hipotézis), s az e feltételezéssel levezetett tartamvalószínűségeket a ténylegesen észleltekkel összehasonlítjuk, eldönthető a vizsgált napok egymásutáni bekö-

vetkezésének egymástól független vagy függő volta. A 2. ábrán látható, hogy a rövidebb ismétlődésekre nagyobb gyakoriságot kaptunk az észlelnél, a hosszabb tartamú ismétlődések esetén viszont az észlelt értékek voltak nagyobbak. Ebből arra következtethetünk, hogy az ismétlődések egymástól nem függetlenek. Elvégezve [1] szerint az erre vonatkozó bizonyítást, szintén az ismétlődések egymástól függő volta igazolódott be.

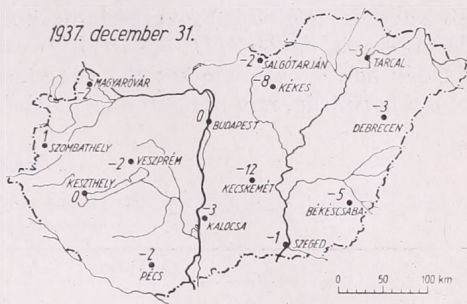


3. ábra. A kontrasztos helyzetek típusai

A kontrasztos helyzetek gyakoriságára vonatkozó éghajlati-statisztikai paraméterek egymagukban még csekély támpontot nyújtanak adataink szinoptikai és éghajlati értelmezéséhez. Következőekben megvizsgáljuk, hogy a hőmérsékleti kontraszt térbeli elrendeződésében kimutatható-e olyan szabályszerűség, amelynek alapján az egyes kontrasztos helyzetek bizonyos típusokba sorolhatók. A tipizálásnál figyelembeveendő helyzetek kijelölésénél a $\Delta T_{\max} > 10^\circ$ kritériumot alkalmaztuk. A szigorúbb kritérium kitűzését azért tartottuk szükségesnek, mert az előző 1407 egyedi eset elemzésével szemben így csak 518 esettel kell foglalkoznunk. Ez utóbbi is kellő statisztikai alanyanyagot biztosít, másrészt pedig nyilvánvaló, hogy a szigorúbb kritériummal kapott kisebb számú eset szintén magában foglalja a létező típusokat, csupán így a jellegzetesebbekkel lesz dolgunk. A típusok meghatározását annak figyelembevételével végeztük, hogy adott esetekben a hőmérsékleti gradiens iránya milyen. Ily módon 4 típust kaptunk (3. ábra). Az egyes típusok térképei azokra az évszakokra vonatkoznak, amelyekben előfordulásuk leggyakoribb. A térképeken feltüntetett hőmérsékleti értékek az egyes évszakokban előfordult esetek átlagai. Hangsúlyozni kívánjuk, hogy e térképek célja nem a maximumok klimatológiailag precíz területi eloszlásának bemutatása, hanem csupán az általános tájékoztatás. A sematikus izovonalak meghúzása is pusztán a szemléletesség kedvéért történt.

Az I. típus jellegzetessége, hogy a hőmérsékleti gradiens iránya ESE-WNW; nyugaton van a hidegebb, keleten a melegebb levegő. A II. típusnál lényegében for-

dított a helyzet: az ország nyugat-dél-nyugati része a melegebb, északkelet pedig hidegebb. A *III. típus* hasonló a *II.*-hoz, amennyiben itt is a Dunántúl melegebb, a Tiszántúl hidegebb, azonban a gradiens iránya kifejezetten NW-SE. A *IV. típusnál* északról fél felé növekszik a hőmérséklet. Ezekon kívül is találtunk még kontrasztos helyzeteket, amelyek azonban egyik típusba sem sorolhatók. Közülük a besorolhatatlan („B”) helyzetekre jellegzetes példát a *4. ábra* mutat be.



4. ábra. A típusokba nem sorolható kontrasztos helyzetek egy jellegzetes példája.

Az egyes típusok relatív gyakoriságának eloszlásából (*II. táblázat*) kitűnik, hogy leggyakoribb az *I. típus*, amely minden évszakban előfordul. Ezzel szemben a *III.* típus igen ritkán lép fel, csak télen és tavasszal fordul elő. Megvizsgáltuk, hogy az egyes típusok évszakai gyakorisága reális évi menetre utal-e. Ha nincsen évi menet, az várható, hogy az egyes évszakokra eső gyakorisági értékek nem különböznek szignifikánsan az egyenlő eloszlás alapján várható 25%-os relatív gyakoriságtól. A 99,73% megbízhatóságú konfidenciahatár esetén a *II. táblázat*ban szereplő év-

II. TÁBLÁZAT

A $\Delta T_{\max} > 10^\circ$ hőmérsékleti kontrasztok típusainak megoszlása évszakonként az évi összeg ezrelékében

	Tavasz	Nyár	Ősz	Tél	Eset, évi összeg
I. típus	251	383	275	91	243
II. típus	228	0	89	683	79
III. típus	222	0	0	778	18
IV. típus	266	150	250	334	60
B	237	161	178	424	118
Eset, évszakai összeg	127	121	110	160	518
$\Delta T_{\max} > 10^\circ$ relatív gyakoriság ‰	46	44	40	59	

szakai értékek közül a félkövr, illetve dőlt számokkal szedett értékek bizonyultak szignifikánsan nagyobbak, illetve kisebbeknek az egyenlő arányú eloszlás esetén várható relatív gyakoriságtól. Ezek szerint statisztikailag reális évi menetet az első három típusnál találunk, a negyediknek és a „B” típusnak viszont, bár az utóbbi téli értéke szignifikánsan nagyobb, kifejezett évi menete nincs.

Ha ezeket az eredményeket kissé részletesebben elemezzük, a kontrasztos helyzetek típusainak tüzetesebb vizsgálata megvilágítja kapcsolatukat az időjárási folyamatokkal, vagyis azokkal a tényezőkkel, amelyeknek létrejöttüket köszönhetik.

Amint láttuk, az *I. típus* gyakorisága a legnagyobb és kifejezett évi menete van nyári maximummal és téli minimummal. Az eloszlás ilyen jellege teljesen érthető,

hiszen nyáron a NW-SE irányítottság Közép-Európa időjárásában is megmutatkozik. Ennél a típusnál a NW felé mutató hőcsökkenés tehát az óceáni hűtőhatás megnyilvánulása. A típus olyankor fejlődik ki, amikor az északnyugat felől érkező hűvösebb óceáni levegő csak az ország nyugati peremére szivárog be, míg a Dunától keletre eső országrészek továbbra is a meleg légtömegek uralma alatt maradnak. Megvizsgálva a típushoz tartozó esetek makroszinoptikus helyzetek szerinti eloszlását [2], azonnal látható, hogy *nyáron* az I. kontraszt-típus eseteinek 47%-a az északnyugati irányítású makroszinoptikus helyzetek (*Aw, mCc, zC, CMc, AB*) fennállásával esik egybe (*III. táblázat*). További 30% jut a délnyugati irányítású *mCw* és *CMw* helyzetekre, amikor az ország keleti részein erőteljes a melegadvекció és kisebb a borultság, míg nyugaton az időjárás már rendszerint borultabb és csapadékos

III. TÁBLÁZAT

A $\Delta T_{\max} > 10^\circ$ hőmérsékleti kontrasztok típusainak megoszlása makroszinoptikus helyzetek szerint (%₀₀)

	a) Nyár						b) Tél					
	I	II	III	IV	B	Összes kontr.	I	II	III	IV	B	Összes kontr.
mCc	122	—	—	105	95	114	—	14	—	23	—	7
AB	13	—	—	53	71	27	—	54	333	—	13	37
CMc	39	—	—	—	48	36	23	—	—	—	26	13
mCw	160	—	—	53	143	146	92	162	—	349	39	128
Ae	32	333	—	157	71	54	161	95	—	209	132	134
CMw	141	—	—	104	24	114	414	27	—	48	145	171
zC	77	—	—	210	24	77	23	68	—	209	39	64
As	—	333	—	53	24	14	11	162	—	93	145	94
Aw	218	334	—	53	215	205	69	162	388	—	92	107
An	83	—	—	53	95	82	115	40	—	23	106	74
AF	51	—	—	53	71	54	—	—	—	—	26	7
A	6	—	—	53	71	23	34	189	221	23	171	117
C	58	—	—	53	48	54	57	27	58	23	66	67
Σ	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000

[3]. Bár e kontraszt-típus gyakorisága télen minimális, nagyon jellegzetes a téli megjelenésnek a makroszinoptikus helyzetekkel való kapcsolata. Télen a típus legnagyobb gyakorisággal a *CMw* helyzetekben fordul elő, amikor a Földközi-tengeri ciklon előoldali áramrendszere meleg levegőt szállít az ország déli, délkeleti részei fölé, gyors átmeneti felmelegedést okozva a Tiszántúl területén.

A II. típus jellegzetesen téli helyzet, a nyári félévben alig fordul elő. Kialakulása télen leggyakrabban az anticikloncentrum- és peremhelyzetekre esik (*A, Ae, As*) — az összes eset 45%-a —, s további 39%-kal szerepelnek a W—SW felőli enyhülést hordozó *mCw, Aw* és *zC* helyzetek.

A III. típus kizárólag csak télen és kora tavasszal fordul elő, hőmérsékleti eloszlása a nyugat-északnyugati áramlás melegítő hatását tételezi fel. Ezt bizonyítja, hogy télen az esetek 72%-ában a W—NW irányítású *Aw* és *AB* helyzetekben tapasztalható e kontraszt-típus kialakulása.

A IV. típus évi menetében nem mutatkozik különösebb jellegzetesség. Nyáron egyrészt a W—NW irányítású helyzetekben (*zC, mCc, AB*), másrészt a délies irányítású helyzetekben (*mCw, CMw, Ae*) gyakoribb (37 illetve 31%), míg télen (amikor egyébként gyakorisága is nagyobb) zömmel a délies irányítású makroszinoptikus típusoknál (*mCw, CMw, Ae*) fordul elő (61%), a nyugat-északnyugati helyzetekre (*zC, AB*) pedig az előfordulás további 23%-a esik. Megállapítható tehát, hogy a típus

létrehozásánál mindkét félévben a meridionális déli áramlással kapcsolatos helyzetek játsszák a döntő szerepet.

Ami a besorolhatatlan (*B*) eseteket illeti, évi eloszlásukat téli maximum jellemzi. Az a tény, hogy télen 55%-uk anticikloncentrum- és peremhelyzetekben (*A*, *Ae*, *As*, *An*) tapasztalható, arra utal, hogy kialakulásuk elsősorban helyi tényezőkkel (kisugárzás, köd) magyarázható: szeszélyes helyi változatosságuk idézi elő már kis területeken belül is az elég nagy hőmérsékletkülönbségek kialakulását (*4. ábra*).

Végezetül bemutatjuk a kontrasztos helyzetek bekövetkezésének makroszinoptikus helyzetekre vonatkozó feltételes valószínűségét (*IV. táblázat*). Meg kell azonban jegyeznünk, hogy néhány érték — nyáron a *CMw* és *C*, ősszel a *C*, télen szintén a *C* helyzeteknél — az esetek kis száma miatt nem tekinthető mértékadónak.

IV. TÁBLÁZAT

$A\Delta T_{\max} > 10^\circ$ hőmérsékleti kontrasztok típusainak makroszinoptikus helyzetekre vonatkozó feltételes valószínűségei (%)

	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	As	Aw	An	AF	A	C
Tavaszi	28	12	111	53	53	91	76	45	57	40	31	20	52
Nyári	74	29	50	75	31	200	47	15	49	32	33	7	194
Őszi	12	—	—	76	32	131	50	50	40	20	11	12	200
Téli	14	73	11	63	53	104	61	123	66	13	7	109	265
Évi	41	29	49	65	38	122	58	68	52	27	23	26	158

A *IV. táblázatban* közölt feltételes valószínűségek tehát azt fejezik ki, hogy egy adott makroszinoptikus helyzet esetén (feltétel) mi a valószínűsége a $\Delta T_{\max} > 10^\circ$ kritériumnak eleget tevő erős hőmérsékleti kontraszt kialakulásának. Tavasszal a *CMc* és *CMw*, nyáron és ősszel a *C* és *CMw*, télen a *C*, *As*, *A* és *CMw* helyzetek azok, amelyek fennállása során leggyakrabban számíthatunk országunk területén belüli erős hőmérsékleti kontraszt megjelenésére. Évi viszonylatban a *C* és *CMw* helyzetek válnak ki nagyobb feltételes valószínűségükkel.

A feltételes valószínűségek számértékei még e kiemelkedő helyzeteknél is viszonylag csekélyek (10—25%), ám ennek ellenére becses figyelmeztető számok lehetnek az előrejelzések során. Ha ui. a kontrasztos helyzetek kialakulásának bármely makroszinoptikus típusnál egyenlő az esélye, ez esetben a feltételes valószínűség megegyezne a kontrasztos helyzetek *II. táblázatban* feltüntetett alapvalószínűségével (4—6%). Ezen alapvalószínűséghez viszonyítva azonban a 10—25%-os feltételes valószínűségek jelentős eltéréseket jeleznek, s pl. a *CMw*-hez tartozó nyári 20%-os érték arra figyelmeztet, hogy ebben az évszakban ennek a makroszinoptikus helyzetnek a bekövetkezése esetén 4—5-ször nagyobb valószínűséggel számíthatunk erős hőmérsékleti kontraszt kialakulására, mint egyébként egy adott nyári napon.

Vizsgálatunk a kontrasztos helyzetek legmarkánsabb ismervének, a hőmérsékletkülönbségnek elemzésén alapult. Összeállítva a helyzetek katalógusát, továbbiakban mód nyílik rá, hogy az áramlási- és csapadékezőben kirajzolódó jellemző sajátosságait is feltárjuk.

IRODALOM

- [1] *Péczely György*: Tartalomvalószínűségek vizsgálata. Időjárás, 61. évf. (1957) 4. szám, 245—252. o.
- [2] *Péczely György*: Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie. Nr. 30. Budapest, 1957.
- [3] *Péczely György*: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése. Az Országos Meteorológiai Intézet Kisebb Kiadványai 32. szám. Budapest, 1961.

BOSEN, J. F.—KAMENSKAJA, P. E.—RAO, K. N.—SUMMER, E. J.—WERNER JOHANNESSEN, T.: **Data-Processing by Machine Methods** (*Adatfeldolgozás gépi módszerekkel*). WMO Technical Note No. 74. Genf, 1966. 30 (22×28 cm) oldal. Ára 5,— Sv. Fr.

A WMO Klimatológiai Bizottsága (CCI) 1960-ban Londonban tartott harmadik ülésén munkacsoportot hozott létre a gépi adatfeldolgozás kérdéseinek tanulmányozása céljából. A munkacsoport J. F. Bosen (USA) elnökletével négy éven át működött és zárójelentését 1964-ben a CCI negyedik ülésén Stockholmban bocsátotta vitára. Akkor vetődött fel a gondolat, hogy a munkacsoport által kidolgozott útmutatót WMO Technical Note-ként adják közre. Az elgondolás azóta megvalósult s a WMO tagjai nemrég kapták kézhez a Technical Note No. 74 példányait.

A kiadvány — amelyhez *D. A. Davies*, a WMO főtitkára írt előszót —, nagyon is időszerű problémák megoldásához járul hozzá. A világ összes meteorológiai szolgálatainak archívumai-ban az évek folyamán nagytömegű és sokféle adat halmozódott fel, s az adatok termelésének üteme egyre gyorsul. Egyidejűleg nőnek a meteorológiai tájékoztatással szemben támasztott társadalmi igények is. Ezek a tényezők szükségessé teszik, hogy az adattárolás és adatfeldolgozás technikáját részben vagy egészben korszerűsítsék. Az automatizálás szükségszerűen bevonul a különféle operatív tevékenységek területére, akár kis teljesítményű lyukkártya gépek képe-ben, amelyek percenként néhány száz műveletet végeznek, akár nagy elektronikus számítógépek képében, amelyek másodpercenként több százezer művelet elvégzésére alkalmasak.

Mindezekről a problémákról kitűnő áttekintést nyújt a Technical Note No. 74, elemezve az adattárolás egyes médiumainak előnyeit és hátrányait, a gépi adatfeldolgozás általános el-veit és szabályait, valamint a különféle számító berendezéseket. A kérdések tárgyalása mind-végig koncepciószerű és korszerű. A kiadvány nem csupán tájékoztat a technikai lehetőségekről, hanem megadja azt a szemléletet is, amely szükséges az egyes nemzeti meteorológiai szolgálá-tok korszerű gépi adatfeldolgozó rendszereinek kialakításához.

Czelnai Rudolf

SONNTAG, DIETRICH: **Hygrometrie. Ein Handbuch der Feuchtigkeitmessung in Luft und anderen Gasen. 1. Lieferung** (*Higrometria. Kézikönyv a nedvességmérésre levegőben és más gázokban. 1. részlet*). 117 B/5 oldal, 2 ábrával, 27 táblázattal. Akademie-Verlag, Berlin, 1966. Ára 24.— MDN.

Az előttnök levő füzet — mint címe is mutatja — egy nagyobbfajta kézikönyvnek első 8 íve. A teljes mű a közölt 5 oldalas részletes tartalomjegyzék alapján a következő fejezetekre oszlik: 1. Bevezetés. 2. A nedvességmérés alapjai. 3. Telítési gőznyomás. 4. Pszichrométer. 5. Higroszkópos anyagok hosszváltozása. 6. Harmatpont higrométer. 7. Abszorpciós higrométer (nem elektromos elven működők). 8. Elektromos ab- és adszorpciós higrométer. 9. Diffúziós higrométer. 10. Optikai higrométer. 11. Nedvességmérés a törésmutató segítségével. 12. Kémiai higrométer. 13. Telítési higrométer. 14. A vízgőz kondenzálásával vagy kifagyasztásával mű-ködő higrométerek. 15. Kétsávos higrométerek. 16. A sűrűség, a hang és a vezetőképesség mérésén alapuló nedvességmérési eljárások. 17. Higroszkópok. 18. Túltelítettség mérése. 19. Konzerváló eljárások a nedvességpróba vételénél. 20. Kalibrációs és vizsgálati módszerek. 21. Nedvességmérések kiértékelései.

A jelen „1. Lieferung” az első 3 fejezetet öleli fel. A *bevezetőben* a különböző nedvesség-mérő eljárások rövidre fogott ismertetése mellett 9 oldalon előre összefoglalja a könyvben egy-ségesen használandó jelöléseket és azok dimenzióit, ill. egységeit.

A 2. fejezet a levegő és általában a nedves gázok alapvető paramétereit tárgyalja a szük-séges termodinamikai fogalmak, valamint a hő- és anyagtranszport folyamatokat leíró egyenletek ismertetésével.

A 3. fejezet a víz és jég, továbbá a sóoldatok tenzió adatait és az irodalomban fellelhető tenzióformulákat közli. Az ilyen összegyűjtés nehézségeit jelzi, hogy minden teljességre törek-

vés mellett kimaradt J. J. Martin, R. M. Kapoor, R. D. Shinn (Ann. Arbor. Mich.): Entwicklung einer Dampfdruckgleichung hoher Präzision und ihre Anwendung auf Wasser. Dechema Monographien, Bd 32, S. 46-60 (1959).

A szerzőnek e három elméleti jellegű bevezetésénél sikerült elkerülnie azt az alkalmazott tudományokban mindjobbán elharapódzó jelenséget, hogy az elméleti alapok ürügyén úgyszólván önálló kézikönyvét írják meg annak az alaptudománynak, melyre a későbbiekben támaszkodnak. A szerzőnek jelen esetben sikerült a fejezeteket rövidebbre fogva világosan, az alaptudományokra inkább telve, úgy megírni, hogy azért az olvasó a későbbiekhez szükséges összefüggéseket egy helyen összegyűjtve kapja, kellő utalással a megfelelő irodalomra.

A mű komolyságát jelzi az első három fejezethez csatolt $108 + 80 + 301 = 489$ irodalmi hivatkozás. Ezek között három magyar szerzőt is felfedezhetünk könyvük, ill. cikkük magyar nyelvű — aránylag hibátlan — idézetével.

Az első három fejezet világos, jól áttekinthető és igényes összeállítása után jogos bizalommal tekintünk a további fejezetek elé.

Az eddigi tárgyalás és a tartalomjegyzék részletei arra engednek következtetni, hogy a kézikönyv igen sokféle szakember érdeklődésére tarthat számot.

A higrometria immár 30 éve nem csupán a meteorológusok eszköze, hanem nélkülözhetetlen a tervezésben és iparban tevékenykedő gépész- és vegyészmérnökök számára is, nem szólva, hogy a vegyipari műveletek kísérletes tudományában az anyagtranszport folyamatok mérésének legfontosabb eszköze.

Ezért a jelen könyv — úgy érezzük — nem hiányozhat egyetlen száritással, hűtéssel, konzerválással vagy általában transzportjelenségekkel foglalkozó mérnök könyvtárából sem. (Ezzel csak részletezni akartuk a szerzőnek az előszóban a nedvességmérésnek a biológiában, az orvostudományban és az iparban játszó nagy szerepére való utalásait.)

Tettamanti Károly

BYERS, H. R.: *Elements of Cloud Physics (A felhőfizika elemei)*. The University of Chicago Press. Chicago és London, 1965. 191 ($15,5 \times 23,5$ cm) o., ára 7,50 dollár

Az utóbbi években sorra jelentek meg felhőfizikai kézikönyvek, melyeket különböző nemzetiségű és beállítottságú szerzők írtak. Byers professzor művének bevezetője azonban azonnal meggyőzi az olvasót, hogy könyvének tartalma eltér a szokványostól. A szerző célja ugyanis az volt, hogy a meteorológia ezen gyorsan fejlődő ágának az alapjait foglalja össze, amelyek a további fejlődés során már feltehetően nem változnak. Szintén a bevezetőben állapítja meg a szerző, hogy felhőfizikával az Egyesült Államokban két fajta egyetemi hallgató igyekszik megismerkedni: egyrészt fizikusok és vegyészek, másrészt meteorológusok. A meteorológus-hallgatók különböző alapismeretekkel rendelkeznek a fizikát és főleg a fizikai kémiát illetően (ez sajnos Magyarországon is így van), ezért a könyv az említett tudományágak bizonyos alapelveit is összefoglalja.

Az első fejezet „A nedves levegő termodinamikája” címet viseli. A fejezetben azt találjuk, amit a meteorológiában általában termodinamikán értenek. Ezzel szemben a második fejezet („Egyensúly és fázisváltás”) már teljes mértékben a kémiai termodinamika alapjaira épül, különös tekintettel a kémiai potenciál fogalmára. A „Nukleációs folyamatok” c. harmadik fejezet a homogén és heterogén magvasodás problémáit tárgyalja csepp-, illetve kristályképződés esetén.

A negyedik fejezet címe: „Magvak a légkörben”. A fejezet a légköri részecskék alapvető fizikai és kémiai tulajdonságait (magvasodási képesség, koaguláció, szedimentáció stb.), keletkezési forrásait, valamint koncentrációját és vertikális eloszlását mutatja be. Érdekes, hogy a mérési eljárásokat az eredmények bemutatása után tárgyalja a szerző. Az ötödik fejezet („Cseppek és jégkristályok kezdeti növekedése a felhőben”) a kondenzációs és szublimációs növekedés problémáival foglalkozik (beleértve a Bergeron-féle folyamatot is). Itt találunk kb. két oldalt, melyek a felhők mesterséges módosításának alap-problémáit érintik. A csupán két oldalból arra következtethet az olvasó, hogy Byers ezeket a problémákat korántsem sorolja a már megoldott, a jövőben már nem változó kérdések közé. A hatodik fejezet „A felhőcseppek spektruma és az összefolyás miatti növekedés” címet viseli. Ebben a fejezetben a részecskék egymással való egyesülése útján végbemenő csapadékképzés folyamataival ismerkedhetünk meg.

A hetedik és egyben utolsó fejezet („Felhődinamika”) már ismét „tisztá” meteorológia. A szerző ebben a részben röviden vázolja a buborék elméletet és az ún. „jet model”-t. Megállapítja, hogy, bár a buborék elmélet (a konvekció elkülönült elemek, azaz termiek formájában meggyébe) a konvekció kezdeti stádiumában jól alkalmazható, a nagybuborék konvektív rendszerekben a „jet model” (a konvektív mozgások egyetlen feláramlási csövet alkotnak) sokkal jobban megközelíti a valóságot.

A könyv legérdekesebb vonása talán az, hogy az egyes problémáknál, a világosságra való törekvés miatt, a szerző kiválasztja az általa legjobbnak tartott tanulmányt, vagy tanulmányokat, melyek 1965-ig megjelentek, és a kérdést ennek megfelelően tárgyalja. Így lényegében nem nyújt irodalmi összefoglalást. Egy kis túlzással azt is mondhatnánk, hogy Byers nem kérkedik azzal,

hogy mennyi felhőfizikai tárgyú cikket olvasott életében, hanem tartja magát a bevezetőben mondottakhoz és a könyv címéhez, azaz kizárólagosan a felhőfizika elemeit tárgyalja. Ebből természetesen az is következik, hogy bizonyos meglepetések is érik az olvasót. Így pl. a negyedik fejezetben a légköri magvak területén szaktekintélynek számító francia *H. Dessens* és *Facy*, illetve a német *Georgii* nevét, illetve munkáit a szerző meg sem említi.

Végezetül a szerző egyik jelentős megállapítását emelnénk ki, melyet a könyv borítólapjára nyomtattak: „Az a felfedezés, hogy esőt mesterségesen lehet létrehozni, a felhőfizika számára gyakorlati ösztönzésül szolgált. *Mielőtt azonban zöldellő Szaharát remélhetnénk, teljesen meg kell értenünk azokat az alapvető folyamatokat, melyek az esőt létrehozzák*”. Véleményünk szerint ugyanis ez a megállapítás nemcsak egy könyv mottójául, hanem minden felhőfizikai kutatás alapelveül kell, hogy szolgáljon.

Mészáros Ernő

KRÓNIKA

MAGYAR METEOROLÓGIAI MŰSZEREK VIETNAMNAK

A Vietnami Demokratikus Köztársaság elleni amerikai bombatámadások az ország meteorológiai állomáshálózatában is tetemes károkat okoztak. A VDK Meteorológiai Szolgálatának igazgatója a közelmúltban „fehér könyv”-ben tájékoztatott erről bennünket. A Magyar Meteorológiai Szolgálat, átérezve a Vietnámot ért súlyos csapásokat, elhatározta, hogy meteorológiai műszereket ajándékozásával segít a távoli szocialista ország gondjainak enyhítésén. Ennek folyományaként 1966. szeptember 15-én az Országos Meteorológiai Intézetben rendezett ünnepség keretében *Phung Manh Cung*, a Vietnami Demokratikus Köztársaság budapesti nagykövetségének első titkára a magyar szolgálat ajándékaként 30 értékes meteorológiai műszert — barográfokat, pszichográfokat és pszichrométereket — vett át.

A műszereket *Dési Frigyes* igazgató, egyet. tanár adta át. Beszédében — az MNK Meteorológiai Szolgálatának dolgozóit nevében is — kifejezte azt a sziklaszilárd meggyőződését, hogy a hős vietnami nép előbb vagy utóbb kivívja szabadságát, elűzve hazája szent földjéről az amerikai intervenciók csapatokat. Reményét fejezte ki, hogy a műszerkiutalás, amely a magyar meteorológusok szolidaritását is kifejezi, némiképp enyhíti a VDK meteorológiai állomáshálózatát ért pusztítás következtében keletkezett műszergondokat.

Az ünnepélyes átadást a sajtó, a rádió és a televízió is kommentálta, illetve közvetítette. A műszerkiutalást október 6-án indították el Magyarországról.

(Szepesi D.)

WMO-KONFERENCIA AZ AUTOMATA METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁSOKRÓL

A Meteorológiai Világszervezet 1966. szeptember 20-tól október 1-ig különleges technikai konferenciát rendezett Genfben az automatikus meteorológiai állomások szakértőinek, valamint az ezen állomások adatait felhasználó meteorológusoknak és oceanográfusoknak részvételével. A konferencia különleges jellege abból származott, hogy ez volt a Világszervezet történetében az első olyan technikai konferencia, amelyet nem egyetlen meghatározott technikai bizottság rendezett, hanem az összes érintett technikai bizottságok együttesen. A Meteorológiai Világszervezet tevékenysége során az utóbbi években merült fel az a gondolat, hogy egy-egy speciális problémakör megtárgyalására olyan szakértői értekezletet kellene összehívni, amelyen minden érintett terület szakértői résztvesznek. A jelen konferencia sikere igazolta ennek az elképzelésnek a helyességét. Az ünnepélyes megnyitáson 35 országból több mint 100 szakértő volt jelen. Kétszáz résztvevő száma még növekedett. Ez egyúttal azt is jelentette, hogy az automata-állomások konferenciája lett a Világszervezet történetében eddig tartott technikai konferenciák legnépesebbike.

A konferenciát szeptember 20-án D. A. *Davies*, a Meteorológiai Világszervezet főtitkára nyitotta meg. Beszédében hangsúlyozta, hogy a résztvevők előtt nagy feladat áll, mert a megbeszélések során kialakuló elképzelések és döntések sok évre meghatározzák az automata-állomások jövőjét. Ettől függ az is, hogy milyen szerepet kapnak az automata-állomások a GOS (Global Observational System) létrehozásában.

A Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálatára részéről a konferencián *Czelnai* Rudolf főosztályvezető vett részt. A konferencia első felében 58 tudományos előadás hangzott el, amelyek igen értékes tájékoztatást nyújtottak az automatizálás terén eddig elért eredményekről, valamint az automataállomások jövőbeli szerepével kapcsolatos elképzelésekről. Szeptember 23-án délután a konferencia résztvevői meglátogatták Colovrex-ben az automatikus meteorológiai állomások kiállítását. A második héten a konferencia két szekcióra bomlott. Az A-szekció az automataállomásokkal (különösen a tengeri „bója” állomásokkal) kapcsolatos technikai problémákat tárgyalta meg. A B-szekció a hálózat-tervezés kérdéseivel foglalkozott. Itt vitatták meg azokat az ajánlásokat, amelyeket majd a Meteorológiai Világszervezet soronkövetkező kongresszusa elé terjesztenek jóváhagyás végett a technikai szabályzat egyes részeinek kiegészítése céljából.

A konferencián megtárgyalt kérdések időszzerű voltát bizonyította a szokatlanul nagy érdeklődés. Az előadások világos képet adtak arról, hogy a technika mai színvonala mellett milyen megfigyelési, adatgyűjtési és adatfeldolgozási feladatok azok, amelyeknek automatizálása reálisan várható, sőt a velük járó gazdaságossági kihatások is felmérhetővé váltak.

(*Czelnai R.*)

*

MEDITERRÁN ÉGHAJLAT MAGYARORSZÁGON?

A Baranya megyei Tanács, a Magyar Biológiai Társaság, a Magyar Higiénikusok Társasága 1966. szeptember 23—24-én Pécsen és Harkányban szakmai megbeszélést tartott a harkányi gyógyvíz és gyógyfürdő időszzerű kérdéseiről. A két nap alatt elhangzott 12 előadás többsége a harkányi hőforrás gyógyászati hasznosításának eddigi eredményeit és további lehetőségeit ismertette.

Az eredmények, de főként a lehetőségek fölvetése során újból hangot kapott az a vélemény, hogy a harkányi termásvíz mellett Dél-Dunántúl *mediterrán* (esetleg csak *szubmediterrán*) éghajlata a második gyógytényező, amelynek alkalmazásával tovább lehet fokozni a fürdőhely kihasználását mind mennyiségi, mind minőségi tekintetben. Már a Harkány bioklimájának kérdéseivel foglalkozó előadás is ellenérveket sorakoztatott fel a felfogással szemben, amikor — Budapesttel és Péccsel összehasonlítva a gyógyfürdőknek is otthont adó táj éghajlatát — leszögezte, hogy a városi hatások következtében kellemetlen szélsőségeitől megszabadított, télen enyhe, nyáron mérsékelt meleg éghajlattal (Budapest) is felveszi a versenyt a gyógyfürdő klímája, de a városi hatások nélkül is enyhe éghajlatú me-

cseki déli lejtők (Pécs) viszonyaitól sem marad el semmiben, sőt tiszta levegője, derült időjárása révén feltehetően előnyösebb helyzetben van azokkal szemben pl. az ibolyántúli sugárzás bősége révén.

A vita során aztán élesen kialakult a magyar éghajlatkutatók által mindig hangoztatott, de más tudományágak önmagában helyes megállapításait kellő szakmai megokolás nélkül az éghajlatra is alkalmazható, legtöbbször jóhiszemű bioklíma, agroklima értékeléssel szinte ugyanannyiszor eltorzított vagy elhallgatott álláspont, hogy Dél-Dunántúl s benne Harkány éghajlata is *mérsékelt éghajlat*, azokkal az előnyös vonásokkal, amelyekről az imént néhány szóval már említést tettünk, és amelyek bővebben *Róna, Réthly, Símor, Péczely* tanulmányaiban, *Bacsó* s legújabban *Kakas* éghajlati beosztásában olvashatók. Ezek az előnyös vonások *könnyebbé* (ha úgy tetszik: olcsóbbá, gazdaságosabbá) teszik Harkány gyógyvizének további hasznosítását. De ha mediterrán vagy szubmediterrán klímája lenne, akkor sem változna semmit a helyzet: csakis *vize* lenne az egyetlen tényező a betegek gyógyításában, mert a mediterrán klíma *nem gyógyklíma* (tisztá kifejlődésében kimondottan csak egészségesek számára alkalmas üdülő, nyaraló éghajlat) és más gyógyfürdőkkel szemben értékét nem az éghajlati adottságok, hanem csakis *vízének gyógyító tulajdonságai* szabják meg.

Mindezek tisztázása ezen a szakmai megbeszélésen megtörtént s úgy véljük, hogy ez a körülmény csak megkönnyíti azoknak a törekvését, akik Harkány természeti adottságainak helyes értékelésével a gyógyulásra váró betegek, az itt gyógyítható betegségek körének a kiszélesítésével a népgazdaságot fölöslegesen terhelő költségek nélkül akarják ezt a régi, neves gyógyfürdőt minden tekintetben korszerűbbé tenni.

(*Kéri M.*)

*

A 9. ALPI METEOROLÓGIAI KONFERENCIA

Hat európai ország területét teszi változatosabbá az Alpok hatalmas hegyrendszere, hat állam meteorológiai szolgálatának kutatóit foglalkoztatják azok a problémák, amelyek a hegyrendszer és a légréteg kölcsönhatásaként mind az időjárási folyamatok, mind az európai éghajlat komplexumában különleges alpi meteorológiai jelenségeként ismeretesek vagy várnak további tisztázásra. E hat állam meteorológusai az 1950 óta két évente megrendezett konferenciákon számolnak be ilyenirányú kutatásaik eredményeiről s cserélik ki véleményüket, tapasztalataikat.

Ebben az évben a Svájci Geofizikai, Meteorológiai és Csillagászati Társaság, valamint a Svájci Központi Meteorológiai Intézet

rendezte meg az immár 9. nemzetközi meteorológiai konferenciát a Simplon-hágó nyílásában fekvő Brig-ben. Kétszáznál több résztvevő — közte 15 ország 155 szakmeteorológusa — gyűlt össze a Rhône felső folyása menti városkába, nemcsak a szorosan vett alpi, hanem távolabbi országokból is: jelezve azt, hogy a konferencián elhangzó, kerekén 50, hosszabb-rövidebb előadásban ismertetett eredmények az alpi problémákat kutatókon kívül — legalábbis módszertani tekintetben — Skandinávia, a Kárpátok, sőt a Kaukázus és a Tien-San kutatói körében is érdeklődésre tartanak számot. E sorok írója a Magyar Meteorológiai Társaságot képviselte a konferencián.

Szeptember 14-én reggel a hatszáz esztendő Stockalperpalast tanácstermében *J. C. Thams*, a svájci meteorológiai intézet tudományos vezetője köszöntötte a kongresszus résztvevőit, s nyitotta meg az ülések sorozatát. A program az előadásokat hat tárgykörbe csoportosította.

A glaciológia 5 előadása közül 3 a sugárzás-mérleg és a jégárak felszíni lefolyása közötti összefüggésekről, a felszíni olvadákvíznek a jégárak és firnmezők szerkezeti változásában mutatkozó hatásáról számolt be. Élénk érdeklődést keltett e témakörben *W. Ambach* és két szerzőtársának, *S. Bortenschlager*nek és *H. Eisner*nek (Ausztria) közös előadása, amelyben az Ötztali Alpok egyik gleccserfalán végzett vizsgálatok eredményeként a firnmező 1945—1965 között lerakódott, 20 m vastag rétege pollenprofiljának — a nyárvégi szintek pollentartalmát, kőzetporát és a firn radioaktivitását figyelembe vevő — klimatológiai értelmezését mutatták be.

A hidrológia és hidrometeorológia tárgykörében elhangzott 12 előadás túlnyomó többsége a csapadék tér- és időbeli eloszlásának törvényszerűségeire igyekezett rávilágítani az Alpok térségében, összefüggést keresve egyfelől a csapadékos időszakok eltolódása, térbeli változása, másfelől a kozmikus és tellurikus hatások ritmusa és intenzitása között (*W. Brunner-Hagger*, Svájc; *F. Fliri*, *F. Tschada*, Ausztria). Több előadó foglalkozott az alpi vízgyűjtők vízhozamának jellemzése, ill. előrejelzése érdekében a csapadék-regisztrátumok óraértékeiből előállítható meteorológiai paraméterek alkalmazhatóságának kérdésével (*R. Grard*, Franciaország; *F. Lauscher*, Ausztria), míg *W. Müller* (Ausztria) a csapadék mennyiségi előrejelzésére irányuló kutatások eddigi eredményeinek az Alpok térségében alkalmazhatóságára vonatkozó vizsgálatait ismertette.

A szinoptika tárgykörében élénk visszhangot keltett *M. Csadezs* professzornak (Jugoszlávia) az Alpok déli szektora szinoptikai problémáiról tartott előadása, melyben az alpi zárt völgyek hideg légtavainak a különböző intenzitású frontátvonulások idején mutatkozó stabilitását, s vizsgálatuk módszerét mutatta be. A további 13 előadás a nagykiterjedésű és

függélyesen erősen tagolt felszínek prognosztikai problémáinak gazdag keresztmetszetét tárta fel, a ködprognózisok (*L. Zitrnik*, Jugoszlávia), a szélmező strukturális változásának kérdéseitől (*K. Cihak*, *H. Pichler*, *H. Reuter*, Ausztria) a lavinaomlás prognosztizálását lehetővé tevő elemző módszer bemutatásáig (*J. D. Moszkalov*, *V. Sz. Csítadze*, Szovjetunió).

Külön témakört alkotott a 8 szinoptikus klimatológiai előadás. *F. Fliri* (Ausztria) és *M. Schüepp* (Svájc) a szinoptikus klimatológia elvi kérdéseivel foglalkozó fejtegetései után a konferencia résztvevői fokozott figyelemmel fogadták a *M. Schüepp* által kidolgozott módszer ismertetését, amely a makroszinoptikus helyzetek és a helyi folyamatok naptárszerű, s indexek útján kódba foglalható rögzítését, tehát lyukkártyára vitelét, s gépi úton, gyors feldolgozását teszi lehetővé.

Az ötödik témakörben a bioklíma és sugárzásklíma kérdései kerültek megtárgyalásra. Ki kell itt emelnünk *H. Pasicsnak* (Jugoszlávia) az időjárás-típusok és a légszennyezettség közötti bioklimatológiai összefüggéseket bemutató előadását, amely az urbanizálódás fokozódásával nagyon is időszzerű kutatások meteorológiai vonatkozásaira hívta fel a figyelmet. E témakör további négy előadása a magas hegységek napugárzás-mérései s e mérések eredményeinek — különösen a tagolt terepen történő térképezése terén javasolt megoldásokról adott számot.

A hatodik témakörben, az utolsó napon „alkalmazott meteorológia” címén — benyomásunk szerint — az a hat előadás hangzott el, amelyek az előbbi öt témakörbe sehogysem voltak beilleszthetők. Így azután a terepklimatológia módszertani kérdései (*M. Hess*, Lengyelország; *J. Riblet*, Franciaország), a csillagászati teleszkópok felállításának klimatikus feltételei (*H. Haupt*, Ausztria) éppúgy itt kerültek előadásra, mint a legelőjóság havasra felhajtásának és leterelésének éghajlati problémái az Alpok keleti térségében (*M. Roller*, Ausztria).

Összefoglalva és értékelve az előadói ülések gazdag programját, meg kell állapítanunk, hogy e konferenciák — ha nélkülözik is az alpi térség meteorológiai jelenségeire, ill. folyamataira irányuló közös kutatások koordinációját, ki nem emelve közülük a mindig legidőszérűbbeket —, kaleidoszkópszerű soktémájúságuk mellett is az egyes kutatók eredményeinek széles körű megvitatására adnak alkalmat. S minthogy Magyarország az Alpok peremvidékének közvetlen keleti szomszédságában, túlnyomó többségünkben e hegységrendszer felől érkező s ott deformálódó áramlásrendszer hatásterülete, az alpi konferenciák anyaga — a metodikai tanulságok mellett — a Kárpát-medence légtérben lejátszódó időjárási folyamatok és éghajlati jelenségek értelmezése szempontjából is értékes és fölöttébb felhasználható.

A négynapos ülészak előadási programjának kétségtelenül gazdag, de szinte már zsúfolt voltát jelentősen enyhítette egy közbeiktatott, szeptember 17-én pedig egy befejező tanulmányi kirándulás, amely a Matterhorn és a Gornergrat gleccservidék, valamint a Rieder Alp híres Aletsch-gleccserének tanulmányozása közben a konferencia résztvevőinek kötetlen eszmecseréjére is bő alkalmat adott. A legteljesebb elismerés illeti a *J. C. Thams* és *M. Schüpp* irányította svájci rendezőbizottságot a konferencia szakmai és kulturális programjának, időbeosztásának példásan szervezett lebonyolításáért.

(Kakas J.)

*

POLÁRIS METEOROLÓGIAI SZIMPÓZIUM

A Meteorológiai Világszervezet rendezésében szeptember 5. és 10. között szimpóziумot tartottak Genfben, a WMO székházában. Az értekezleten a sarkvidékek meteorológiai kérdéseiről hangzottak el előadások, mintegy 40 résztvevő előtt, akik 14 ország meteorológiai szolgálatát képviselték. A Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálatá részéről az értekezleten e sorok írója vett részt.

Az előadások az alábbi témákat ölelték fel:

1. Vízgőz és ózon, 2. határreteg, 3. sugárzás, 4. hőegyensúly, 5. cirkuláció, 6. tropopauza, 7. sztratoszféra, 8. a sarkvidék klimatológiája. Ezekon kívül néhány speciális előadás is elhangzott.

A legnagyobb érdeklődést *Maximov*nak, a Leningrádi Arktikus és Antarktikus Tudományos Kutatóintézet munkatársának a *légköri hatáscentrumok gravitációs természetéről* c. előadása váltotta ki, amelyben a szerző kimutatta, hogy a gravitációs erőnek a magasabb földrajzi szélességeken bekövetkező változása nemcsak a tengerfelszín szintváltozására, hanem a légköri nyomásmező alakulására is hatással van, és ezen keresztül befolyásolja a légköri hatáscentrumok aktivitását, vagyis az általános cirkulációt.

A résztvevők ugyancsak nagy érdeklődéssel szemlélték a Nimbus I meteorológiai műhold felvételeit, amelyeket *Knapp*, a Melbourne-i Antarktikus Meteorológiai Tudományos Központ munkatársa mutatott be. Ezekon a felvételeken napról napra nyomonkövethető volt a tengeri jég mozgása és a nyílt vizek területeinek változásai az antarktisi partok közelében. A jégviszonyokat ugyanis ez ideig csak repülőgépekről tanulmányozták, a megfigyelések vizuálisan történtek. *Knapp* azt is bemutatta, hogy a jég változásai milyen kapcsolatban vannak a szinoptikus helyzetekkel.

Sok előadás foglalkozott a déli félteke általános légkörszésével. A vizsgálatok zöme a cirkulációs indexek tér- és időbeli eloszlására vonatkozott. Megállapítást nyert, hogy mind a

zonális, mind a meridionális cirkuláció intenzitása a déli féltekén sokkal nagyobb, mint az északon.

Ezek az általános cirkulációval kapcsolatos vizsgálatok az utóbbi években meglehetősen előtérbe kerültek. Szép számmal születtek eredmények is, amihez hozzájárult ez a szimpóziум is, ahol az elhangzott előadások a sarkvidékeknek az általános légkörszés kialakításában játszott szerepével foglalkoztak. Mégis még nagyon messze vagyunk attól, hogy általános képet alakíthassunk ki magunknak e nagyméretű légkörszés mechanizmusát illetően. Éppen ezért az értekezés végén, amikor az eredményeket összefoglalták, olyan ajánlások születtek, amelyek a technika mai vívmányainak (radar, repülőgép, hajó, rakéta, műhold) nagyobb méretű felhasználását, az egyes országok hatékonyabb együttműködését célozták a poláris meteorológiai kutatásokban. A szovjet küldöttek kifogására, hogy a dinamikus meteorológiai kutatások az utóbbi években háttérbe szorultak a sarkvidéki meteorológiai problémák kutatásában, egy olyan ajánlás is született, hogy szorgalmazni kell az ilyen irányú próbálkozásokat is.

(Tilkos E.)

*

RADARMETEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT AUSZTRIÁBAN

A Kulturális Kapcsolatok Intézetének anyagi támogatásával *Lépp* Ildikó, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. munkatársa ez év április elejétől június végéig, mint a Collegium Hungaricum ösztöndíjasa, radarmeteorológiai tanulmányokat folytatott Bécsben.

A Bécs-Schwechat-i repülőtéren, ahol már nyolc éve végeznek rendszeres radarmegfigyeléseket, jó alkalom kínálkozott a radarmeteorológia elméletének és gyakorlati felhasználásának részletes tanulmányozására. *L. Bauer* mérnök az időjárási radar működési elvéről és technikai felépítéséről, dr. *F. Gonauss* a radar meteorológiai felhasználásával ismertette meg *Lépp* Ildikót. A tavaszi és korayári hónapok változatos időjárása lehetővé tette, hogy az elméleti ismeretek a radarerőny képeivel gyakorlati vonatkozásokban is kiegészüljenek. Így rövid idő alatt több aktív hidegfrontot sikerült nyomonkövetni és szinte pontosan előre jelezni a repülőtér fölé érkezését.

A tanulmányút eredményes lebonyolításához dr. *B. Knirsch*, az Osztrák Repülésmeteorológiai Szolgálat vezetője és *H. Wegricht* professzor, a repülőtéri időjelző szolgálat vezetője minden segítséget előzékenyen megadott.

A tanulmányút időszaka két jelentős nemzetközi összejövetel idejére esett, így *Lépp* Ildikónak alkalmá volt ezeken részt venni. A május 3—7. között a *légkör alsó és felső rétegei*

nek kölcsönhatásával foglalkozó szimpóziumon elsősorban angol és amerikai kutatók számoltak be a sztratoszféra és mezoszféra hőmérsékletének évszakos változásairól, a sztratoszférikus légkörzésről, a rétegek kölcsönhatásáról, ózommérésekről, valamint a légkör energiaviszonyairól. Közvetlenül ezután zajlott le az Űrkutatási Bizottság (COSPAR) IX. plenáris ülése, amelyen neves szovjet és amerikai tudósok előadásai között több meteorológiai vonatkozású is elhangzott.

(Ambrózy P.)

*

AZ MTA METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS BIZOTTSÁGA

szepember 20-án tartott ülésén a hazánkban folyó bio- és egészségügyi meteorológiai kutatásokról tárgyalt. *Kéri* Menyhért a biometeorológia legidősebb kérdéseit, *Mórik* József a légszennyeződés, *Szép* Iván az állattartás meteorológiai vonatkozású problémáit tárta föl beszámolójában. A Bizottság a beszámoló fölérti vita eredményeként javaslatot dolgozott ki annak érdekében, hogy a biometeorológiai albizottság a következő hónapokban részleteiben is tárgyalja meg nagyobb szakplénum előtt 1. a városklíma, 2. az ipari és közlekedési meteorológia, 3. az állattartás biometeorológiája, 4. a komplex kutatások módszertana alapvető és legidősebb kérdéseit. A Bizottság ezután folyó ügyeket tárgyalta.

(Ambrózy P.)

*

CZELNAI RUDOLF KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉSÉNEK VITÁJA

A Tudományos Minősítő Bizottság 1966. október 5-én délelőtt 10 órára tűzte ki *Czelnai* Rudolf „Meteorológiai mezők statisztikai szerkezetéről” című kandidátusi disszertációjának nyilvános vitáját a Technika Házában. Értekezésében jelölt a többdimenziós stacionárius sztohasztikus függvények elméletével foglalkozott, majd e függvényeknek a véges kiterjedésű meteorológiai mezőkből álló mintahalmazokra való alkalmazásakor felmerülő problémákat tárgyalta.

A szerkezeti és autokorrelációs függvényekkel kapcsolatos elméleti fejtegetéseinek ellenőrzése céljából a jelölt számításokat végzett az 500 mb-os szint hőmérsékleti mezéjének szerkezeti és autokorrelációs függvényére vonatkozóan, s az európai térségre nyert eredményeit összehasonlította az észak-amerikai régióra más kutatók által meghatározott szerkezeti függvényekkel. A jelölt által alkalmazott módszerrel nyert eredmények az összehasonlítás és a gyakorlati számítások tükrében kielégítőnek bizonyultak.

Medgyessy Pál a matematikai tudományok kandidátusa az értekezés egyik opponensként többek között elmondta, hogy mivel a dolgozat célkitűzése az, hogy a stacionárius sztohasztikus folyamatok elméletének a meteorológiában történő alkalmazását bevezesse, a disszertáció úttörő jellegű, s a modern valószínűségelmélet újabb alkalmazási lehetőségét tárja fel. *Pécze*ly György a földrajztudományok kandidátusa opponensi véleményében arra mutatott rá, hogy a jelölt a nemzetközi szakirodalomból átvett eredményeket sikeresen tovább fejlesztette, s a meteorológiai kutatások céljára Magyarországon elsőként alkalmazta.

A vita során *Kozma* Béla, *Berkes* Zoltán és *Szepesi* Dezső tett érdemi észrevételt az értekezés néhány megállapítására. Miután a jelölt az opponensek által fölvetett problémákra és a vitában elhangzottakra kielégítő választ adott, a bíráló bizottság — összefoglalva a disszertáció eredményeit — egyhangúlag javasolta a Tudományos Minősítő Bizottságnak a jelölt részére a kandidátusi fokozat odaítélését.

(*Szepesi* D.)

*

AZ MMT VÁLASZTMÁNYI ÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság Választmánya 1966. október 13-án ülést tartott a Technika Házában. *Szakály* József főtítkárról előterjesztésében megvitatta és elfogadta az esztergomi vándorgyűlésen kidolgozott javaslatokat, köztük azt is, hogy a Társaság 13. vándorgyűlését az időjárás károk meteorológiai kérdéseinek központi témájával 1967-ben Sárospatakon tartsa meg. Jóváhagyta a Választmány az 1966. november 10—11-i légszennyeződési ankét tematikáját, majd az 1966. évi szakirodalmi és fényképpályázatra beérkezett 4 mű, ill. 71 kép elbírálására bizottságot küldött ki.

Élénk vita után a Választmány elhatározta, hogy a *Steiner* Lajos-emlékérmet a jövőben csak másodévenként adja ki, míg az emléklapok odaítélésében nem változtat az eddigi gyakorlaton.

Felkérte a Választmány a főtítkárt egy 1968-ban megrendezendő agrometeorológiai tanfolyam előkészítésére, majd meghallgatta és jóváhagyta *Kakas* József jelentését a Svájcban megrendezett 9. alpi meteorológiai konferenciáról, *Szepesi* Dezső és *Mórik* József jelentését az NDK Meteorológiai Társaságának konferenciájáról, ahol a jelentést tevők a Társaságot képviselték.

Elfogadta a Választmány a főtítkárról előterjesztett 1967. évi munkaprogramot, végül *Bálint* Györgyöt, *Szöcs* Zoltánt és *Csorba* Lászlót egyhangúlag fölvetette a Társaság tagjai sorába.

(*Kakas* J.)

TUDOMÁNYOS ÜLÉSSZAK DREZDÁBAN AZ IPARI METEOROLÓGIA KÉRDÉSEIRŐL

Az NDK Meteorológiai Társasága 1966. szeptember 22—24. között Drezdában nemzetközi tudományos ülésszakot rendezett az *ipari meteorológia* kérdéseiről. Az iparosodás világméretben fejlődik, s e fejlődés során mind több meteorológiai probléma vetődik föl, következképpen szükséges, hogy e kérdésekkel a meteorológusok is egyre behatóbban foglalkozzanak. Erre mutatott az a nagyfokú érdeklődés is, ami az ülésszak munkáját kísérte. Az NDK Meteorológiai Társasága a téma kitűzésével elő kívánta mozdítani a valóra váltását az 1963. évi varsói Igazgatói Konferencia 16. ajánlásának is, amely kimondja, hogy az egyes nemzeti szolgálatok foglalkozzanak az ipari meteorológia kérdéseivel és rendezzenek róluk vitauléseket.

A mintegy 200 résztvevő között 10 ország meteorológusainak képviseletében 80 külföldi küldött vett részt: bolgár, csehszlovák, francia, jugoszláv, nyugatnémet, lengyel, magyar, osztrák és szovjet szakemberek. Párhuzamos üléseken 50 előadás hangzott el az ipari meteorológia terén végzett kutatásokról és az eddig elért eredményekről. Az előadások felét a külföldi vendégek tartották. Az egyes előadásokat élénk vita követte. Az ülés színhelye a drezdai Hygiene-Museum díszterme volt.

Az előadások 3 téma köré csoportosították. Elsősorban — s legnagyobb súllyal — a *légszennyeződés* terjedésének meteorológiai problémáiról esett szó. 22 előadás hangzott el a témakörben, ebből 5 elméleti. Különösen nagy érdeklődést váltott ki a terjedés-számítás elmélete F. *Wippermann* (Darmstadt) előadásában. A wahnstorfi obszervatórium munkatársai 5 mérés-technikai előadást tartottak, míg 7 előadás a meteorológiai paramétereikről szólt. Itt különösen R. *Reidat* (Hamburg) fejtegetései voltak érdekesek. Ki kell emelnünk még *Szepesi Dezső*nek „A szélprofil az alsó 300 m-es légrétegben” címmel tartott előadását. A szennyeződés-terjedés kísérleti eredményeiről 5 előadás nyújtott beszámolót. Nagy érdeklődés kísérte H. *Georgii* (Frankfurt a. M.) előadását a nyomjelző gázok eloszlásáról tiszta és szennyezett levegőben, valamint a másik magyar előadó, *Mórik József*: „*Idegen szennyező anyagok terjedése különböző iparcentrumok körzetében*” című előadását.

A második témakörben az *építészet meteorológiai problémái* szerepeltek 9 előadás keretében. Ebből 4 beszámoló az építészeti meteorológia általános kérdéseivel, 5 előadás a belső terek klímájával foglalkozott. G. *Hofmann* (Köln), prof. M. W. *Zavarina* (Leningrád), W. *Böer* (Potsdam), K. *Milosavljević* (Belgrád) beszámolói élénk visszhangot keltettek az ülésszak résztvevői körében.

A harmadik témakör 17 előadása a meteorológiai tényezőknek a *gyántási eljárásokra* és

iparcikkre gyakorolt hatását ölelte fel. Szó esett a meteorológiai tényezők befolyásáról az árukra, a személy, áru és energia szállításra, valamint az ipari termelésre. R. *Reidat* (Hamburg) érdekes beszámolóval tartott a meteorológiai adatanyag alkalmazásáról az iparban. Ebben a témakörben — noha nem ide tartozóan — hangzott el két előadás is a globálisugárzás és evapotranspirációs mérések technikai kérdéseiről.

Az ülésszakot a Társaság elnöke A. *Mäde* professzor nyitotta meg, s a kétnapos előadásösszevetéssel ugyanő foglalta össze az elért eredményeket, hangsúlyozva, hogy milyen nagy jelentősége van az ipari meteorológiának napjainkban. Leszögezte, hogy az előadások és viták rámutattak arra, hogy ezen a téren még a feladatok tisztább körvonalazása szükséges. Így több bemutatott vizsgálat nem is a meteorológia feladatkörébe tartozik, hanem inkább az ipari fizikához. Az ülésszak ennek ellenére igen eredményesnek mondható. Megállapította, hogy ha a légszennyeződéssel foglalkozó kutatásokat nem tekintjük, azt látjuk, hogy a meteorológia a speciális ipari kérdésekkel kapcsolatban főképpen meghatározott klimatológiai adatok összeállításával foglalkozik. Sajnálatos, hogy mindezt még nem alakult ki pontos elhatárolás az ipari meteorológia feladatkörére vonatkozóan. Nem határozták meg azt az utat, hogy hogyan dolgozzanak együtt a meteorológusok és az ipari szakemberek az eléjük tornyosuló nehéz feladatok helyes megoldása érdekében, holott más határterületeken ezt már sikerrel művelik.

A magyar szakemberek számára rendkívül hasznos volt az ülésen való részvétel, hiszen — néhány korábbi kezdeményezést leszámítva, — nálunk most kezdenek csak behatóbban foglalkozni az ipari meteorológiai kérdésekkel. A drezdai ülésszakon elhangzott előadások egyébként az *Angewandte Meteorologie*-ben sorra közlésre kerülnek.

Az ülésszakot egésznapos tanulmányi kirándulás zárta le. Az Elba völgyében, Szász-Sváje festőien szép vidékén Bastei, Stolpen, Königstein és Bad-Schandau nevezetességeit tekintették meg a résztvevők.

(Zách A.)

*

LÉGSZENNYEZŐDÉSI TANULMÁNYÚT AZ NSZK-BAN

Mórik József, az Országos Közegészségügyi Intézet Levegőegészségügyi osztályának vezetője, 1966. október 6-án az MMT előadó ülése keretében számolt be három hónapos tanulmányútról, amelyen *Szabó Lajos* főorvos (Pécsi KÖJÁL) társaságában, a WHO (Egészségügyi Világszervezet) ösztöndíjasaként vett részt. Az 1966. április-júniusában lebonyolított tanulmányút során, — amelynek színhelye elsősorban a Ruhr-vidék volt, — több in-

tézményben tanulmányozták a légszennyező-dés mérésének és elhárításának, illetve a levegő tisztaságáért folyó küzdelemnek metodikai és szervezeti kérdéseit: megtekintettek számos terepmérést, erőművet és üzemet.

Előadásában kiemelte, hogy bár a levegő szennyezettsége a Ruhr-vidéken nem nagyobb, mint hazai ipari városainkban, három évvel ezelőtti egészségügyi, műszaki és meteorológus szakemberek összefogásával ott nagymérvű kutatási programot kezdtek: mintegy ötezer ponton végeznek állandó por- és kéndioxid-méréseket. E hálózat fenntartására egyebek között több, mint 40 gépkocsi áll rendelkezésre. Az üzemekben új füsttisztító berendezésekkel kísérleteznek és a smog-ellenőrzésre 15 folyamatosan működő állomást szerveztek, melyek a legmodernebb meteorológiai és légszennyeződé-s-regisztráló műszerekkel vannak felszerelve. A kutatásokra és kísérletekre fordított állami támogatás is jelentős, évente 40 millió DM. A legnagyobb — és egyelőre megoldhatatlan — problémát a nagymérvű városi gépkocsiforgalom okozza (csak Hamburgban 360,000 személygépkocsi közlekedik), a forgalmasabb helyeken a kipufogógázokból eredő széndioxid koncentráció megközelíti az életveszélyes szintet.

Előadása befejezéseként bemutatta az általa készített színes filmet, mely a tanulmányút egyes mozzanatairól, főbb állomásairól szemléletesen tájékoztatta az ülésen megjelenteket.

A szakmailag értékes és tanulságos előadást követő vitában *Szepesi Dezső*, *Hille Alfréd*, *Kovács Loránd* és *Gajzágó László* vetett föl több olyan gondolatot, sőt javaslatot, amely az MMT a közeljövőben megtartandó légszennyeződé-si ankétjának időszerű voltára utal, s ott kerülhet részletesebb megvitatásra.

(Gajzágó L.)

*

AZ ÖNTÖZÉSSEL KAPCSOLATOS HŐ- ÉS VÍZHÁZTARTÁS-MÉRÉSEKRŐL

tartott élénk érdeklődéssel kísért előadást a Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztályának 1966. október 27-i előadó ülésén *Antal Emánuel*, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. osztályvezető-helyettese.

Ismertette az Országos Meteorológiai Intézet *szarvasi agrometeorológiai kutatóállomásán* az öntözés hidro- és agrometeorológiai alapjainak megteremtése érdekében folyó evapotranspirációs mérések, valamint az ezzel pár-

huzamosan futó — a növények vízszükséglete és a főbb meteorológiai elemek változása közötti összefüggésekre vonatkozó — számítások néhány eredményét. Az előadó az MMT tagsága szélesebb érdeklődési körének megfelelően ügyesen szemléltette és foglalta össze az említett kutatási eredményeket. Színes diaposzítíveken bemutatta a szarvasi kutatóállomásról a fizikai-földrajzi környezetet, a különböző növényállományokban elhelyezett evapotranspirométereket a hozzájuk tartozó mérőpincékkel, a párolgásmérő kádakat, valamint az összes mérőműszereket, rendeltetésük interpretációjával.

Az előadást követő tartalmas vitában *Hartványi László*, az ÖRKI helyettes igazgatója, *Salamán Pál* egyetemi tanár, *Sziggyártó Zoltán*, a VITUKI tudományos főmunkatársa, *Erdős László* egyetemi adjunktus, és *Szepesiné Lőrincz Anna*, az OMI tud. osztályvezető-helyettese vett részt, méltatva a kutatások eddigi eredményeit, kiemelve azokat a szempontokat, amelyekre az öntözési normák meghatározása érdekében folyó meteorológiai kutatások során különleges figyelmet kell fordítani.

(Sz. Lőrincz A.)

*

A HŐMÉRSÉKLETVÁLTOZÁS JELLEGZETES- SÉGEI A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN

A Magyar Meteorológiai Társaság 1966. október 20-i előadóülésén *Adámyné Koflanovits Erika* az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa Magyaróvár, Budapest, Debrecen 1951—60 közötti 10 év megfigyelési adatai felhasználásával bemutatta az 5°-ot elérő, ill. meghaladó interdiurnus hőmérsékletváltozást előidéző időjárásváltozások szinoptikus-klimatológiai jellegzetességeit, valamint a különböző irányítottságú makroszinoptikus helyzetekben előforduló téli fölmelegedések és nyári lehűlések relatív gyakoriságának területi eloszlását. *Ozora*i Zoltánnak korábbi vizsgálata során kidolgozott egyik példáján szemléltette a Kárpátoknak egy erőteljes lehűlést okozó időjárási helyzet alkalmával megnyilvánult védő, ill. mérséklő hatását.

A térképpel és grafikonnal gazdagon illusztrált, nagy anyagot felölélő előadásból kimerítő képet kaptunk a Kárpát-medence magyarországi részén végbemenő hőmérsékletváltozások természetéről.

(P. Szalay G.)

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

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

Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató

66.3858 Athenaeum Nyomda, Budapest. Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
VÁNDORGYŰLÉSEINEK ANYAGÁT

tartalmazó kötetek korlátozott példányszámban még
kaphatók:

	ÁRA	
Az ipari meteorológia kérdése	31	Ft
Hévízfürdő természeti viszonyai és gyógyászatának néhány részlete	18	Ft
Alkalmazott éghajlattani kutatások Délkelet-Dunántúlon	26	Ft
A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken	26	Ft
A Balaton meteorológiájának és hidrológiájának néhány kérdése	26	Ft
Az erdészeti meteorológia néhány kérdése	26	Ft

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

CONTENTS—INHALT—SOMMAIRE—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Czelnai, R.—Dési, F.—Rákóczi, F.</i> : The Information Quantity as a Measure of the Representativity of Meteorological Stations (English and hungarian text)	321
<i>Péczeley, G.</i> : Determination of the Significant Precipitation Amount of Watersheds	328
<i>Dunay, S.</i> : Evaporation Measurements by Using Class "A" Pans (Hungarian and english text)	337
<i>Major, G.</i> : On the Application of the Functional in Agrometeorology ..	350
<i>M. Nagy, Á.</i> : Mass Concentration of the Atmospheric Aerosol and Its Relation to Number Concentration	355
<i>K. Tóth, E.</i> : Components of Heat Balance during the Growing Season..	361
<i>Ventura, E.</i> : Zusammenhang zwischen Inversionen und Sichtweite	369
<i>Bán, M.</i> : Occurrence of Sharp Contrasts in Temperature over Hungary	373
 Literature	
<i>Bosen, J.F.—Kamenskaja, P.E.—Rao, K.N.—Summer, E.J.—Werner Johannessen, T.</i> : Data-Processing by Machine Methods (<i>Czelnai, R.</i>)	380
<i>Sonntag, Deitrich</i> : Hygrometrie. Ein Handbuch der Feuchtigkeitmessung in Luft und anderen Gasen (<i>Tettamanti, K.</i>)	380
<i>Byers, H.R.</i> : Elements and Cloud Physics (<i>Mészáros, E.</i>)	381
 Chronicle	 382