

IDŐJÁRÁS

67. ÉVFOLYAM

4

1963. JÚLIUS – AUGUSZTUS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26.361

75

IDÓJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

★

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

★

ELŐFIZETÉS:

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

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

<i>Ozorai Zoltán: A légtömegek fogalmának értékelése (angol nyelven).....</i>	193
<i>Bodolai István—Bodolai Istvánné: Az okkluziós frontok csapadékhozamát kialakító tényezőkről (orosz nyelven).....</i>	204
<i>Höhne, W. (Berlin—Friedrichshagen): A LiCl-haromatponthigrométer beállási folyamata (német nyelven).....</i>	213
<i>Adámny László—Máhr Jenő: Néhány statisztikai adat Nyíregyháza és Szeged zivatarklimájáról....</i>	226
<i>Péczely György: A Magyar Alföld és a környező hegyvidék légcseréje.....</i>	233
<i>Stábel György: Víz-tölcser a Balatonon 1963. július 11-én.....</i>	238
<i>Popovicsné Gubola Mária: Az ekvivalens hőmérséklet napi járása Budapesten.....</i>	242
<i>Endrődi Gabriella: A Tihanyi-félsziget tereklimatológiai jellemzése.....</i>	244
<i>Titkos Ervin: A Balaton-felvidék szélárnyékoló hatása.....</i>	249
<i>Irodalom</i>	
<i>Horváth László Gábor: A meteoropszichológiai tényezők szerepe az ipari, vasúti és az autóközlekedési balesetekben (Berkés Z.).....</i>	250
<i>Steinhaus, F.—Cseh, K.: A szélirányok és a szélsebességek gyakorisága Bécs fölött 30 km magasságig, 1952—1960 (Béll B.).....</i>	250
<i>Krónika.....</i>	253

Z. Ozorai:

An Assessment of Idea Relating to Air-Masses

Eine Bewertung des Begriffs der Luftmassen. In der Abhandlung werden die wichtigsten Kenntnisse über die in den letzten Jahren vielfach diskutierten Luftmassen zusammengefasst. Eine Definition des Luftmassenbegriffes wird angegeben und es wird erwiesen, dass einer solchen Definition entsprechende Luftanhäufungen in der Atmosphäre tatsächlich vorhanden sind. Gestalt und Ausmasse der Luftmassen werden besprochen. Es wird festgestellt, dass eine Luftmasse nicht als ein geschlossenes Ganzes weiterbefördert wird, indem die Trajektorien der verschiedenen Luftteilchen in einem jeden Höhengniveau verschieden ausfallen. Es wird erwiesen, dass die herkömmlichen Behauptungen der Luftmassenlehre über ein einheitliches Ursprungsgebiet der Luftmassen nicht mehr aufrechterhalten werden können, und somit auch eine geographische Einteilung der Luftmassen ihren Sinn verliert.

*

Synoptic Meteorology undoubtedly owes much to V. Bjerknes, his collaborators and followers. They laid the foundations of modern research work which has resulted in greatly improved weather forecasting. The introduction and application of the ideas of air-masses and fronts were especially useful. In the early days the number of aerological observations was very low and the ascents were not carried out daily. The models proposed for frontal systems and the geographical classification of air-masses played a positive role in the preparation of forecasts since nobody knew the actual physical properties of the air columns involved due to the lack of upper air soundings, as was noted by Cashin, Pogosjan and Taborowski [1]. Scherhag has emphasised [2] that the understanding of weather processes was promoted by the laying down of a connection between the type of air-mass and the properties of the free atmosphere. This was the so-called indirect aerology. It was also Scherhag who pointed out that indirect aerology held its importance only so long as direct measurements in the free atmosphere were not available.

The number of direct observations grew quickly, especially after World War II. The hypotheses accepted up to that time were reviewed and some could no longer be retained. As a result there started an international discussion on fronts and air-masses and this has not ended up to the present time. Not long ago we were able to read some polemic essays on these topics in the *Időjárás* [3, 4, 5, 6]; moreover a new article appeared in the same publication about the types of air-masses in Hungary [7]. All these thrust into prominence the discussion of views concerning the idea of an air-mass.

1. The Idea of an Air-Mass

The idea of an air-mass is defined differently by the various authors. Some give direct definitions (see 8, 9, 10), while others deduce it from synoptic experience [11, 12, 13, 2]. All these definitions state unanimously that an air-mass is a body of air covering a large area whose physical properties are more or less uniform on each horizontal surface. From this it follows that the physical properties, amongst which the temperature and humidity are the most important, undergo rapid changes across the bordering zone which separates two air-masses. The first thing which needs to be verified is the existence of such large bodies of air of fairly homogeneous characteristics in the horizontal.

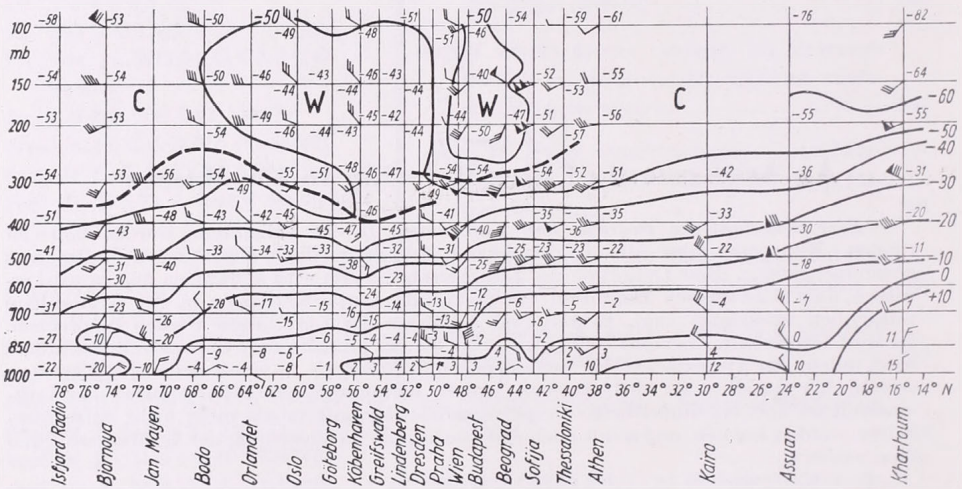


Fig. 1. Temperature vertical cross-section on the 2nd of February, 1961 at 0001 GMT

1. ábra. Hőmérsékleti függőleges metszet 1961. február 2-án 00 GMT-kor

We could proceed in several ways. We could emphasise synoptic experience as is done by some authors, and we could produce contour charts, etc. After consideration we find that we can demonstrate the characteristics best by means of vertical cross-section. If there are indeed air-masses with the above described properties, then the temperature in the troposphere should not increase steadily from the cold poles to the warm tropical regions, but in steps. For this purpose a vertical cross-section was constructed close to a meridian from the ascents made on February 2nd., 1961, at 0001 GMT (Fig. 1).

The isotherms seem to run in steps over the temperate latitudes, especially between the levels of 850mb and 400mb, although some may doubt the exactness of the drawing considering the accuracy of the initial measurements.

2. The Shape and Size of the Air-Masses

The definition of a thing is correct if the individual can be separated from its surroundings using the definition. Our definition of an air-mass can be assumed to be correct because it shews where the border zones can be found: in the zone of rapid changes. It is well known that the angle between the horizontal plane and the zone of rapid changes the frontal zone is very small. The air-masses lie rather above each other than side by side. Their cross-section shows flat wedges. Since

there are also multiple fronts, two or more air-masses can lie one above the other. The separation of these can be performed using the method described above. The problem which is not settled is the upper limit of the highest air-mass and the lower border of the lowest air-mass.

We have for the upper limit only indirect statements. Two of the cited definitions [8, 11] state that the air-masses are part of the tropospheric air. This leads us to assume that the tropopause is the upper limit. Indeed we can find a remarkable horizontal temperature difference between the two sides of a steeply-sloping tropopause, between the warm stratosphere and the cold troposphere, and in its vicinity the vertical temperature lapse rate is small or even negative, i. e. of such a kind as can be found in the neighbourhood of a real frontal zone. We most point out that there are also temperature differences in the stratosphere but nobody yet speaks about the existence of fronts and air-masses at these levels. Therefore we can assume that the tropopause is the highest limit that we are looking for.

We have to discuss the lower limit also. At first glance it seems right to assume that this is the earth's surface. However, if we investigate the properties of the layer near the ground we can see how large the horizontal temperature gradients are at and above the level of the synoptic observations, not to mention the layers lower than this, which are not considered in synoptic meteorology. We cannot find the zones of weak temperature gradient required for the idea of air-masses in the friction layer. *Scherhag* emphasised too [2], that the friction layer must be excluded when considering air-masses. Therefore we have to assume that the top of the friction layer is the lower border of an air-mass. This causes difficulties when we require to characterise an air-mass by the use of data observed near the ground. *Scherhag* uses the name "Luftkörper" for the smaller air quantities.

Now we can discuss the question of size. The authors say that the word "air-mass" is descriptive of the large size. Without referring to the uniform qualitative statements (see e. g. 10, 2, 8) the following figures can be quoted. After *Aujeszký* [12] each air-mass covers generally some millions of square kms. and has a height of some kms. After *Godske, Bergeron, Bjerknes* and *Bungaard* [14] $500 \text{ km} \leq M_x$, $M_y \leq 5000 \text{ km}$ and $1 \text{ km} \leq M_z \leq 20 \text{ km}$ respectively, where M_x, M_y are the horizontal dimensions of an air-mass and M_z is the vertical. In our opinion these figures can be used since they are generally accepted. The bodies of air in the friction layer do not satisfy this condition and therefore they cannot be regarded as air-masses.

3. The Movement of Air-Masses

Most text-books state (e. g. 8) that the air-mass moves as a solid current in a basic flow of the general circulation. The Handbook of Aviation Meteorology [13] says: "It is to be noted that since there is little horizontal difference in temperature through the mass, there is little variation of wind with height above the friction layer, so that the air moves as an almost solid current".

Experience tells us that this assumption is infrequently justified and that, generally, the wind speed increases with height. If we assume a small speed difference of 3 m/s without changes of direction between the levels of 850mb and 500mb, then after 4 days a distance of about 1000 km separates the air parcels moving on these two isobaric surfaces. It follows that the air parcel of today's vertical air column was built up from air parcels which had come together in the vertical, having moved over very different parts of the earth's surface which are distant from each other and perhaps of different climatic properties. For the purpose of illustration, the trajectories of air particles at different levels are constructed back in time from Budapest. The contour charts of the "Täglicher Wetterbericht" [15] were used for

this purpose. The trajectories were calculated using actual wind data instead of the geostrophic winds. The period of 24 hours was divided into two halves; one period prior to the time of observation and the other following this time. If the flow pattern changed considerably during the period, a part of the intermediate contour chart was constructed by interpolation. In this way we were able to consider changes in the streamline field in time and space more easily.

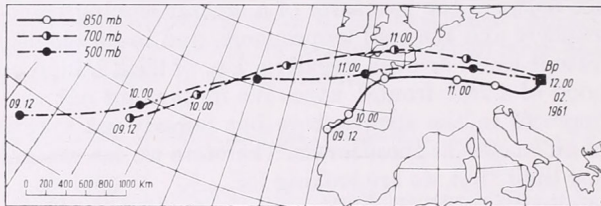


Fig. 2. The trajectories of air-parcels arrived above Budapest on the 12th of February, 1961 at 0001 GMT at three different levels

2. ábra. 1961. február 12-én 00 GMT-kor Budapest fölé érkező három különböző szintű levegő-rész pályája

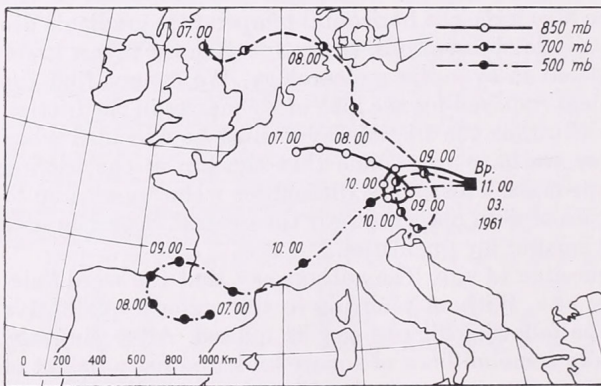


Fig. 3. The trajectories of air-parcels arrived above Budapest on the 10th of March, 1961 at 0001 GMT at three different levels

3. ábra. 1961. március 10-én 00 GMT-kor Budapest fölé érkező három különböző szintű levegő-rész pályája

The trajectories of three air parcels can be seen from Fig. 2 for a period of two and a half days. At the end of the period the parcels arrived in a vertical column over Budapest. However, at the beginning of the period on 9th. February, 1961, at 1200 GMT the particle at the 500mb level was about 3000 km away from that at the 850mb level. The parcel at the 700mb level was between them. In this example the wind directions were almost the same at each level.

In the second example the wind speeds were lighter. Here the trajectories were calculated for a period of four days between 7th. March, 1961, 0001 GMT, and the 11th. March, 1961, 0001 GMT (Fig. 3). It can be seen that parcel at the 500mb level was about 1440 km away from that at 700mb; one was over Scotland and the other over Spain. Next we present three trajectories in each of five diagrams. These also show that the solid current hypothesis cannot be supported after considering actual data.

The air-mass moves in such a way that the air at each level displaced considerably compared with air at other levels. Therefore we should not speak of the displacement of an air column except within a very restricted period.

It is well known that the physical properties of air-masses change during their displacement. One of the most important factors in the changes is the earth's surface; not only its nature (sea or land) but also its position, more precisely the geographical latitude. An air-mass arriving from the subtropical zone is warmer than its surroundings; another air-mass moving over the Polar region becomes colder.

These facts enabled scientists to distinguish the main air-masses, the so-called Arctic, Polar, Subtropical and Equatorial types. The chief frontal systems were assumed to lie between the main air-masses and across these fronts could be found the strongest temperature discontinuities.

This theory was supported by investigations which demonstrated more maxima on the curve of temperature (or equivalent temperature) frequency. From these

Fig. 4. The frequency curves of temperature in January at Budapest for four different levels

4. ábra. A budapesti január i hőmérsékleti értékek gyakorisági görbéje 4 különböző szinten

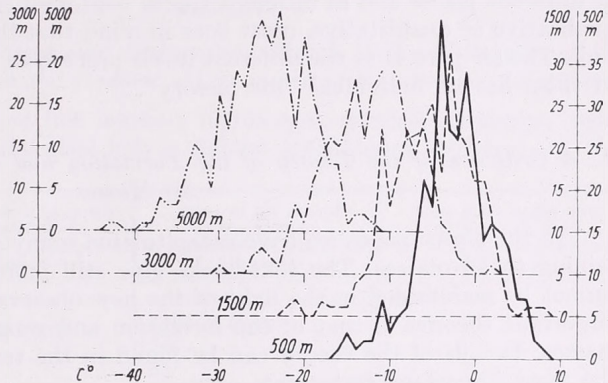
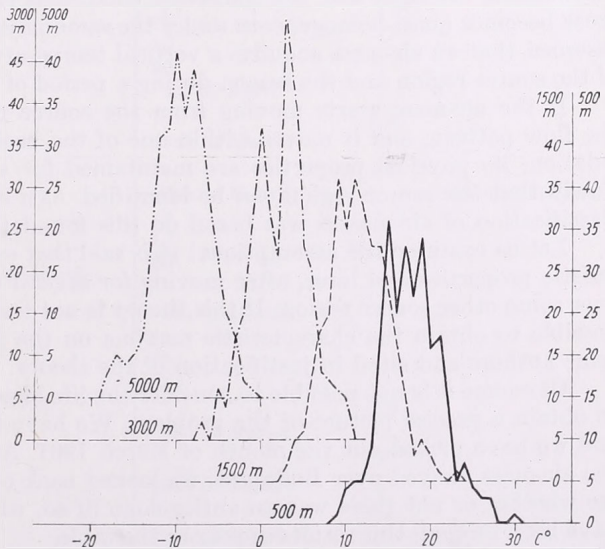


Fig. 5. The frequency curves of temperature in July at Budapest for four different levels

5. ábra. A budapesti július i hőmérsékleti értékek gyakorisági görbéje 4 különböző szinten



facts a characteristic distribution of the temperature values appropriate to the main air-masses was assumed. For our investigation we prepared the frequency curves of temperature from the radiosonde ascents at Budapest over a ten-year period (1951—1960) for four different levels (500, 1500, 3000 and 5000 m above ground) for a winter month (January) and a summer month (July). Our results, which are presented on Figs. 4 and 5, cannot convince anybody of the reality of the maxima. We must emphasise two facts. Firstly, that the number of maxima, that is the number of air-masses with characteristic temperature, are not the same at each level. Secondly,

that the difference between two neighbouring maxima is two degrees, especially in the summer distribution. We must remember that the accuracy of the temperature measurements in radio-sonde ascents is not better than ± 1 degree. It therefore seems to us more probable that the distribution curve approximates to the ideal case using a more accurate series of observations over a longer period of time. This means that there are no separate air-masses with characteristic temperatures.

During the displacement of an air-mass, modifications occur at varying rates at different places and at different times. An investigation of the changes, whether qualitative or quantitative, must bear in mind that the column does not move as a unit. The air parcels at the different levels proceed on their different ways and each of them has its individual "life history".

4. A Criticism of the Theory of the Formation and Geographical Classification of Air-Masses

In the above pages we have recapitulated many of the justifiable ideas appertaining to air-masses. The text-books give still more ideas and details but most cannot be maintained in the light of the new observational data. One of the most important theories is that of the formation and geographical classification of air-masses. Details of the theory can be found in the text-books and we now discuss the most important statements only.

Within a stationary anticyclone (or at some other suitable place) where the wind speeds are light and the radiation conditions are suitable, the air over large areas becomes quasi-homogeneous under the same physical influences. It is generally assumed that an air-mass acquires a vertical temperature distribution characteristic of the source region and the season during a period of four or five days.

If the air-mass starts moving from the source region, following a change of the flow pattern, and it moves within one of the basic currents of the general circulation, its physical properties are maintained for a certain period or change so slowly that the source region can be identified. As it is well known, the geographical classification of air-masses was based on this foundation.

Let us examine the assumptions! It is said that every air-mass acquires characteristic properties and later, after moving for several days, it becomes transformed over some other source region. If this theory is not true of most air-masses, it is not possible to obtain the characteristic maxima on the frequency curves assumed by some authors and cited in justification of the theory.

Of course it is not possible to consider the life histories of all air-masses in order to obtain a precise picture of the problem. We have to be satisfied with examples and we have picked out the month of March 1961. After noting the day on which the air-mass arrived over Budapest, we looked back over a period of seven days to see whether or not there was an anticyclone (if so, when) where the air-mass could have been formed. Our results appear in the table.

From the table, in which the Berkes' markings are used [7], the following can be stated. Not more than 12 air-masses of the 46 noted had an anticyclone in the vicinity of the source assigned to them and most of the anticyclones were not stationary. Therefore most of the air-masses could not possibly take up the required temperature distribution characteristic of the source. Therefore we are sceptical of the reality of the air-mass classification because:

- (i) They do not develop in definite geographical regions but are transformed continuously during their movement.
- (ii) The air parcels at different levels do not follow the same paths.

To those who support the old hypotheses on the basis of their experience, we would point out the following.

Besides the few original main types, there are well-known air-mass classifications which include the refinement of new varieties and sub-types of air-masses. *Linke* and *Dinies* acknowledged the existence of 8 separate air-masses, *Schinze* 9, *Scherhag* 12 and *Berkes* 21 types.

TABLE — TÁBLÁZAT

The arrival of different air-masses over Budapest in March 1961 and the date of the appearance of an anticyclone in the assumed source region of the air-mass in question

Az 1961 márciusában Budapest fölé érkezett légtömegek érkezési időpontja, valamint a gyanított kialakulási helyen fellépő anticiklonok dátuma

<i>Time of the arrival of the air-mass</i> A légtömeg beérkezésének időpontja	<i>Time of the appearance of the anticyclone</i> Az anticiklon fellépésének időpontja	<i>Time of the arrival of the air-mass</i> A légtömeg beérkezésének időpontja	<i>Time of the appearance of the anticyclone</i> Az anticiklon fellépésének időpontja
	mA		mW (cont.)
14th of March	6— 8th of March	14th of March	.
19	12	16	.
21	16—18	24	.
27	20	30	.
1st of April	27—31		mT
	mK	10th of March	.
13th of March	.	12	.
19	.	14	.
	mM	30	.
3rd of March	.	1st of April	.
5	.		PM
7	.	17th of March	.
12	.		cM
13	.	5th of March	3— 4th of March
15	.	6	3— 4
16	.	17	.
19	17th of March	26	.
21	17—21		rW
23	17—22	9th of March	.
24	17—22	24	.
26	17—22	25	.
27	17—22	27	.
29	.		m'W
31	.	4th of March	.
	mW		cW
7th of March	.	18th of March	.
8	.		cK
13	.	22th of March	.

They had two aims in doing this. The first was to obtain information which was as precise as possible about the intensity of a front lying between different air-masses, and the second was to be able to forecast the weather within an air-mass in as much detail as possible. While the different authors did pursue there objectives with different emphases, it seems to us that the air-mass concept of synoptic meteorology can hardly be used in other fields.

We have by now a good deal of material concerning the free atmosphere so that the indirect methods have lost their usefulness and moreover their inaccuracies

can be misleading. The refinement introduced by increasing the number of air-mass types cannot be supported by observational data.

Since the air-mass calendar for Budapest is most readily available, we have taken some examples from it.

Firstly, two air-masses were compared using their temperature-pressure and humidity-pressure curves. One was a Mediterranean maritime subtropical air-mass (m'T) over Budapest on 6th. May, 1961, at 0001 GMT, and the other an unspecified subtropical type (TM) on the following day at 0001 GMT also (*Fig. 6*). There are no significant differences in their temperatures. The humidity curves show more variation but the lower accuracy of the humidity measurements must be considered.

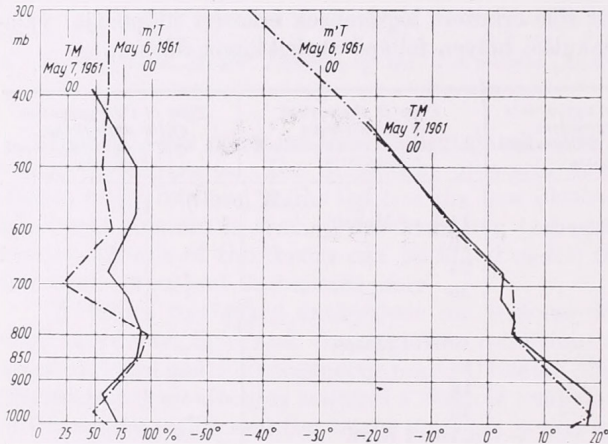


Fig. 6. The comparison of the temperature-pressure and the humidity-pressure curves of a m'T air-mass and a TM air-mass.

6. ábra. Egy m'T és egy TM légtömeg állapotgörbéjének összehasonlítása

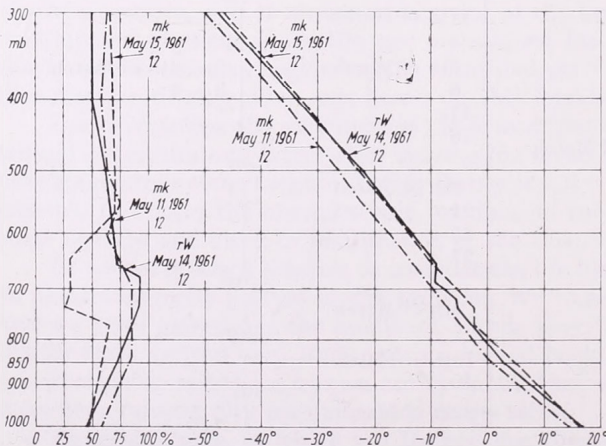


Fig. 7. The comparison of the temperature-pressure and the humidity-pressure curves of two mK air-masses and a rW air-mass.

7. ábra. Két mK és egy rW légtömeg állapotgörbéjének összehasonlítása

If the differences are taken to be real we would draw attention to the higher humidity of the TM compared with that of the air-mass with maritime origin.

In the second example, two cold maritime polar air-masses (mK I and mK II) and a so-called returning warm air-mass (rW) were compared (*Fig. 7*). In order to avoid the diurnal and seasonal variations, the ascents chosen were those for 1200 GMT on the following days in March, 1961: — 11th. (mK I), 14th. (rW) and 15th. (mK II).

It can be seen that the curves of mK I and mK II differ more from each other than the mK II from the rW.

The trajectories of these five air-masses were investigated up to their arrival at Budapest and the following can be stated (see *Figs. 8 and 9*):

- (i) The m'T air-mass arrived from the area of the Azores and was never over the Mediterranean during the three and a half day period.
- (ii) Three and a half days before its arrival, the different part of the rW air-mass moved over the following-regions: the parcel at 500mb moved over the Azores; that at 700mb was 600 km southeast of the southern tip of Greenland and the 850mb particle was over Normandy.

Fig. 8. The trajectories of a m'T air-mass and a TM one at three different levels

8. ábra. Egy m'T és egy TM légtömeg trajektóriája három különböző szinten

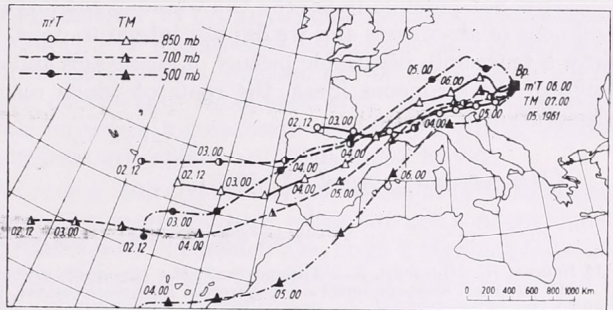
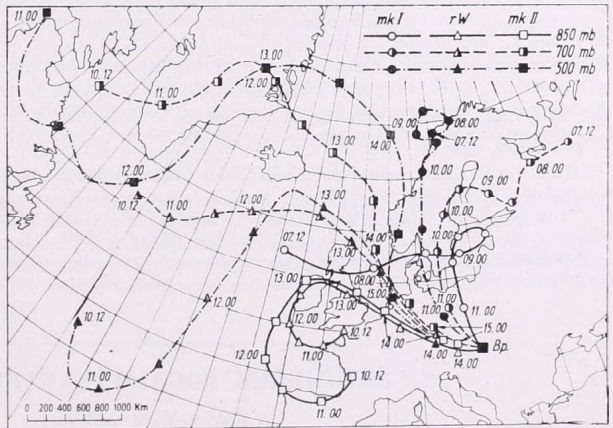


Fig. 9. The trajectories of two mK air-masses and a rW air-mass at three different levels

9. ábra. Két mK és egy rW légtömeg trajektóriája három különböző szinten



- (iii) Four days previously, parcels at the various levels of the mK II air-mass were over the following areas: 500 mb, North Norway; 700mb northern parts of European U.S.S.R.; 850mb, 500 km west of Scotland.

Since the most important factors in weather changes are the actual physical properties of the air and not the former life history (which the geographical classification can give with only rough approximation, as we have seen), it is right to question the usefulness of the differentiations made by exaggerated refinements and whether they give as anything that is new.

Indirect aerology has been largely ousted from synoptic meteorology by direct aerology and the geographical classification lost its main foundations. In spite of this, it is our opinion that the old nomenclature combined with geographical areas

can be used for characterising the properties of certain air-masses covering a limited region without thinking of a fixed source. But this scheme would have to be simpler than the most recent classifications.

There are branches of science besides synoptic meteorology where types of air-masses are also used, e. g., bio-meteorology. *Berkes* noted in one of his papers [4]: "It is lucky chance that most biological investigations generally found only loose connections with the air-masses". On the basis of the investigations presented above we cannot expect a close connection between biological facts and air-masses of such uncertain classification. In our view those branches dealing with air-masses should consider the facts stated here and possibly change the direction of their research; but this lies outside the province of forecasters.

It is not possible to survey the whole of the large literature devoted to the pros and cons of air-masses and we did not intend to do it. Nevertheless, we have tried to draw a truer and justifiable picture of air-masses and at the same time to clear away some of the erroneous ideas, the roots of which reach back to the time of sparse observational data.

(MS received: April 23, 1963).

REFERENCES — IRODALOM

- [1] *Кашин, К.—Погосян, Х.—Таборовский, Н.*: К вопросу о современном состоянии фронтологического анализа. Метеорология и Гидрология. Гидрометеоназдат, 1947. №. 6. 21—24.
- [2] *Scherhag, R.*: Wetteranalyse und Wetterprognose. Springer Verlag, Berlin, 1948. 137—138.
- [3] *Ozorai, Z.*: Az időjárás frontok és légtömegek mai szemmel. *Időjárás*, 61. Budapest, 1957. 429—435.
- [4] *Berkes, Z.*: A légtömegek és időjárás frontok megállapításának hibáiról. *Időjárás*, 62. évf. Budapest, 1958. 48—50.
- [5] *Aujeszký, L.*: A front- és légtömegjegyzékek néhány időszerű kérdéséről. *Időjárás*, 62. évf. Budapest, 1958. 162—166.
- [6] *Ozorai, Z.*: Még egyszer a frontokról és légtömegekről. *Időjárás*, 62. évf. Budapest, 1958. 220—223.
- [7] *Berkes, Z.*: Légtömeg- és front-fajták a Kárpát-medencében. *Időjárás*, 65. évf. Budapest, 1961. 289—293.
- [8] *Hromov, Sz. P.*: A szinoptikus meteorológia alapjai. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952. 224.
- [9] *Pettersen, S.*: Weather Analysis and Forecasting. McGraw—Hill Book Comp., Inc. New York, 1940. 138.
- [10] *Pettersen, S.*: Weather Analysis and Forecasting (Second Edition). II. Vol. McGraw—Hill Book Comp., Inc. New York, 1956. 1.
- [11] *Hille A.*: Repülési meteorológia, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1955. 71.
- [12] *Aujeszký L.—Berényi D.—Béll B.*: Mezőgazdasági meteorológia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1951. 102.
- [13] —: Handbook of Aviation Meteorology. Air Ministry Meteorological Office. London, 1960. 207.
- [14] *Godske, C. L.—Bergeron, T.—Bjerknes, J.—Bundgaard, R. C.*: Dynamic Meteorology and Weather Forecasting. American Meteorological Society, Boston—Carnegie Institution of Washington, Washington, 1957. 505—506.
- [15] *Täglicher Wetterbericht*. Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes. 86. Jahrgang. Offenbach a/M. 1961.

×

A LÉGTÖMEGEK FOGALMÁNAK ÉRTÉKELÉSE

(Rövidített szöveg)

Ismeretes, hogy a légtömeg fogalomra, felépülő indirekt aerológia nagy és hasznos szerepet játszott a szinoptikában egészen a legutóbbi évtizedig. Az aerológiai mérések megszorodása és rendszeressé válása azonban fölöslegessé tette az indirekt aerológiát, sőt reámutatott néhány hibás hipotézisre is. A mérési adatok számának növekedésével együtt nemzetközi síkon vita indult meg a légtömegek elméletével kapcsolatban.

A szerző a jelen dolgozatban összefoglalja a légtömegekre vonatkozó legfontosabb ismereteket. Először az irodalomban található meghatározások összegezése alapján megadja a légtömeg definícióját: a légtömeg nagy terjedelmű levegőhalmaz, amelynek fizikai tulajdonságai egy-egy vízszintes síkban többé-kevésbé azonosak. Az 1. ábrán bemutatott függőleges metszeten közel vízszintes izotermák láthatók.

Ezek igazolják, hogy valóban léteznek ilyen vízszintesen kvázi-homogén léghalmazok. A dolgozat második részében tisztázza a szerző a légtömegek alakját és méreteit. Megállapítja, hogy a sűrűlási szint levegője *nem tartozhat* a légtömegekhez.

A légtömegek vándorlásával kapcsolatban megállapítja, hogy a szinoptikus tapasztalat, valamint a szűrőpróbaszerűen végzett trajektória-számítások szerint a légtömeg *nem helyeződik át egységes egészként*, hanem a különböző szintek levegője egymáshoz képest eltolódik. A 2. és 3. ábra egy-egy légtömeg 850, 700, illetve 500 mb-os szintjében levő levegőrész pályáját mutatja be a budapesti beérkezés előtti néhány napon át. Ezekből látható, hogy a budapesti függőleges légoszlop egyes szintjeiben levő levegőrészek néhány nappal előbb több száz, sőt néhány ezer km-re voltak egymástól.

A budapesti rádiószondás felszállások 10 évi anyagából készített hőmérsékleti gyakorisági görbéken (4. és 5. ábra) nem jelentkeztek azok a jól elhatárolt maximumok, amelyeket a régi föltevések szerint a meghatározott hőmérséklet körüli értékkel rendelkező légtömegek okoznának. Mindebből arra lehet következtetni, hogy a légtömegek vándorlásuk folyamán fokozatosan változtatják fizikai állapotukat, s nincsenek diszkrét hőmérsékleti értéket adó kialakulási helyek.

Végül a kialakulási elméletet és a földrajzi osztályozást bírálja. A táblázatban az 1961 márciusi adatok alapján légtömegfajtánként feltünteti azt a napot, amelyen az a légtömeg Budapestre beérkezett, s emellett azt, hogy a légtömegfajta kialakulási helyén a beérkezés előtti 7 napban volt-e, s mikor volt anticiklon, ahol a légtömeg kialakulhatott a régi elméletnek megfelelően. A légtömegfajták megjelölése és a kialakulás helyének kitűzése *Berkes* dolgozata [7] alapján történt. Belátható, hogy a légtömegek nagy részének nem volt módjában a neki tulajdonított kialakulási helyen t ö b b n a p o t vesztegelni. A földrajzi osztályozás finomításával olyan megkülönböztetéseket létesítettek, amelyeket a tényleges mérési adatok nem indokolnak meg. Példaképpen bemutat két összehasonlítást (6. és 7. ábra). Az elsőn egy m'T és egy TM levegő, a másodikon pedig két mK és egy rW levegő állapotgörbéjét veti egybe. Látható, hogy az állapotgörbék között oly kevés az eltérés, hogy nem indokolt a levegőfajtákat más-más csoportba sorolni.

A 8. és 9. ábrán megfigyelhetjük ugyanezeknek a légtömegeknek a budapesti beérkezés előtti élettörténetét. Ez szintén azt bizonyítja, hogy a különböző szintek levegője más-más körzetből származik, tehát nem beszélhetünk egységes kialakulási helyről.

О факторах образования осадков на фронтах окклюзии

On Factors Governing the Amount of Precipitation from Occluded Fronts. Beside dealing with the factors governing precipitation of the occluded fronts, the author examines the variations in the precipitation of the back-side convergence line. An attempt is made to compute the precipitation of occluded front lasting for several days and of a convergence line. According to the author, the precipitation of the occluded front and of the convergence line cannot be determined with greater precision without taking into account the thermal structure of these factors and the up-draughts due to them.

*

В ходе исследования выпадения фронтальных осадков нами было установлено [1, 2, 3, 4], что значительная часть осадков холодных и теплых фронтов определяется вертикальным подъемом, возникающим вследствие фронтального внутреннего трения. В настоящей работе сообщается об условиях выпадения и о вычислении количества осадков, выпадающих на нестационарных фронтах окклюзии.

Предварительно желаем изложить несколько синоптических замечаний касательно толкования понятий об фронтах окклюзии.

О существовании фронтов окклюзии имеется очень много различных представлений. Одни совершенно отрицают наличие таких фронтов; другие при анализе карт обнаруживают фронты окклюзии повсюду, где причину осадков трудно обосновывать.

Фронты окклюзии неотделимы от процесса развития циклона. Как известно, холодный фронт в циклоне движется быстрее, чем теплый фронт. При соединении фронтов теплый воздух, следующий за теплым фронтом, поднимается вверх. Это и является процессом окклюзии циклона. Создавшаяся линия пересечения возникшей таким образом фронтальной системы с земной поверхностью представляет собою фронт окклюзии. Отсюда следует, что на высоте над фронтом окклюзии находится теплый воздух. Однако в окклюдированном циклоне через некоторое время после начала процесса окклюзии мы находим на всех высотах наличие холодного воздуха, т. е. циклон превращается в холодный вихрь.

Вследствие изложечного, по мнению многих синоптиков, фронт окклюзии существует только в том случае, если на высоте над фронтом окклюзии располагается теплый гребень. Другие синоптики как раз из-за превращения циклона в холодный вихрь даже отрицают существование окклюзии. Однако, два упомянутых выше состояния являются начальной и завершающей стадией существования процесса окклюдирования и, стало быть, фронта окклюзии.

Над фронтом окклюзии, созданным при встрече холодного и теплого фронтов, как правило на протяжении определенного времени мы находим на высотах наличие т. н. теплого языка. Поскольку в циклоне преобладает упорядоченный и непрерывный подъем, обусловленный сходимостью, восходящий теплый воздух адиабатически охлаждается, вследствие чего ликвидируется теплый гребень, характерный для начальной стадии процесса окклюдирования. В тоже время линия сходимости фронта окклюзии может сохраняться и далее исчезая только в ходе процесса медленного пополнения циклона. Во многих случаях над приземной линией фронта окклюзии процесс охлаждения не однородный, вследствие чего вдоль края фронта окклю-

зии обнаруживается асимметрия температуры. Часто при так называемых загнутых окклюзиях, или при далеко простирающихся фронтах окклюзии происходит формирование вторичного холодного или теплого фронта. В настоящей работе мы занимаемся исследованием нестационарных холодных и теплых фронтов окклюзии.

Если фронт окклюзии рассматривать с точки зрения осадков,

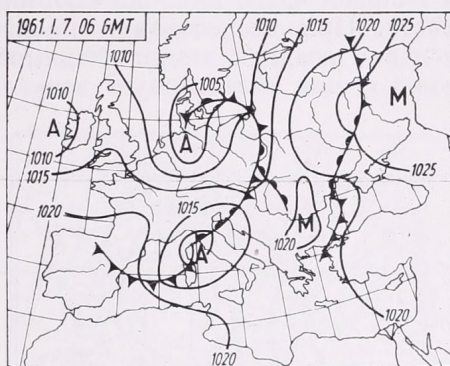
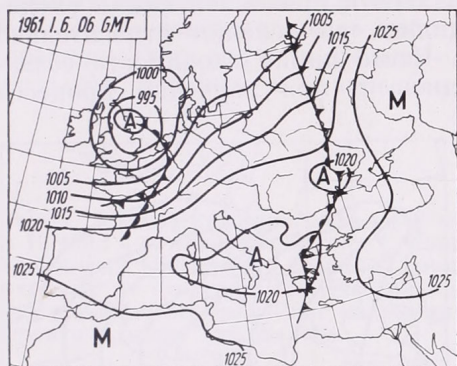


Рис. 1—2. Синоптическое положение 6-го и 7-го января 1961 г. в 06 GMT.

1—2. ábra: A szinoptikus helyzetet 1961 január 6-án és 7-én 06 GMT-kor.

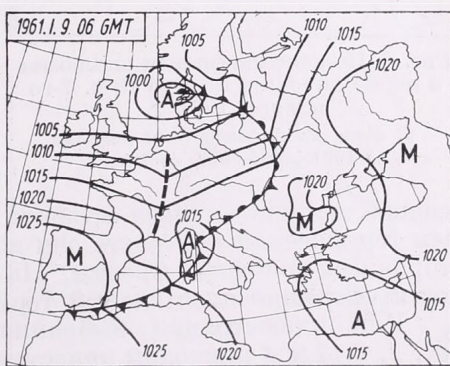
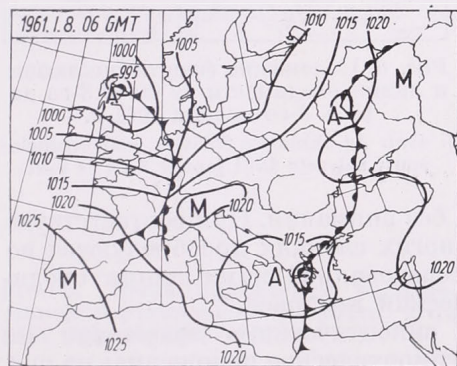


Рис. 3—4. Синоптическое положение 8-го и 9-го января 1961 г. в 06 GMT.

3—4. ábra: A szinoptikus helyzetet 1961 január 8-án és 9-én 06 GMT-kor.

то возникает вопрос, какие формы движения создают условия для осадков фронтов окклюзии. Кажется очевидным, что в соответствии со стадией развития циклона решающим фактором возникновения осадков может быть сам упорядоченный подъем. Поскольку однако в термическом поле фронта окклюзии может образоваться горизонтальный контраст температуры, характерный для холодных или теплых фронтов, следует предполагать, что на движущемся фронте окклюзии возникает фронтальный подъем, характерный для теплых или холодных фронтов, что значительно влияет на интенсивность осадков фронта окклюзии. Исследование направлено на синоптическое подтверждение этого предположения.

Мы выбрали такое синоптическое положение, при котором образовался хорошо определимый фронт окклюзии; возникшая окклюзия

существовала продолжительное время, регулярно перемещалась, а также имела хорошо ограниченную зону осадков. Такие фронты проходили через Западную Европу в период между 6-м и 9-м января 1961 года. В течение этих четырех дней в восточном направлении, почти по одинаковым траекториям, перемещались два фронта окклюзии; один из них 6-го и 7-го числа, а другой 8-го и 9-го. В последнем периоде в тыловой части циклона сформировалась и приземная линия сходимости. При исследовании производились вычисления относительно условий осадков линии сходимости. Часто линии сходимости создавали очень интенсивную зону осадков, и при изучении процесса

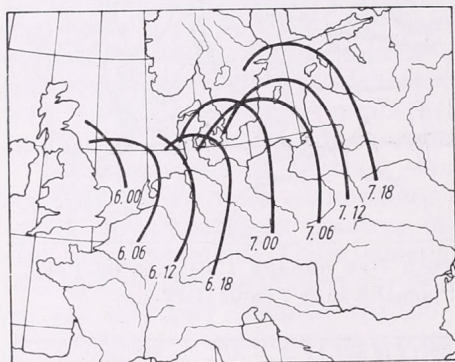


Рис. 5. Положение фронта окклюзии в период от 00 ч. 6-го до 18 ч. 7-го января 1961 г.

5. ábra: Az okklúziós front helyzeté 1961 január 6-án és 7-én

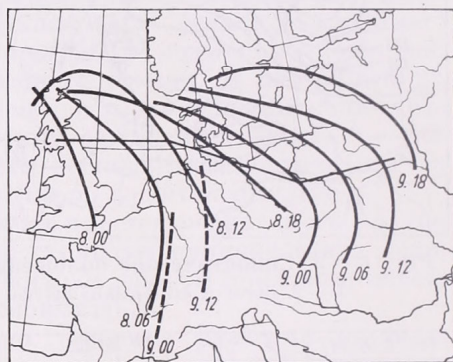


Рис. 6. Положение фронта окклюзии и линии сходимости от 00 ч. 8-го до 18 ч. 9-го января 1961 г.

6. ábra: Az okklúziós front és konvergencia-vonal helyzeté 1961 január 8-án és 9-én

осадков циклонов нельзя оставить их без внимания. При соответствующем термическом контрасте они во многих случаях преобразуются во вторичные холодные фронты. На исследованной нами линии сходимости сформировался слабый термический контраст.

Для иллюстрации выбранного синоптического положения на рис. 1, 2, 3 и 4 приводим приземное синоптическое положение; на рис. 5 и 6 — положение фронта окклюзии и линии сходимости через каждые шесть часов. На рис. 7 приводим положение фронта окклюзии и линии сходимости в термическом поле на уровне 850 мб в 12 GMT 9 января 1961 г.

В ходе вычисления осадков, вызванных фронтом окклюзии, мы применили два последовательных приближения. Сначала предполагалось, что кроме термодинамических условий осадки фронта окклюзии определяются лишь вертикальным подъемом на большом пространстве. В этом случае осадки на фронте окклюзии определялись в точках, расположенных в 150 км друг от друга, а также в точках, расположенных перед или за указанными точками в расстоянии 250 км. Расположение точек приводим на рис. 8 в 12 GMT 9 января 1961 г. Основной задачей было вычисление упорядоченной вертикальной скорости. С этой целью в зоне фронта окклюзии определяются компоненты u , v скорости ветра на поверхности 850 и 700 мб (интенсивность осадков, т. е. их количество на поверхности 50 мб, вследствие

зимнего периода не учитывалась). На основе этих карт была определена горизонтальная дивергенция скорости; затем, интегрируя по высотам, мы вычислили вертикальную скорость в мб/12 часов. Эти значения брали за действующие до срока измерения осадков. При наличии анализа полей температуры, влажности и вертикального движения мы применили для определения количества осадков номограмму Бачуриной и Туркетти [5].

Затем сопоставлялись действительное и вычисленное количество осадков. Там, где в последовательно взятых точках фронта имела большая разница в количестве осадков, мы провели исследование

Рис. 7. Абсолютная топография 850 мб в 12 GMT 9-го января 1961 года. Сплошные линии обозначают изоhipsы, пунктирные — изотермы. Замеченные линии показывают приземное положение фронта и линии сходимости.

7. ábra: A 850 mb-os abszolút topográfia 1961 január 9-én 12 GMT-kor. A folytonos vonalak az izohipszákat, a szaggatott vonalak az izotermákat jelölik. A bejelölt front és konvergencia vonal a képződmények, a talajközeli front helyzetét tünteti fel.

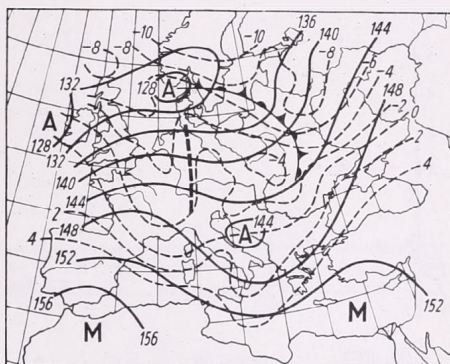
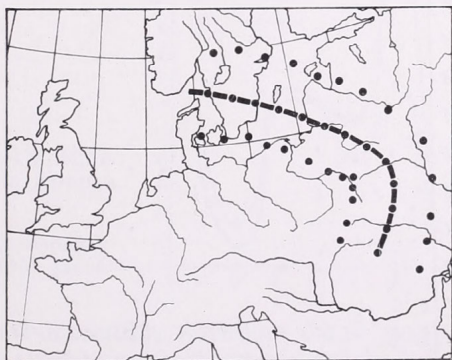


Рис. 8. Точки вычисления упорядоченной вертикальной скорости в 12 GMT 9-го января 1961 г.

8. ábra: A nagytérségű vertikális sebesség számítási pontjai 1961 január 9-én 12 GMT-kor.



термической структуры фронта в области этих точек. В местах, где фронт окклюзии имеет термический контраст, характерный для холодного или теплого фронтов, мы определили вызванные фронтальным трением вертикальные скорости. В тоже время, при вычислении количества конденсированной влаги, мы использовали и значения макромасштабного восходящего движения, а также ранее изложенным методом [4] с учетом двух видов подъема установили действительную интенсивность осадков. Под действительной интенсивностью осадков мы понимаем среднее количество осадков, выпадающих на определенном отрезке нормали к фронту, аналогично работе [4].

Результаты исследования приводим по обоим стадиям вычисления. Сначала мы сопоставили количество осадков вычисленное по вергенциальному подъему и действительное. Среднее отклонение

между действительным и вычисленным количеством осадков в случае 6—7-го января было —0,7 мм, а в случае 8—9-го января —0,4 мм. Если среднее количество влаги для облакообразования примем в раз-

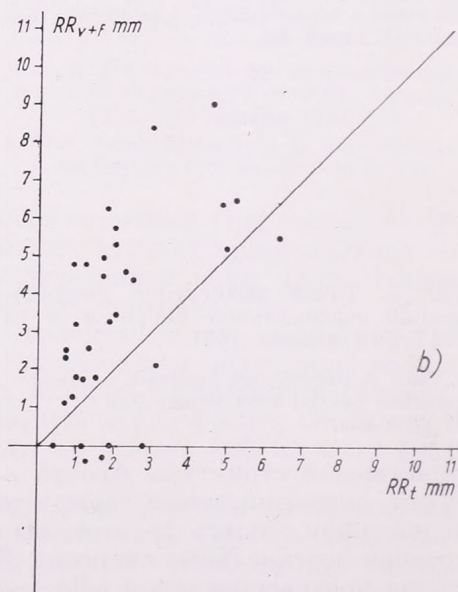
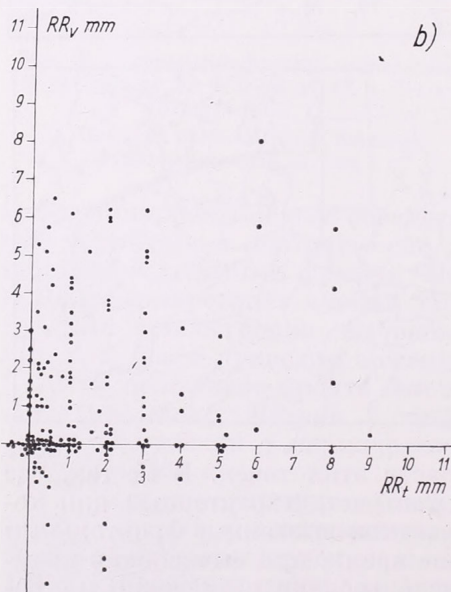
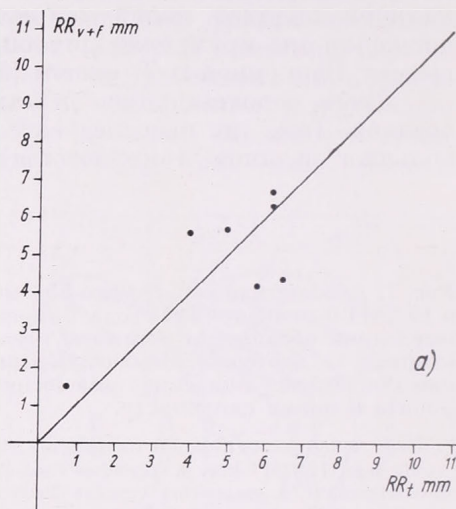
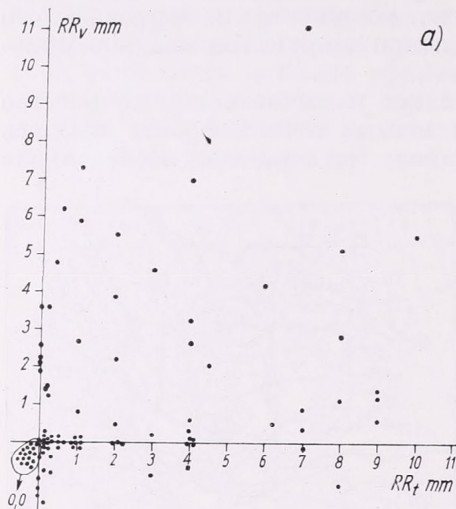


Рис. 9. Соотношение количеств осадков, вычисленного при допущении вергентного подъема (RR_v) и действительного (RR_t), при положении фронта окклюзии и линии сходимости: а) 6—7-го, б) 8—9-го января.

9. ábra: A vergenciális feláramlással számított (RR_v) és a tényleges csapadékmennyiség (RR_t) összefüggése а) а január 6—7-i, б) а január 8—9-i okklúziós front és konvergencia-vonal esetében.

Рис. 10. Соотношение количеств осадков, вычисленных в предположении вергентного и фронтального подъема (RR_{v+f}) и действительного, при положениях фронта окклюзии и линии сходимости: а) 6—7-го, б) 8—9-го января.

10. ábra: A vergenciális és frontális feláramlással számított (RR_{v+f}) és a tényleges csapadékmennyiség összefüggése а) а január 6—7-i, б) а január 8—9-i okklúziós front és konvergencia-vonal esetében.

мере 3,5 мм, то среднее отклонение будет —4,2 и —3,9 мм. Доказательство этого дается на *рис. 9. а, б*, на котором мы приводим диаграмму рассеяния действительного количества осадков и вычисленного по макромасштабной вертикальной скорости. По оси абсцисс дается действительное количество осадков, а по оси ординат — вычисленное в предположении вергенциального подъема.

Таким образом вычисления доказывают, что в образовании осадков фронта окклюзии кроме вергенции играют роль и другие факторы.

Рис. 11. Распределение вычисленного (RR_{v+f}) и действительного количества осадков (RR_t) вдоль траектории С фронта окклюзии.

11. ábra: A számított (RR_{v+f}) és a tényleges (RR_t) csapadékmennyiség eloszlása az okklúziós front C trajektóriája mentén.

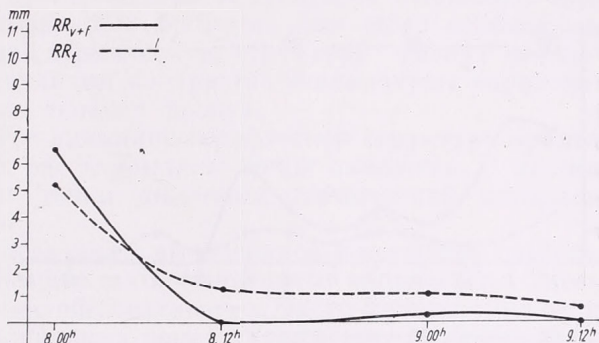
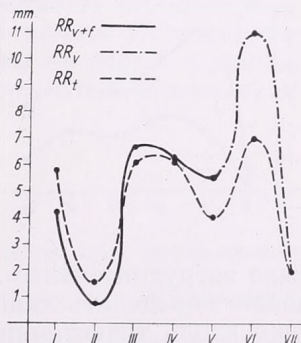


Рис. 12. Распределение вычисленного (RR_{v+f}) и действительного (RR_t) количества осадков вдоль фронта окклюзии 6-го января в 12 GMT.

12. ábra: A számított (RR_{v+f}) és a tényleges (RR_t) csapadékmennyiség eloszlása az okklúziós front mentén 1961 január 6-án 12 GMT-kor.



Ниже излагаем те результаты вычислений, которые были получены с учетом термической структуры фронта окклюзии и линии сходимости. Отклонение между действительным количеством осадков и вычисленным с учетом двух видов подъема при положении 6—7-го января составляло —0,2 мм, а 8—9-го января +1,3 мм. Принимая во внимание необходимую для облакообразования величину 3,5 мм, получим среднее отклонение —3,7 мм, т. е. —2,2 мм. (При оценке результатов следует учесть, что число точек вычисления значительно сократилось по сравнению с предыдущими вычислениями.) На *рис. 10. а, б* приводим действительное и вычисленное с двумя подъемами количества осадков фронтов окклюзии и линий сходимости 6—7 января и 8—9 января. Настоящий рисунок, в сопоставлении с *рис. 9. а, б*, уверительно доказывает, что с учетом формы фронтального движения рассеяние стало значительно меньше. Результат этот показывает, что учет термической структуры фронта окклюзии при вычислениях значительно улучшает определение осадков фронта окклюзии.

Кроме сопоставления индивидуальных результатов вычисленных и действительных количеств осадков может быть интересным, в какой мере с помощью применения наших предположений можно описать территориальное и временное распределение осадков фронта окклюзии и его изменение.

Временное индивидуальное изменение осадков, связанных с фронтами окклюзии, можно исследовать вдоль траекторий. Наши фронты окклюзии, однако, за период исследования претерпели резкое пространственное изменение, вследствие чего сопоставление траекторий

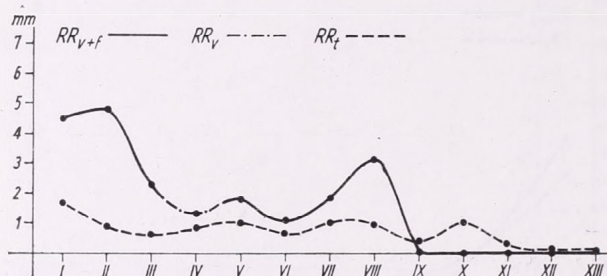


Рис. 13. Распределение вычисленного (RR_{v+f}) и действительного количества осадков (RR_t) вдоль фронта окклюзии 9-го января 1961 г. в 12 GMT.

13. ábra: A számított (RR_{v+f}) és tényleges (RR_t) csapadékhozam eloszlása az okklúziós front mentén 1961. január 9-én 12 GMT-kor.

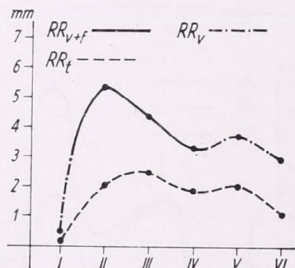


Рис. 14. Распределение вычисленного (RR_{v+f}) и действительного количества осадков (RR_t) вдоль линии сходимости 9-го января 1961 г. в 12 GMT.

14. ábra: A számított (RR_{v+f}) és tényleges (RR_t) csapadékmennyiség eloszlása a konvergencia vonal mentén 1961. január 9-én 12 GMT-kor.

было затруднительным. Так, например, в случае фронта 8—9 января, можно определить лишь три траектории. Из них на рис. 11. представлено вдоль траектории C (см. рис. 6) распределение вычисленного и действительного количеств осадков. На оси абсцисс указан срок в шкале, соответствующей действительному перемещению фронта, а ордината показывает количество осадков в мм. Согласно рисунку, вычисленное изменение интенсивности осадков хорошо следует за действительным изменением.

Образование количества осадков вдоль фронта исследовалось во всех периодах. На рис. 12. приводим пример в 12 час. 6-го января. На оси абсцисс указаны равные расстояния (150 км) вдоль фронта, а на оси ординат количества осадков, выраженных в мм. Пунктирная линия показывает действительное, а сплошная линия вычисленное, с учетом фронтального и вергенциального подъемов, количество осадков. На рис. 13. приводим изменение количества осадков фронта в 12 ч. 9 января, а на рис. 14. образование их за тот же период на линии сходимости. Согласно кривым, на основе применяемых предположений можно удовлетворительно определить довольно изменчивое распределение количества осадков вдоль фронта. В каждом исследованном случае мы получили аналогичные результаты, и в ходе вычисле-

ния количества осадков вдоль фронта, где территориальная и временная тенденция изменения вычисленного и действительного количества осадков хорошо совпадают, только пространство между двумя кривыми показывает более значительную разницу.

На основе результатов наших вычислений можно сделать следующие замечания относительно роли факторов, формирующих осадки фронтов окклюзии.

1. Во многих случаях для определения количества осадков фронтов окклюзии и линий сходимости не достаточно учесть вертикальную скорость на больших пространствах; а требуется установить еще и вертикальный подъем вызванный фронтом. Для этого необходимо в каждом случае установить термическую структуру фронта окклюзии с целью определения наличия контрастов температуры характерных для холодного или для теплого фронта.

2. Стоит уделить особое внимание термической структуре фронта окклюзии на значительных расстояниях от точки окклюзии. В наших случаях при удалении от точки окклюзии термический контраст усиливался или появлялся.

3. В ходе нашего исследования вычисленное количество осадков вообще отставало от действительно выпавшего количества. Здесь следует отметить одно важное обстоятельство. Часто фронты окклюзии располагаются в резких приземных зонах сходимости, в образовании осадков которых по всей очевидности можно придавать большое значение и приземной конвергенции трения [6]. В наших вычислениях вследствие неудовлетворительной сети станций мы не смогли принять во внимание этот фактор, несмотря на то, что роль его в образовании осадков фронта окклюзии неоспорима.

(Рукопись поступила: 29-го января 1963. г.)

ЛИТЕРАТУРА

- [1] И. Бодолаи: Опыт количественного прогноза осадков при прохождении холодного фронта. Метеорология и гидрология № 12. 1959 г.
- [2] И. Бодолаи: Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фронта. Идеяраш, 1. 1960.
- [3] Бодолаине, Э. Якуш: Роль изменения структуры фронта в территориальном и временном распределении осадков. Идеяраш, 4. 1961.
- [4] И. Бодолаи—Бодолаине Э. Якуш: Вычисление количества осадков вдоль траектории холодного и теплого фронта циклона. Идеяраш, 4. 1962.
- [5] А. А. Бачурина—З. Л. Туркетти: Условия образования осадков холодного полугодия и возможности их прогноза. Гидрометеиздат, Ленинград, 1955.
- [6] Бодолаине, Э. Якуш: Влияние вертикальной скорости, вызванной трением, на распределение фронтальных осадков. Метеорология и гидрология № 1. 1960.

*

AZ OKKLÚZIÓS FRONTOK CSAPADÉKHOZAMÁT KIALAKÍTÓ TÉNYEZŐKRŐL

(Rövidített szöveg)

A nemstacionárius hideg és meleg frontok csapadékhozamának vizsgálata során nyert eddigi eredményeknek megfelelően [1, 2, 3, 4] feltételeztük, hogy a csapadék kiváltásában a rendezett vergenciális feláramlás mellett az okklúziós frontokon a meleg vagy hideg frontokra jellemző frontális feláramlás lép fel (hideg vagy meleg okklúzió), ami a front csapadékhozamát lényegesen befolyásolhatja.

E feltevés igazolásához az 1961. január 6—9 között Európán átvonuló jól fejlett okklúziós frontok szerkezetét és csapadékviszonyait vettük vizsgálat alá. A kiválasztott szinoptikus helyzetet az 1—4 ábrák mutatják be. Az okklúziós frontokat talajközeli konvergencia-vonalak is kísérték, ezek helyzetét és mozgását az 5—7 ábrák szemléltetik.

Az okklúziós front által okozott csapadékhozam kiszámításakor két közelítést alkalmaztunk. Először feltételeztük, hogy a front csapadékát a termodinamikai viszonyokon túl csupán a nagytérségű vertikális feláramlás határozza meg. Ebben az esetben a csapadékot a frontokon egymástól 150 km távolságra fekvő pontokban és a frontra merőlegesen 250 km távolságokban határoztuk meg. A számítási pontok elhelyekedését a 8. ábra mutatja be. A nagytérségű vertikális sebességet a 850 és 700 mb-os izobárfelületek u és v sebesség-komponenseiből számított vergenciának magasság szerinti integrálásából nyertük. A feláramlás értékeit 12 órás időközre állandónak tekintettük. A hőmérsékleti, nedvességi és feláramlási mező amálisésének birtokában a csapadék mennyiségét *Bacsurina* és *Turketti* nomogramja alapján határoztuk meg [5].

A számítás második fázisában összehasonlítottuk a valóságos és számított csapadék mennyiségeket. Ahol a front zónájában a két csapadékérték között nagy volt az eltérés, ott meghatároztuk a frontális súrlódásból származó vertikális sebességeket is. Ezeket a helyeken a csapadék mennyiségének kiszámításánál a frontális és vergenciális feláramlás algebrai összegét használtuk fel. A 9. a, b ábra a nagytérségű feláramlással számított és a valóságos csapadék eltéréseit szemlélteti, míg a 10. a, b ábra a valóságos és a kétféle feláramlással nyert csapadék kapcsolatát mutatja. A két ábra összehasonlítása arra utal, hogy az okklúziós front termikus szerkezetének bevonása a számításba jelentősen megjavítja az okklúziós front csapadékának meghatározását.

A fronthoz kötött csapadék időbeli individuális változását a trajektóriák mentén vizsgáltuk. A 11. ábrán a 6. ábra C trajektóriája mentén számított és valóságos csapadékeloszlást mutatjuk be. A front vonala menti csapadékhozam alakulására a 12. ábrán adunk példát. Az ábrák abszcissza tengelye a távolságokat, ordinátája a csapadékmennyiségeket tünteti fel. A 13. ábra a január 9-én 12 órai front, a 14. ábra az ugyanerre az időpontra vonatkozó konvergencia-vonal csapadékhozamának alakulását ábrázolja.

A vizsgálat eredményeiből az alábbi következtetések vonhatók le:

1. Az okklúziós frontok és a konvergencia vonalak csapadékhozamának meghatározásához sok esetben nem elegendő a nagytérségű feláramlás figyelembevétele, hanem meg kell határozni a frontális súrlódásból származó vertikális emelés nagyságát is. Az utóbbihoz az okklúziós front termikus szerkezetének ismerete nélkülözhetetlen.

2. Az okklúziós front termikus szerkezete az okklúziós ponttól távolodva erősen változhat.

3. Az ismertetett módszerrel számított csapadékmennyiség általában kevesebb a valóságos csapadékmennyiségnél. Ennek oka az, hogy az okklúziós frontok sokszor igen erős talajközeli konvergencia-zónában helyezkednek el, ezért a lehullott csapadék mennyiségét lényegesen befolyásolja a talajközeli súrlódási vergenciából származó feláramlás is.

Der Einstellvorgang beim LiCl-Taupunkthygrometer

Process of Reset of the LiCl Dewcel Hygrometer. The LiCl Dewcel hygrometer is considered to be a control loop. With some simplifying assumptions the transfer function of the controlled element, represented by the temperature of the humidity sensor as a function of time, is derived for small changes of vapour pressure. It is shown, in what manner the time behaviour of the LiCl Dewcel hygrometer is altered by a larger decrease or increase of vapour pressure. From the theoretically obtained results conclusions are drawn as to the response time and the accuracy, agreeing well with experimental results.

*

Unter dem Begriff des Lithiumchlorid-Taupunkthygrometers wird ein Feuchte-meßverfahren verstanden, bei dem der Dampfdruck einer gesättigten LiCl-Lösung durch elektrische Heizung selbsttätig auf den Wert des Dampfdruckes der umgebenden Luft gebracht wird. Die sich dabei einstellende Gleichgewichtstemperatur dient als Maß des Dampfdruckes bzw. des mit diesem in einem direkten Zusammenhang stehenden Taupunktes.

Der hierbei verwendete Feuchtefühler ist im wesentlichen folgendermaßen aufgebaut: Ein im Inneren befindlicher Temperaturfühler ist von einem Glasfasergespinnst umgeben, das mit einer LiCl-Lösung getränkt ist. Zwei Edelmetall-drähte, die wendelförmig auf das Glasfasergespinnst aufgewickelt sind, dienen als Elektroden für eine angelegte Wechselfspannung. Das Lithiumchlorid nimmt als stark hygroskopisches Salz aus der Umgebung Wasserdampf auf. Es bildet sich eine konzentrierte Lösung, die den Strom leitet. Der elektrische Strom erwärmt den Elektrolyten. Dadurch erhöht sich der Dampfdruck der Lösung. Es stellt sich schließlich ein Gleichgewichtszustand ein, bei dem vom Feuchtefühler weder Wasserdampf aufgenommen noch abgegeben wird. Die Temperatur, bei der dieser Zustand erreicht wird, und bei der der Dampfdruck der Lösung gleich dem der umgebenden Luft ist, bezeichnet man als Gleichgewichtstemperatur. Das angeführte Verfahren hat den Vorteil, daß — von sehr geringen Werten der relativen Feuchte abgesehen — die Gleichgewichtstemperatur durch Erwärmung hergestellt wird, während beim eigentlichen Taupunkt-hygrometer in jedem Falle eine Abkühlung erforderlich ist. Die Feuchtemessung wird aber auch hier auf eine einfache Temperaturmessung zurückgeführt.

Das beschriebene Meßverfahren ist nicht neu. Bereits im Jahre 1941 ist von *Allen* und *Howe* in den USA ein Patent angemeldet worden, das die Grundzüge des genannten Verfahrens zum Gegenstand hatte [1]. Feuchtemeßgeräte, die nach diesem Prinzip arbeiten, sind industriell wohl erstmalig unmittelbar nach dem Kriege von der amerikanischen Firma Foxboro-Instrument Company unter der Bezeichnung „Dewcel“ in den Handel gebracht worden. Eine erste ausführlichere Beschreibung hat *Hickes* [2] gegeben. Über Untersuchungen hinsichtlich der Eignung des Meßverfahrens für meteorologische Feuchtemessungen wurde von *Conover* [3] berichtet. Eine umfassende experimentelle Untersuchung des Verfahrens hinsichtlich der Einflußgrößen haben *Tanner* und *Suomi* [4] vorgenommen.

Primär wird beim LiCl-Taupunkthygrometer der Dampfdruck bzw. der Taupunkt erfaßt. Es sind jedoch von mehreren Firmen auch Geräte entworfen worden, die unter zusätzlicher Erfassung der Lufttemperatur die relative Feuchte zu messen gestatten. Hierfür geeignete Schaltungen sind von *Lieneweg* [5], *Schömelzer* [6] und *Wallstein* [7] angegeben worden. Dabei handelt es sich in allen Fällen um Kunstschaltungen, die nur innerhalb eines beschränkten Lufttemperatur-Taupunkt-Bereiches ausreichend genaue Werte der relativen Luftfeuchte geben und deshalb für meteorologische Zwecke im allgemeinen nicht brauchbar sind.

Im Sinne der Regelungstechnik stellt das LiCl-Taupunkt-Hygrometer einen Regelkreis dar, wobei der Dampfdruck über den beiden miteinander im Gleichgewicht befindlichen Phasen

* Verfasser *Dr. Werner Höhne*, wiss. Mitarbeiter des Forschungsinsituts für Instrumenten-wesen der Akademie für Wissenschaften der D. D. R. (Berlin-Friedrichshagen, Stillerzeile 5)

(gesättigte Lösung — festes Kristall) als Regelgröße und der Dampfdruck der umgebenden Luft als Führungsgröße anzusehen ist. Stellgröße ist die Temperatur des Feuchtefühlers, die vom Heizstrom beeinflusst wird und ihrerseits wieder den Dampfdruck der Lösung bestimmt. Ein wesentlicher Vorteil dieses Regelkreises besteht darin, daß er keine mechanisch beweglichen Teile enthält.

Im folgenden soll der Einstellvorgang des LiCl-Taupunktthygrometers untersucht werden unter der Voraussetzung, daß sich bei konstanter Umgebungstemperatur der Dampfdruck der Luft um einen nicht zu großen Betrag von einem konstanten Anfangswert nach einer Sprungfunktion auf einen wiederum konstanten Endwert ändert. Die Zu- bzw. Abnahme des Dampfdrucks setzt im Meßgerät den selbsttätig ablaufenden Regelvorgang in Bewegung, der zu einer Temperaturänderung des Feuchtefühlers führt, wobei die Temperatur im gesamten Meßkörper als einheitlich vorausgesetzt wird. Die Übergangsfunktion der Regelstrecke, dargestellt durch den zeitlichen Verlauf der Temperatur des Meßkörpers, soll unter einigen vereinfachenden Annahmen abgeleitet werden.

Hierbei werden die folgenden Symbole verwendet:

Symbol	Größe	Dimension
T	Temperatur des Meßkörpers	[°K]
T _L	Lufttemperatur	[°K]
T _G	Gleichgewichtstemperatur des LiCl-Fühlers	[°K]
e	Dampfdruck der Luft (nach der Änderung)	[mbar]
e _i	Sättigungsdampfdruck der LiCl-Lösung	[mbar]
p	Luftdruck	[mbar]
θ	Zeit	[s]
a	Wärmeübergangszahl (Meßkörper-Luft)	[cal/cm ² .s.grd]
λ	Wärmeleitfähigkeit der Luft	(cal/cm s.grd)
D	Diffusionskoeffizient (Wasserdampf in Luft)	[cm ² /s]
F	Oberfläche des Meßkörpers	[cm ²]
C	Wärmekapazität des Meßkörpers	[cal/grd]
d	Durchmesser des Meßkörpers	[cm]
l	Länge des Meßkörpers	[cm]
W	Wassergehalt des Meßkörpers	[g]
G	Leitwert der Elektrodenstrecke	[Ohm ⁻¹]
N _H	Heizleistung	[W]
U _H	Heizspannung	[V]
U _o	Betriebsspannung	[V]
η	elektr. Wärmeäquivalent	[cal/W]
R _w	Gaskonstante für Wasserdampf	[cm ² /s ² °K]
ε	Emissionsvermögen des LiCl-Films im Langwelligen	—

Sieht man von den besonderen Verhältnissen bei der Inbetriebnahme des Gerätes ab, so kann man bei nicht zu großen Dampfdruckänderungen immer voraussetzen, daß auf der Oberfläche des Feuchtefühlers Lithiumchloridkristalle im Überschuß vorhanden sind. Die sich bei der Wasseraufnahme bildende Lösung wird daher praktisch immer gesättigt oder zumindest nahe am Sättigungszustand sein.

Für die zeitliche Änderung der Wasseraufnahme des Meßkörpers gilt die Diffusionsgleichung

$$(1a) \quad \frac{dW}{d\theta} = D \cdot F \frac{1}{R_w T} \frac{de}{dx}$$

die analog zur Wärmeleitungsgleichung

$$(1b) \quad \frac{dQ}{d\theta} = \lambda F \frac{dT}{dx}$$

geformt ist. Ersetzt man die räumlichen Differentialquotienten durch die Differenzenquotienten, so erhält man

$$(2a, b) \quad \frac{dW}{d\theta} = D \cdot F \frac{1}{R_w T} \frac{\Delta e}{\Delta x} \quad \text{und} \quad \frac{dQ}{d\theta} = \lambda F \frac{\Delta T}{\Delta x}$$

Nach dem Newtonschen Gesetz kann man im zweiten Falle schreiben:

$$(3b) \quad \frac{dQ}{d\theta} = -\alpha F \cdot (T - T_L),$$

wenn die Wärmemenge, die dem Feuchtfühler zugeführt wird, mit dem positiven Vorzeichen versehen wird. Aus (2b) und (3b) ergibt sich, falls man $-\Delta T = T - T_L$ setzt:

$$(4) \quad a = \frac{\lambda}{\Delta x}.$$

Führt man (4) in (2a) ein, so erhält man analog

$$(3a) \quad \frac{dW}{d\theta} = -D \cdot F \frac{\alpha}{\lambda} \frac{1}{R_w T} (E_1 - e) = -c_1 \cdot \alpha F (E_1 - e),$$

wobei $c_1 = (D/\lambda R_w T)$ eine Funktion der Temperatur und des Luftdruckes ist. E_1 bezeichnet in (3a) den Dampfdruck der mit der festen Phase im Gleichgewicht stehenden gesättigten Lösung, der von der Temperatur abhängig ist. Den Gesamtwassergehalt des Feuchtfühlers ermittelt man durch zeitliche Integration von (3a) zu

$$(5) \quad W = W_0 - \int_0^{\theta} c_1 \cdot \alpha F [E_1(T) - e] d\theta$$

Unter der Voraussetzung, daß c_1 nur geringfügig temperaturabhängig ist und sich daher beim Einstellvorgang nur unwesentlich ändert, läßt sich die Beziehung (5) durch

$$(5a) \quad W = W_0 - c_1 \cdot \alpha F \int_0^{\theta} [E_1(T) - e] d\theta$$

ersetzen. Der elektrische Leitwert zwischen den beiden Elektroden ist in erster Linie vom Wassergehalt des Feuchtfühlers, daneben aber auch geringfügig von dessen Temperatur abhängig. Da das Lithiumchloridkristall als Isolator angesprochen werden kann, und die Lösung praktisch immer im gesättigten Zustand vorliegt, darf man annehmen, daß der Leitwert sich annähernd mit der Schichtstärke des Lösungsfilmes und (da die Oberfläche konstant und groß gegenüber der Schichtstärke ist) mit der Menge des gelösten Wassers gleichmäßig ändert, wobei die Proportionalitätskonstante noch von der Temperatur abhängen kann:

$$(6) \quad \frac{dG}{dW} = c_2(T).$$

In erster Näherung ergibt sich dann für G

$$(7) \quad G = G(W_0) + \frac{dG}{dW} \cdot (W - W_0) \\ G = c_2 W + [G(W_0) - c_2 W_0].$$

Durch Einsetzen von (5a) in (7) gelangt man zu der Beziehung

$$(8) \quad G = G(W_0) - c_1 c_2 \alpha F \int_0^{\theta} [E_1 - e] d\theta.$$

Da an den Elektroden, zwischen denen der Leitwert G besteht, eine Heizspannung U_H anliegt, erwärmt sich der Feuchtfühler. Die Stärke und Geschwindigkeit der Erwärmung wird durch die Heizleistung N_H bestimmt. Sie beträgt

$$(9) \quad N_H = \eta U_H^2 \cdot G = \eta U_0^2 \frac{G}{[1 + R_w G]^2},$$

wenn R_w den in Reihe mit dem Elektrolytwiderstand liegenden Vorwiderstand und U_0 die Betriebsspannung bezeichnen. Der Vorwiderstand R_w ist erforderlich, um bei Inbetriebnahme des Gerätes den Anheizstrom zu begrenzen. Bei normaler Arbeitweise ist $R_w \ll 1/G$ und demzufolge $U_H \approx U_0$. Der Einfluß des veränderlichen Leitwertes während des Einstellvorgangs auf die Spannung U_H kann daher vernachlässigt werden. Durch Einsetzen von (8) in (9) erhält man

$$(10) \quad N_H = \eta U_H^2 \left\{ G(W_0) - c_1 c_2 \alpha F \int_0^{\theta} [E_1(T) - e] d\theta \right\}.$$

Die Temperatur des Meßkörpers soll im folgenden zunächst als räumlich einheitlich angesehen werden. Sie ergibt sich aus der Wärmeübergangsgleichung für den Feuchtfühler

$$(11) \quad C \frac{dT}{d\theta} = N_H - N_K - N_S - N_L,$$

wobei N_K , N_S und N_L die durch Wärmekonvektion, durch Strahlung und durch Wärmeableitung in den Halterungen und Stromzuführungen des Feuchtfühlers in der Zeiteinheit abgegebenen Wärmemengen bezeichnen. Es ist

$$(12) \quad N_K = \alpha F \cdot (T - T_L),$$

und

$$(13) \quad \begin{aligned} N_S &= \epsilon F \cdot \sigma [T^4 - T_L^4] \\ &= 3 \cdot \epsilon F \cdot \sigma T_m^3 (T - T_L) = \alpha_s F \cdot (T - T_L), \end{aligned}$$

wenn der Meßkörper mit einer ihn vollständig umgebenden Oberfläche im Strahlungsaustausch steht, die sich auf Lufttemperatur befindet und deren Fläche groß ist gegenüber der des Meßkörpers. T_m bezeichnet hierbei eine Temperatur, die zwischen der der Luft und der des Meßkörpers liegt, σ die Stefan-Boltzmannsche Konstante. An den Wärmeleitungsvorgängen in axialer Richtung im Feuchtfühler sind mehrere Materialien beteiligt. Die einzelnen Wärmeströme in den verschiedenen Stoffen mit den Wärmeleitfähigkeiten λ_{mr} und den Querschnitten q_r sind zu summieren. Wir nehmen ferner an, daß sich die Halterung des Meßkörpers nahezu auf Lufttemperatur befindet und können dann den Wärmeleitungsvorgang auch als Wärmedurchgang auffassen, wobei eine Wärmedurchgangszahl α_L einzuführen ist. Wird mit q der Gesamtquerschnitt des Feuchtfühlers bezeichnet, so ist

$$(14) \quad N_L = - \sum_r \lambda_{mr} \cdot q_r \cdot \frac{dT}{d\theta} = \alpha_L \cdot q (T - T_L) = \alpha_L \cdot \frac{q}{F} F (T - T_L).$$

Der Ausdruck (q/F) ist für einen zylindrischen Körper gleich dem Verhältnis $(d/4 \cdot l)$ und damit nur von den Abmessungen des Feuchtfühlers abhängig. Durch Einsetzen von (12), (13), und (14) in (11) ergibt sich

$$(15) \quad C \frac{dT}{d\theta} = \eta U_H^2 \left\{ G(W_0) - c_1 c_2 \alpha F \int_0^\theta [E_1(T) - e] d\theta \right\} - (\alpha + \alpha_s + \alpha_L \cdot \frac{q}{F}) F (T - T_L).$$

Nach Division der Gleichung (15) durch die Wärmekapazität C und Differentiation nach der Zeit θ gelangt man zu der Differentialgleichung

$$(16) \quad \frac{d^2 T}{d\theta^2} + \frac{(\alpha + \alpha_s + \alpha_L \cdot \frac{q}{F}) F}{C} \frac{dT}{d\theta} + \frac{\alpha F}{C} \cdot c_1 c_2 \eta U_H^2 [E_1(T) - e] = 0.$$

Bei kleineren Änderungen von e wird sich auch die Temperatur T nur wenig ändern. Wir können daher in Übereinstimmung mit den experimentellen Ergebnissen von *Whyllie* [8] für $E_1(T)$ den linearen Ansatz

$$(17) \quad E_1(T) = E_1(T_G) + \frac{dE_1(T_G)}{dT} \cdot (T - T_G)$$

als gültig annehmen, der den Dampfdruck der gesättigten Lösung in der Umgebung der Temperatur T_G wiedergibt. T_G bezeichnet die sogenannte Gleichgewichtstemperatur (auch LiCl-Taupunkt genannt), für die die Beziehung

$$(18) \quad E_1(T_G) = e$$

gilt. Durch Einsetzen von (17) geht die Differentialgleichung (16) über in

$$(19) \quad \frac{d^2 T}{d\theta^2} + \frac{(\alpha + \alpha_s + \alpha_L \cdot \frac{q}{F}) F}{C} \cdot \frac{dT}{d\theta} + \frac{\alpha F}{C} c_1 c_2 \eta U_H^2 \cdot \frac{dE_1(T_G)}{dT} \cdot (T - T_G) = 0.$$

Da der Dampfdruck der Luft e nach der sprunghaften Änderung als konstant vorausgesetzt wird, gilt das gleiche auch für T_G . Unter dieser Bedingung ist

$$\frac{dT}{d\theta} = \frac{d(T - T_G)}{d\theta}.$$

Durch die Transformation

$$(20) \quad T - T_g = \Theta$$

erhält man anstelle von (19)

$$(21) \quad \frac{d^2\Theta}{d\vartheta^2} + \frac{(\alpha + \alpha_s + \alpha_L \cdot \frac{q}{F}) F}{C} \frac{dT}{d\vartheta} + \frac{\alpha F}{C} c_1 c_2 \eta U_H^2 \cdot \frac{dE_1(T_g)}{dT} \cdot \Theta = 0$$

oder, wenn man zur Vereinfachung die Bezeichnungen

$$(22a, b) \quad \frac{(\alpha + \alpha_s + \alpha_L \cdot \frac{q}{F}) F}{2C} = \beta \quad \text{und} \quad \frac{\alpha F}{C} \cdot \frac{D}{\lambda} \cdot \frac{1}{R_w T} \cdot \frac{dG(W_o)}{dW} \eta U_H^2 \frac{dE_1(T_g)}{dT} = \omega_o^2$$

einführt, die Differenzialgleichung

$$(22) \quad \frac{d^2\Theta}{d\vartheta^2} + 2\beta \frac{d\Theta}{d\vartheta} + \omega_o^2 \Theta = 0.$$

Sofern man die beiden Koeffizienten 2β und ω_o^2 als Konstanten betrachten darf, ist dies die Differentialgleichung der gedämpften Schwingung. Sie besitzt bekanntlich drei verschiedene Lösungen, je nach den Werten der Koeffizienten. Man erhält für

$$\begin{array}{ll} \omega_o^2 - \beta^2 > 0 & \text{die gedämpfte harmonische Schwingung,} \\ \omega_o^2 - \beta^2 = 0 & \text{den aperiodischen Grenzfall,} \\ \omega_o^2 - \beta^2 < 0 & \text{eine aperiodische Kriechbewegung.} \end{array}$$

Bei der Auslegung des LiCl-Taupunkthygrometers wählt man meist den ersten Fall und nimmt ein geringes Überschwingen in Kauf, um die Einstellzeit hinreichend kurz halten zu können. Maßgebend für die Form des Einstellvorganges ist also der Wert der Größe

$$(23) \quad \frac{D}{\lambda} \cdot \frac{1}{R_w T} \eta U_H^2 \frac{dG(W_o)}{dW} \cdot \frac{dE_1(T_g)}{dT} - \frac{\alpha F}{4C} \cdot \left[1 + \frac{\alpha_s + \alpha_L \cdot \frac{q}{F}}{\alpha} \right]^2.$$

Im zweiten Glied von (23) tritt der Faktor (F/C) auf. Beim Einsetzen von Zahlenwerten ist zu beachten, daß die Oberfläche F nicht allein von der geometrischen Fläche des zylindrischen Feuchtefühlers, sondern durch die Gesamtoberfläche des Glasfasergespinnstes gebildet wird. Hierdurch erfolgt eine wesentliche Vergrößerung des Faktors (F/C) , was sich nach *Wallstein* [7] auf die Ansprechzeit günstig auswirkt. Die effektive Oberfläche ist aber der Zylinderfläche proportional. Deshalb ist der Ausdruck (F/C) , wie sich leicht nachrechnen läßt, der mittleren spezifischen Wärme und der mittleren Dichte direkt sowie dem Durchmesser d umgekehrt proportional. Eine Vergrößerung des Durchmessers des Meßkörpers verkleinert das zweite Glied und begünstigt damit die Einstellgeschwindigkeit aber auch die Schwingneigung des Systems. Im ersten Glied sind die Größen D , λ , dG/dW und dE_1/dT und im zweiten die Größen α , α_s und α_L Temperaturabhängig.

Nach Messungen von *Loschmidt* (siehe [9], S. 418) gilt angenähert $D \sim (T^2/p)$. Bei mittleren Lufttemperaturen müßte D danach etwa um das +0,0067 fache seines Wertes bei einem Temperaturanstieg von 1 grad zunehmen. Die Wärmeleitfähigkeit der Luft λ besitzt nach der in [9] angegebenen Tabelle 22 einen Temperaturkoeffizienten von etwa +0,0028 grad⁻¹. Zahlenwerte über die Abhängigkeit der Gaskonstanten für Wasserdampf von der Temperatur sind 1937 von *Koch* angegeben worden [10]. Hiernach beträgt der Temperaturkoeffizient im Interwall zwischen 0°C und 100°C im Mittel nur -0,00015 grad⁻¹; steigt aber mit der Temperatur relativ schnell an. Die Größe $(D/\lambda R_w T)$ müßte nach dieser Abschätzung mit der Temperatur zunehmen. Ihr Temperaturbeiwert errechnet sich zu etwa +0,0008 grad⁻¹. Experimentell bestimmte Werte, wie sie beispielsweise auch von *Morris* und *Sobel* [11] bei der Abschätzung der Ansprechgeschwindigkeit von Elektrolythygrometern verwendet worden sind, stehen hiermit in Übereinstimmung. Der elektrische Leitwert der Elektrodenstrecke ändert sich proportional mit der Leitfähigkeit des Elektrolyten, deren Temperaturbeiwert mit etwa +0,022 grad⁻¹ veranschlagt werden kann und somit um mehr als eine Größenordnung höher liegt als der von $(D/\lambda R_w T)$. Am stärksten dürfte der Temperatureinfluß von dE_1/dT_g ins Gewicht fallen. Der Temperaturkoeffizient dieser Größe läßt sich aus dem Verlauf der Umwandlungskurve entnehmen, die den Dampfdruck der gesättigten LiCl-Lösung als Funktion der Gleichgewichtstemperatur darstellt. Der Verlauf dieser Kurve ist von der Hydratationsstufe des LiCl-Kristalles abhängig, das neben der gesättigten Lösung und dem Wasserdampf als dritte Phase vorhanden ist. Solange sich das Hydrat nicht ändert, läßt sich der Dampfdruck der gesättigten Lösung E_1 als Funktion der Temperatur T_g mit guter Näherung durch einen Ansatz der Form

$$(24) \quad E_1(T_G) = a \cdot \exp\left(-\frac{b}{T_G}\right) = E(T_{G0}) \cdot \exp\frac{b}{T_{G0}} \left[1 - \frac{T_{G0}}{T_G}\right]$$

darstellen. Die Konstanten a und b haben für die verschiedenen Hydrate, in denen das LiCl-Kristall vorkommt, unterschiedliche Werte. Stellt man $\log E$ als Funktion von $1/T_G$ dar, so ergibt sich ein Polygonenzug, dessen Knickstellen die Quadrupelpunkte sind, bei denen sich vier Phasen (Wasserdampf, gesättigte Lösung und zwei Hydrate) miteinander im Gleichgewicht befinden. Eine Umwandlungskurve ist in dieser Art von *Lieneueg* [5] angegeben worden. Aus ihr lassen sich die Werte entnehmen, die zur Berechnung der Funktionen (24) erforderlich sind. Die Ände-

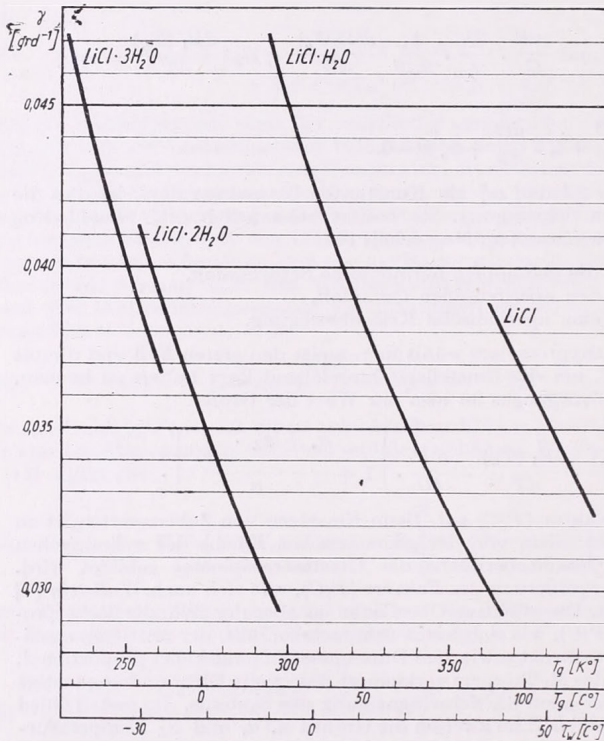


Abb. 1: Der Temperaturkoeffizient der Größe dE_L/dT_G , $\gamma = [1/(dE_L/dT_G)] \cdot (d^2E_L/dT_G^2)$, in Abhängigkeit von der Gleichgewichtstemperatur T_G , dargestellt für die verschiedenen Hydrate des Lithiumchlorids

1. ábra: A dE_L/dT_G mennyiség hőmérsékleti együtthatója, $\gamma = [1/(dE_L/dT_G)] \cdot (d^2E_L/dT_G^2)$, a T_G egyensúlyi hőmérséklettől való függésben a lithiumklorid különböző hidrátjai számára előállítva

ring des Dampfdrucks der gesättigten Lösung mit der Temperatur findet man durch Differenzierung von (24) zu

$$(25) \quad \frac{dE_1}{dT_G} = \frac{a \cdot b}{T_G^2} \exp\left(-\frac{b}{T_G}\right) = \frac{b}{T_G^2} \cdot E_1$$

Der Temperaturkoeffizient dieser Größe ergibt sich nach nochmaliger Differentiation zu

$$(26) \quad \gamma = \frac{1}{\frac{dE_1}{dT_G}} \cdot \frac{d^2 E_1}{dT_G^2} = \frac{b - 2T_G}{T_G^2}$$

Innerhalb des meteorologisch interessanten Bereiches liegen die γ -Werte zwischen 0,030 und 0,046 grad^{-1} mit einem Durchschnittswert, der etwa bei 0,038 grad^{-1} liegt. Der Verlauf der Größe γ als Funktion von T_G ist in der Abb. 1 dargestellt. γ ist im Mittel nahezu doppelt so groß wie der Temperaturkoeffizient des Leitwertes und besitzt das gleiche Vorzeichen wie dieser. Der Temperatureinfluss des ersten Termes von (23) beträgt daher insgesamt etwa 5% pro Grad. Demgegenüber sind die Änderungen der anderen Größen mit der Temperatur von untergeordneter Bedeutung.

Am Meßkörper dürfte sich bei größeren Temperaturunterschieden eine frei Konvektionsströmung ausbilden. Nach *Gröber* [12] gilt für die Wärmeübergangszahl α eines waagerechten zylindrischen Körpers mit dem Durchmesser d

$$(27) \quad \alpha = \text{const.} \sqrt[4]{Gr} \frac{\lambda}{d}$$

wobei

$$(28) \quad Gr = b(T) p^2 d^3 (T - T_L)$$

ist. Zahlenwerte für die Funktion $b(T)$ findet man ebenfalls bei Gröber. Nach Einsetzen von (27) in (28) ergibt sich

$$(27a) \quad \alpha = \text{const.} \lambda (T) \sqrt[4]{b(T)} \cdot \sqrt[4]{\frac{p^2 (T - T_L)}{d}}$$

$$\alpha = \text{const.} b'(T) \sqrt[4]{\frac{p^2 (T - T_L)}{d}}$$

Der Temperaturkoeffizient der Größe b' errechnet sich aus den Temperaturbeiwerten von b und λ zu nur $-0,0002 \text{ grad}^{-1}$. Man darf daher der Faktor b' als temperaturunabhängig annehmen. Die Wärmeübergangszahl ist jedoch in starkem Maße von der Temperaturdifferenz $(T - T_L)$ abhängig. Die Konvektionsströmung und damit α werden umso größer, je höher die relative Luftfeuchte ist; denn die höchsten Temperaturunterschiede werden bei 100% relativer Feuchte beobachtet. α_s steigt nach (13) mit der dritten Potenz der Temperatur an. Der Temperaturkoeffizient dieser Größe beträgt daher etwa $0,01 \text{ grad}^{-1}$. Über die Temperaturabhängigkeit des Wärmedurchganges läßt sich im allgemeinen nichts aussagen, da die Temperaturkoeffizienten des Wärmeleitvermögens je nach den verwendeten Stoffen recht unterschiedlich sein können. Bei den meisten glasartigen Stoffen nimmt die Wärmeleitung mit steigender Temperatur zu, bei den Metallen dagegen ab; jedoch wird dieser Einfluß wesentlich geringer sein als der bei α_s . Da aber andererseits meist $\alpha_s \ll \alpha$ ist, kommt der relativ große Temperatureinfluß von α_s praktisch kaum zur Wirkung. Nur bei hohen Meßkörpertemperaturen, d. h. bei hohen Dampfdrücken wird sich der Temperatureinfluß von α_s überhaupt bemerkbar machen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der Temperatureinfluß im wesentlichen durch den Temperaturbeiwert der Dampfdruckänderung über der gesättigten Lösung mit der Temperatur und dem Temperaturkoeffizienten des Leitwertes bestimmt wird. Hohe Werte der relativen Luftfeuchte wirken sich etwas auf das zweite Glied von (23) aus und lassen den Einschwingvorgang gedämpfter und damit langsamer verlaufen.

α und D sind ferner vom Luftdruck abhängig, und zwar ist annähernd $\alpha \sim \sqrt[4]{p}$ und $D \sim 1/p$. Unter normalen Verhältnissen sind jedoch die Änderungen des Luftdruckes in Bodennähe so gering, daß die hierdurch verursachten Einflüsse auf den Einstellvorgang gegenüber den Temperatureinflüssen vernachlässigbar sind. Beim Einsatz des Meßverfahrens für aerologische Zwecke ist zu beachten, daß Druck- und Temperatureinflüsse in entgegengesetzter Richtung wirken, wodurch bei Messungen in größeren Höhen die trägere Anzeige infolge der niedrigeren Temperaturen durch die Beschleunigung des Einstellvorganges bei niedrigerem Luftdruck teilweise kompensiert wird.

Die Wärmeübergangszahl ist bei erzwungener Strömung ferner von der Strömungsgeschwindigkeit abhängig. Dieser Einfluß braucht jedoch hier nicht berücksichtigt zu werden, da am Meßkörper keine stärkeren Luftbewegungen auftreten dürfen, wenn die Meßgenauigkeit gewahrt bleiben soll. Der Fehler, der durch die Luftströmung am Feuchtefühler zustande kommt, ist von Tanner und Suomi [4] experimentell untersucht worden.

Beim Bau eines LiCl-Taupunkt hygrometers kann in erster Linie über die Heizspannung U_H , den Durchmesser des Feuchtefühlers d und — durch Veränderung des Elektrodenabstandes — über den Leitwert bei konstanter Schichtstärke des Elektrolyten frei verfügt werden. Die beiden letzten Größen liegen dann jedoch

fest und lassen sich durch andere Faktoren nicht mehr wesentlich beeinflussen. Die Heizspannung U_H muß nun so gewählt werden, daß der Einstellvorgang auch bei höheren Temperaturen mit nur geringem Überschwingen erfolgt; d. h. der Ausdruck (23) darf nur schwach positiv ausfallen. Bei schwankendem Dampfdruck ergibt sich die günstigste Einstellung ohne Überschwingungen bekanntlich bei dem Dämpfungsgrad $\beta/\omega_o=0,83$; aber selbst bei einem Dämpfungsgrad $\beta/\omega_o=0,5$ tritt nur eine Amplitudenvergrößerung von maximal 20% auf. Solange demnach $\beta^2 \leq 0,25 \omega_o^{2\#}$ ist, kann der Einstellvorgang als günstig bezeichnet werden. Mit abnehmender Temperatur nimmt jedoch ω_o immer mehr ab. Bei tieferen Temperaturen wird dann die Größe (23) negativ werden. Der Einstellvorgang der Gleichgewichtstemperatur vollzieht sich unter diesen Bedingungen in Form einer aperiodischen Kriechbewegung. Die Einstellzeit wird hierbei wesentlich vergrößert, worauf auch die experimentellen Untersuchungen von *Tanner* und *Suomi* sowie von *Brasefield* [13] hinweisen. Die Abschätzungen zeigen einen Weg zur Verringerung der Einstellzeit bei tiefen Temperaturen. Für den Einstellvorgang des LiCl-Hygrometers wäre es wesentlich günstiger, wenn die Heizspannung nicht konstant bliebe, sondern mit fallender Temperatur um etwa 3% pro Grad zunehmen würde. Hierdurch ließe sich der Temperatureinfluß der beiden Größen dG/dW und dE_L/dT_G im wesentlichen kompensieren. Die Übergangsfunktion des Hygrometers würde sich innerhalb eines bedeutend weiteren Interwalls optimal gestalten lassen.

Bei den bisherigen Betrachtungen war vorausgesetzt worden, daß sich der Dampfdruck vor dem Einstellvorgang sprunghaft um einen *kleinen* Betrag ändert, so daß das Lithiumchlorid am Feuchtefühler jederzeit sowohl als gesättigte Lösung, als auch in Kristallform vorhanden ist. Bei größeren Dampfdruckänderungen lassen sich diese Forderungen nicht mehr aufrechterhalten. Im folgenden sollen die Vorgänge zunächst bei einer größeren Abnahme und danach bei einem stärkeren Anstieg des Dampfdruckes untersucht werden.

Da die Schichtstärke des LiCl-Filmes im Gleichgewichtszustand nur gering ist, kann bei einer Temperatur des Meßkörpers, die über der Gleichgewichtstemperatur liegt, nur eine begrenzte Wassermenge abgegeben werden. Solange im Glasgespinst noch Lösung vorhanden ist, erfolgt der Einstellvorgang nach der Differentialgleichung (21). Bei ausreichend großen ω_o -Werten kann es vorkommen, daß die Lösung völlig auskristallisiert. Zum Zeitpunkt $\vartheta = \vartheta_1$ möge praktische das gesamte in der Lösung enthaltene Wasser (bis auf unbedeutende Reste) verdunstet sein. Dieser Zeitpunkt errechnet sich aus der Beziehung (5) für $W=0$. Von dann ab fließt kein Heizstrom mehr im Feuchtefühler. Die weitere Abkühlung folgt der Differentialgleichung

$$(29) \quad C \frac{dT}{d\vartheta} = - (\alpha + \alpha_s + \alpha_L \frac{q}{F}) F (T - T_L),$$

deren Lösung unter den gegebenen Anfangsbedingungen

$$(30) \quad T(\vartheta) = T_L + [T(\vartheta_1) - T_L] \cdot \exp. [-2\beta(\vartheta - \vartheta_1)]$$

lautet. Bereits vom Zeitpunkt $\vartheta = \vartheta_1$ ab wird die Neigung der Temperaturkurve immer flacher. Die Beziehungen (29) und (30) gelten bis zum Zeitpunkt $\vartheta = \vartheta_2$, zu dem $T(\vartheta_2) = T_G$ wird. Beim Unterschreiten der neuen Gleichgewichtstemperatur nimmt der Meßkörper wieder Wasserdampf auf. Die weitere Einstellung erfolgt nun wieder nach der Differentialgleichung (21). Man sieht, daß bei größeren Dampfdruckabnahmen ein Überschwingen trotz der wesentlich verringerten Einstellungsgeschwindigkeit unvermeidlich ist. Die Geschwindigkeit der Einstellung hängt in hohem Maße von der Differenz ($T_G - T_L$) ab. Bei geringen Werten der relativen Feuchte ist diese klein. Der Einstellvorgang benötigt dann u. U. beträchtliche Zeit.

Anders liegen die Verhältnisse bei einem stärkeren Dampfdruckanstieg. Ein ausreichend-getränkter Feuchtefühler wird eine größere Menge an LiCl-Kristallen besitzen, die über eine längere Zeit $\vartheta'_1 > \vartheta_1$ zur Bildung einer gesättigten Lösung zur Verfügung stehen. Aber selbst dann, wenn in dieser Zeit die neue Gleichgewichtstemperatur noch nicht erreicht ist, steigt der Leitwert des Elektrolyten auch bei weiterer Wasseraufnahme noch an, weil eine gesättigte LiCl-Lösung mit zunehmender Verdünnung bis zu einem bestimmten Maximalwert (bei einer Konzentration von ca. 6 g-Äquivalenten/Liter) ihr Leitvermögen erhöht. Unterstützt wird dieser Vorgang durch die rasche Zunahme der Leitfähigkeit des Elektrolyten mit der Temperatur. Sobald sich die Lösung verdünnt, steigt der Dampfdruck der Lösung. Hierdurch sind einer weiteren Verdünnung Grenzen gesetzt. Bei Bildung einer verdünnten Lösung erfolgt der Einstellvorgang zwar nicht mehr exakt, wohl aber

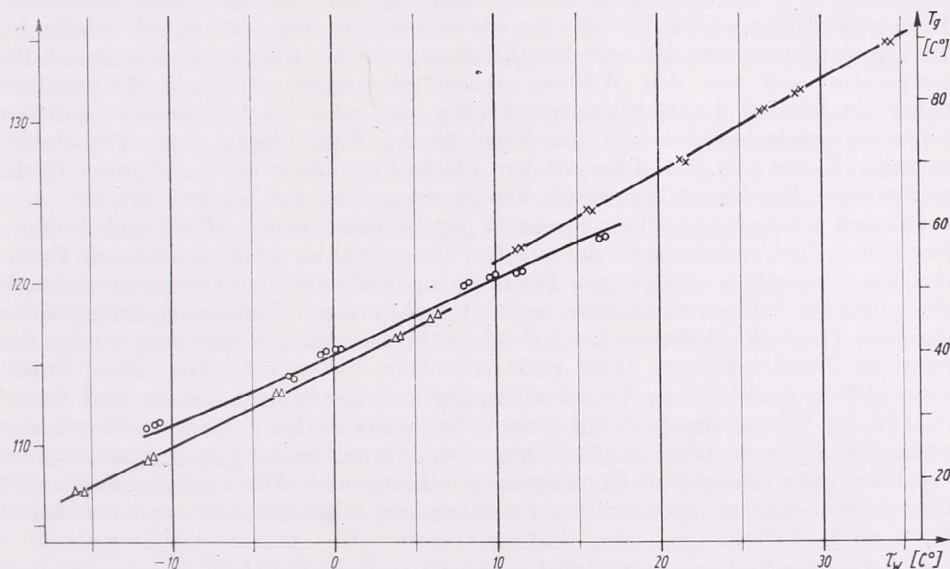


Abb. 2: Widerstand bzw. Temperatur eines LiCl-Feuchtefühlers als Funktion des Taupunktes τ_w bei drei unterschiedlichen Lufttemperaturen: a) $T_L = 40^\circ \text{C}$ (\times), b) $T_L = 20^\circ \text{C}$ (\circ), c) $T_L = 6^\circ \text{C}$ (\triangle).

2. ábra: Egy LiCl nedvességérzékelőnek az ellenállása ill. hőmérséklete, mint a τ_w harmatpont függvénye három különböző léghőmérséklet mellett: a) $T_L = 40^\circ \text{C}$ (\times), b) $T_L = 20^\circ \text{C}$ (\circ), c) $T_L = 6^\circ \text{C}$ (\triangle).

immer noch angenähert nach der Differentialgleichung (21). Allerdings wird der Heizstrom und damit auch der weitere Temperaturanstieg durch den Vorwiderstand R_v begrenzt, so daß u. U. die Heizspannung U_H absinkt. Hierdurch wird, wie auch bereits Wallstein [7] hervorhob, bei größeren Dampfdruckanstiegen das Überschwingen vermindert, ohne daß dabei die Einstellzeit unzulässig stark erhöht wird.

Die unterschiedliche Arbeitsweise des LiCl-Taupunkthygrometers bei Zu- und Abnahme des Dampfdruckes um größere Beträge erklärt auch die bereits von Conover [3] beobachtete Tatsache, daß der Einstellvorgang bei einer Dampfdruckzunahme im allgemeinen schneller vor sich geht als bei einer Dampfdruckabnahme. Dieser Sachverhalt trifft aber nur bei größeren Änderungen zu. Bei geringeren Schwankungen des Dampfdruckes ist die Differentialgleichung (21) gültig, die zeigt, daß der Einstellvorgang von der Richtung der Feuchteänderung fast unab-

hängig ist. Da die in der Atmosphäre auftretenden kurzperiodischen Feuchteschwankungen im Normalfall nur geringe Beträge annehmen werden, scheint der Einwand von *Tanner* und *Suomi* [4] nicht berechtigt, die auf Grund der unterschiedlichen Einstellzeiten auf eine unrichtige Integration des mittleren Taupunktes schließen.

Bei der theoretischen Behandlung des Einstellvorganges waren einige Vereinfachungen notwendig. So wurde beispielsweise die Temperatur des Meßkörpers als einheitlich vorausgesetzt. Da das Meßelement an den Halterungen und über die Zuleitungen mit anderen festen Teilen des Feuchtegebers in Verbindung steht und nicht die gesamte Oberfläche des Feuchtefühlers von Elektrodenystem bedeckt ist, finden im und am Meßkörper Wärmeübertragungsvorgänge statt, die Temperaturunterschiede voraussetzen. Die Gleichgewichtstemperatur T_G wird daher exakt nur von der gesättigten Lösung angenommen; der im Innern befindliche Temperaturfühler besitzt bereits eine etwas geringere Temperatur. Die Größe der Temperaturabweichung ist von der Differenz zwischen Gleichgewichts- und Lufttemperatur und von den Wärmeaustauschbedingungen abhängig. Es entsteht daher ein Einfluß der Lufttemperatur (bzw. der relativen Luftfeuchte) und der Strömungsgeschwindigkeit auf das Ergebnis der Dampfdruck- bzw. Taupunktmessung. In der Abb. 2 sind die mit dem Elektrohygrometer der Fa. *Feutron*, Greiz, gewonnenen Ergebnisse dargestellt. Die Messungen wurden bei drei verschiedenen, annähernd konstanten Lufttemperaturen durchgeführt. In der Abb. 2 sind die Ohmwerte bzw. die Temperaturen, die mit dem Feuchtefühler erfaßt wurden, als Funktion des Taupunktes eingetragen. Die drei eingezeichneten Kurven gehen nicht ineinander über sondern aneinander vorbei. Unter extremen Bedingungen wurden bei gleichem Taupunkt Differenzen von 2—3 grd beobachtet. Bei extremen Werten der relativen Feuchte können daher recht erhebliche Fehler entstehen. Diese Ergebnisse stehen qualitativ in Übereinstimmung mit denen von *Tanner* und *Suomi* [4, 14]. Zur Verringerung des auf diese Weise entstehenden Fehlers wurde von den genannten Autoren 1958 vorgeschlagen, den Wärmeübergang vom Feuchtefühler zur Umgebung infolge von Konvektion, Strahlung und Wärmeleitung durch eine thermische Isolation des gesamten Feuchtegebers möglichst klein und annähernd konstant zu halten.

Neben der Lufttemperatur sind auch alle anderen Faktoren, die den Wärmeaustausch am Feuchtefühler mitbestimmen, auf das Meßergebnis von Einfluß. Von außen kommende Strahlungsströme (direkte Sonnenstrahlung!) und Luftbewegungen müssen daher vom Feuchtefühler ferngehalten werden.

Bei Behandlung des Einstellvorganges wurden ferner gleichbleibende Umgebungstemperaturen gefordert. Langsame Lufttemperaturänderungen wirken sich jedoch hierbei kaum aus, weil der Regelkreis des Feuchtefühlers diesen mühelos folgen kann. Plötzliche größere Änderungen oder Schwankungen von Temperatur und Strömungsgeschwindigkeit bedingen jedoch auch ohne Dampfdruckänderung einen Einstellvorgang am Meßkörper, der nicht ohne vorübergehende Regelabweichung erfolgt. Auf Fehler dieser Art hat bereits *Conover* [3] hingewiesen. Besondere Erscheinungen treten bei Dampfdruckänderungen dann auf, wenn sich die Kristallform der festen LiCl-Phase ändert. Die Auswirkungen auf den Meßvorgang sind verschieden, je nachdem, ob das neu gebildete Hydrat mehr oder weniger Wasser im Kristallverband enthält. Nähert sich die Gleichgewichtstemperatur dem Quadrupelpunkt von unten, so wird bei der Umwandlung Wasser abgegeben. Dieses Wasser wird innerhalb eines relativ kurzen Zeitraumes frei und kann nicht genügend schnell verdunstet werden. Daher wird ein Teil der Kristalle gelöst und der elektrische Leitwert sprunghaft erhöht. Die Folge ist eine vorübergehende starke

Erwärmung des Feuchtemessers ähnlich wie beim Einschalten des Gerätes. Der Feuchtemesser ist erst wieder meßbereit, wenn die neue Gleichgewichtstemperatur erreicht worden ist. — Nähert sich die Gleichgewichtstemperatur dem Quadrupelpunkt von oben, so wird bei der Kristallumbildung Wasser verbraucht. Da das im Gleichgewichtszustand in Lösung befindliche Wasser hierzu meist nicht ausreicht, benötigt der Umwandlungsvorgang in diesem Falle längere Zeit, bis die erforderliche Wasserdampfmenge aus der Umgebung aufgenommen worden ist. Während dieser Zeit trocknet die Oberfläche des Meßkörpers praktisch aus. Der Heizstrom wird nahezu vollständig unterbunden und der Meßkörper kühlt sich nach einer Exponentialfunktion ab. Erst wenn das neue Hydrat vollständig gebildet ist, kann der Regelungsvorgang wieder arbeiten, und sich eine neue Gleichgewichtstemperatur einstellen.

In der Nähe der Umwandlungspunkte ist eine Messung aus den beschriebenen Gründen praktisch nicht möglich. Dies engt die Anwendbarkeit des LiCl-Taupunkt-hygrometers etwas ein. Glücklicherweise liegen die Umwandlungspunkte beim Lithiumchlorid am Rande des Bereiches, der für meteorologische Messungen unter normalen Bedingungen interessant ist.

Bei der Umwandlung der Hydrate gibt es ähnliche Erscheinungen wie bei der Gefrierpunktniedrigung: Die Umwandlung der Hydrate — namentlich die von $\text{LiCl} \cdot \text{H}_2\text{O}$ in $\text{LiCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — findet nicht bei einer genau definierten Temperatur, sondern innerhalb eines gewissen Temperaturbereiches statt. Es tritt daher in diesen Bereichen eine gewisse Zweideutigkeit auf, da nicht von vornherein bekannt ist, welche Umwandlungskurve im vorliegenden Falle zuständig ist. Die Gleichgewichtstemperatur kann daher nur bei Kenntnis der festen Phase genau angegeben werden. Meßfehler infolge solcher Unter- bzw. Übersättigungserscheinungen, auf die vor allem *Lieneweg* [5] aufmerksam gemacht hat, werden vor allem bei Taupunkten $< 10^\circ \text{C}$ beobachtet.

Der Dampfdruck der gesättigten Lösung $E_1 = E_1(T)$ wird gewöhnlich für eine ebene Oberfläche angegeben. Im Feuchtefühler wird jedoch die Lösung durch das feine Glasgespinst aufgesaugt. Die tatsächliche Oberfläche der Lösung weicht daher im Gleichgewichtszustand stark von einer ebenen Fläche ab. Über der gekrümmten Oberfläche ist der Dampfdruck höher als über der ebenen. Aus diesem Grund ist die Gleichgewichtstemperatur des Feuchtefühlers auch von der Struktur und insbesondere vom Durchmesser der Glasfasern abhängig. Die Faserstruktur der Oberfläche läßt Inhomogenitäten der Stromdichte und dadurch Temperaturunterschiede im Feuchtefühler nicht ganz vermeiden. Beide Faktoren dürften dafür verantwortlich sein, daß bei genaueren Messungen jeder Feuchtefühler besonders geeicht werden muß.

Weitere Änderungen des Dampfdruckes der Lösung können sich auch nachträglich durch Schmutzansatz auf der Oberfläche des Feuchtefühlers ergeben. Diese Fehlerquelle ist jedoch wegen der hohen Hygroskopizität des Lithiumchlorids weniger kritisch, wie auch Untersuchungen von *Baumbach* [15] ergeben haben.

Die Fehler, die durch den Wärmeübergang am Meßkörper, die verschiedenen Hydrate und die Glasfaserstruktur entstehen, sind bei einem Feuchtemeßgerät von *Wylie* [8, 16] im wesentlichen beseitigt. Es arbeitet nach dem gleichen Grundprinzip, ist aber in der Ausführung völlig anders gestaltet worden. Als hygroskopische Substanz wird hier Kaliumchlorid anstelle des Lithiumchlorids verwendet. Die höhere Meßgenauigkeit wird durch einen bedeutend höheren Aufwand erkauft. Es ist selbstverständlich, daß der Feuchtefühler des LiCl-Taupunkt-hygrometers nicht von Niederschlag getroffen werden darf, weil dann in unkontrollierbarer Weise Wasser zugeführt wird und sich eine Gleichgewichtstemperatur nicht ausbilden kann. Meßfehler können jedoch nach *Tanner* und *Suomi* [14] auch bei stärkerem Nebel entstehen,

wenn Nebeltröpfchen, die durch Diffusion in die Nähe des Feuchtefühlers gelangen, infolge der dort vorhandenen höheren Temperatur verdunsten und so den Dampfdruck der Luft in der Umgebung des Feuchtefühlers erhöhen.

Falls die relative Feuchte sehr gering ist, und die Gleichgewichtstemperatur unter der Lufttemperatur liegt, kann diese nicht mehr erreicht werden. Unter diesen Bedingungen findet kein Einstellvorgang statt und der Meßkörper befindet sich annähernd auf Lufttemperatur. Der Einstellvorgang wird aber, wie *Tanner* und *Suomi* [14] festgestellt haben, nicht erst beeinträchtigt wenn $T_G = T_L$ ist, sondern bereits dann, wenn die Differenz $(T_G - T_L) < 3$ grad wird. Offenbar ist unter diesen Bedingungen der Wärmeaustausch mit der Umgebung zu gering, um den Gleichgewichtszustand aufrecht zu erhalten. Das LiCl-Taupunkthygrometer kann dann nicht mehr eingesetzt werden. Leider steigt die Untergrenze des Meßbereiches bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt rasch an, was die Anwendbarkeit des Feuchtemeßverfahrens auch für manche meteorologische Zwecke stark einengt.

Auch die Menge des am Feuchtefühler vorhandenen LiCl in Kristallform wirkt sich u. U. auf die Anzeige des Gerätes aus. Meßfehler entstehen nach *Tanner* und *Suomi* [14] sowohl bei nicht ausreichender, als auch bei übermäßig großer Menge von LiCl-Kristallen.

(Manuskript am 8. IV. 1963 erhalten.)

L I T E R A T U R

- [1] *Allen, A. und Howe, W. H.*: Method and apparatus for determining the concentration of moisture in materials. US-Patent 2.359.278 vom 12. 2. 1941.
- [2] *Hickes, W. F.*: Humidity measurements by a new system. *Refrig. Eng.* 54, 1947. 351—354 u. 388.
- [3] *Conover, J. H.*: Tests and adaption of the Foxboro dew-point recorder for weather observatory use. *Bull. Americ. Meteorol. Soc.* 31, 1950. 13—16.
- [4] *Tanner, C. B. und Suomi, V. E.*: Lithium chloride Dewcell properties and use for dew-point and vapor-pressure gradient measurements. *Transact. Americ. Geophys. Union* 37, 1956. 413—420.
- [5] *Lieneveg, F.*: Absolute und relative Feuchtebestimmung mit dem Lithiumchlorid-Feuchtemesser. *Siemens-Z.* 29, 1955. 212—218.
- [6] *Schömelzer, G.*: Registrierende Doppelmessbrücke zum Messen der relativen Feuchtigkeit. *Elektronik* 6, 1957. 141—142.
- [7] *Walstein, E.*: Schnellansprechende Feuchtigkeitmessung und -reglung. *AEG-Mitt.* 47, 1957. 320—324.
- [8] *Wylie, R. C.*: A new absolute method in hygrometry I. The general principle of the method. *Austral. J. Phys.* 10, 1957. 351—365.
- [9] *Linke's Meteorologisches Taschenbuch*, Neue Ausgabe, II. Band. Leipzig, 1953.
- [10] *Koch, W.*: VDI-Wasserdampf-Tafeln. München, Berlin: 1937.
- [11] *Morris, V. und Sobel, F.*: Some experiments on the speed of response of the electrolytic hygrometer. *Bull. Americ. Meteorol. Soc.* 35, 1954. 226—229.
- [12] *Gröber, H.*: Wärmetübertragung. In: Hütte/Des Ingenieurs Taschenbuch, 27. Aufl., I. Band, Berlin: 1950.
- [13] *Brasefield, C. J.*: Measurement of atmospheric humidity up to 35 kilometers. *J. Meteorol.* 11, 1954. 412—416.
- [14] *Tanner, C. B. und Suomi, V. E.*: A max-min dew-point hygrometer. *Transact. Americ. Geophys. Union* 39, 1958. 63—66.
- [15] *Baumbach, S.*: Schwingungsempfindlicher Schiffsvielfachschreiber zur Untersuchung des Schiffsladerraum- und Seeklimas. Messmethoden und Messelemente. *Techn. Mitt. Instrumentenwesen. Dtsch. Wetterdienst.* Nr. 28. 3—13.
- [16] *Wylie, R. G.*: A new absolute method in hygrometry II. The properties of potassium chlorid cristal elements. *Austral. J. Phys.* 10, 1957. 429—453

*

A LiCl-HARMATPONT-HYGROMÉTER BEÁLLÁSI FOLYAMATA

(Rövidített szöveg)

A LiCl-harmatpont-hygrométer olyan mérési módszeren alapszik, amelynél telített LiCl-oldat párányomását elektromos fűtéssel önműködően a környező levegő párányomásának értékére hozzuk. Az így beálló egyensúlyi hőmérséklet a párányomás, illetőleg a vele közvetlen kapcsolatban levő harmatpont mértéke.

Az alkalmazott harmatpontérzékelőt lényegében a következőképpen építjük fel. Érzékeny hőmérsékletérzékelőt üveggypottal veszünk körül s ezt LiCl-oldattal itatjuk át. Két nemesfém-drótot csigavonalban rácsavarunk az üveggypottra. Ezek lesznek a műszerre kapcsolandó váltó-feszültség elektródjai.

A LiCl erősen nedvszívó s környezetéből vízgőzt vesz fel. Ilyen módon koncentrált oldat keletkezik, amely az elektromos áramot vezeti. Az elektromos áram az elektrólitot felmelegíti,

ezáltal az oldat párányomása emelkedik. Végül beáll az egyensúlyi állapot, amelyben a harmatpontértékén levő telített oldatból álló réteg nem vesz fel vizgőzt, de nem is ad le. Azt a hőmérsékletet, amelynél ez az állapot bekövetkezik, és amelynél az oldat párányomása egyenlő a környező levegőével, egyensúlyi hőmérsékletnek nevezzük. Ezen eljárásnak az az előnye az ismert harmatpontmérő módszerrel szemben, hogy — a relatív nedvesség nagyon kicsiny értékét nem tekintve — az egyensúlyi hőmérséklet magasabb a levegő hőmérsékleténél, s így melegítés útján érhető el. A nedvességmérés ennél a módszernél is egyszerű hőmérsékletmeghatározásra vezethető vissza.

A dolgozat a mérési módszer kifejlődésének rövid áttekintése után a LiCl-harmatponti higrométer beállási folyamatát elméletileg vizsgálja. A mérőeszközt a szabályozási technika értelmében, szabályozó áramkörnek foghatjuk fel. Ezen szabályozó áramkör lényeges tulajdonsága, hogy mechanikus, mozgó alkatrészeket nem tartalmaz.

Mindenekelőtt feltételezzük, hogy a párányomás állandó környezeti hőmérséklet mellett nem túlnagy értékkel változik úgy, hogy a telített oldat egyrészt nem hígul, más részt nagy vízvesztés miatt nem is szárad ki. Kiindulva az (1a) diffúziós egyenletből a dolgozat összefüggést (5) vezet le a nedvességérzékelő W teljes víztartalmára. Ebből állandóan koncentrált oldat feltételezésével a (7) és a (8) egyenletekkel kiszámítható a G vezetőképesség. Az U_H fűtőfeszültség ismeretében a (9), illetőleg a (10) egyenletből megkapjuk az N_H fűtőtéljesítményt. A (11), illetőleg a (15) egyenletek megadják a harmatpontértékelő hőegyenlegét, amelynél az N_H elektromos fűtőtéljesítmény mellett a konvekció (N_K), a sugárzás (N_S) és a hővezetés (N_L) által leadott, valamint a harmatpontértékelő felmelegedéséhez vagy lehűléséhez szükséges hőmennyiséget is figyelembe vették. A (15) egyenlet differenciálása által a (16) másodfokú differenciálegyenlethez jutunk, amely bizonyos egyszerűsítő feltételek mellett a (22) egyenlethez vezet. A (22) differenciálegyenlet megoldási formája a (23) alatti mennyiség értékétől és előjelétől függ. Ennek külső befolyások okozta változékonyságát a következőkben a szerző megbecsüli. A legjelentősebb a hőmérséklet befolyása a dG/dW (az elektromos vezetőképesség változása a víztartalommal) és a dE_i/dT (a telített LiCl-oldat fölötti telítési párányomás változása a hőmérséklettel) mennyiségekre (lásd 1. ábra). A szerző javaslatokat közöl ezen hőmérsékleti befolyás kompenzálására abból a célból, hogy a higrométer beállási folyamatát — mindenekelőtt alacsony hőmérsékleteknél — megjavíthassuk.

A további vizsgálatok nagyobb párányomás-változásokra vonatkoznak. Ezeknél az előzőekben alkalmazott feltételek nem teljesülnek, s a telített LiCl-oldat vagy felhígul, vagy csaknem teljesen kiszárad. Ilyen feltételek mellett a (22) differenciálegyenlet nem érvényes, a beállási folyamat meghosszabbodik. Erősebb párányomás-csökkenésnél a nedvességérzékelő csak akkor vehet fel ismét vizet, miután az új egyensúlyi hőmérséklet alá hűlt és csak ezután lesz hatásos a lehűléssel ellentétesen működő elektromos fűtés. A vizsgálatok eredményei ebben az esetben is számszerűen egyeznek a kísérletekkel.

Az elméleti vizsgálatoknál néhány további egyszerűsítésre volt szükség. A dolgozat röviden foglalkozik a figyelembe nem vett tényezőknek a mérési pontosságra gyakorolt hatásával. Megvizsgálja a nedvességérzékelő belsejében fellépő hőmérsékletkülönbség hatását, az ebből származó hőátvitelt a mérő testek belsejében, az áramlás sebességének hatását a mérőtest hőmérsékletére, a környező levegő hőmérsékletének hatását (lásd 2. ábra), a sugárzás befolyását, a környezeti hőmérséklet gyors változásának befolyását a szabályozásra, az üvegyaprot szerkezetének, a mérőtesten levő LiCl tömegének, valamint a nedvességérzékelőn tapasztalt szennyleakódásnak hatását.

A dolgozat foglalkozik azon sajátos jelenségekkel, amelyek a négyesponton lépnek fel. Itt alakulnak át a LiCl-kristály hidrátjai. Mivel ezen jelenségeknél vízfelvétel, illetőleg vízleadás megy végbe, zavar jelentkezik a szabályozó folyamatban, amely némelykor a négyespont környezetében meghíúsítja a mérést. Szerencsére az átalakulási pontok a meteorológiai szempontból érdekes nedvességmérési tartomány szélén fekszenek.

(Fordította: Béll Béla)

Néhány statisztikai adat Nyíregyháza és Szeged zivatarklímájáról

Some Statistical Data Concerning the Frequency of Thunderstorms in the Regions of Nyíregyháza and of Szeged. Statistical data on the occurrence of thunderstorms in the regions of Nyíregyháza and of Szeged, from the period 1951—1960, are presented. Daily and annual variations of thunderstorm frequency are discussed and some characteristic features of the thunderstorm climate at the observing station in Szeged are pointed out. Grouping the thunderstorms observed according to the macrosynoptical situations during which they were formed, probability values for the formation of a thunderstorm in the presence of a given macrosynoptical situation are computed.

*

A repülési meteorológia alapvető feladatai közé tartozik a légiforgalom zavar-talan lebonyolításának elősegítése. Napjainkban egyre korszerűbb repülőgépek áll-nak légiforgalmi szolgálatba, azonban még a 10—12 km-es magasságokban utazó sugárhajtásos utasszállító repülőgépek repülését is erősen zavarják egyes nagy magasságokig felnyúló zivatarfrontok. Ebből kiindulva javasolta a Potsdamban 1962 júniusában tartott légiútvonal-klimatológiai szakértői ülés, hogy a fő légi-útvonalakra kiválasztott állomások adatainak vizsgálata alapján határozzuk meg a zivatarok gyakoriságát. A hazánkat átszelő légiútvonalak közül igen fontos a Buda-pest—Polgár—Eszeny-i útvonal Moszkva felé, valamint a Budapest—Bugac—Szabadka-i légiútvonal, amelyen át Dél-Európa, Afrika és Közel-Kelet felé közle-kedő gépek haladnak. A szakértői ülés e légiútvonalak mentén Ferihegy-Repülőtér adatain kívül Nyíregyházát és Szegedet jelölte meg zivatarvizsgálat céljára. Fel-dolgozásunk e két utóbbi állomásra és az 1951—60-as évekre terjedt ki. A zivatarok gyakorisága mellett még néhány jellemzőt állapítottunk meg, amelyek részben klimatológiai értékek, de hasznosak a prognosztikai szolgálatban is. Jelen munkánk csatlakozik a hasonló jellegű, előkészületben levő Ferihegy-repülőtéri feldolgozáshoz.

A zivartevékenység észlelése az időjárási jelenségek szubjektív (nem mű-szeres) megfigyelése közé tartozik. Ezért el nem hanyagolható hibaforrásai feldolgo-zásunknak az észlelők egyéni megítéléséből fakadó különbségek. Zivataros időszak-nak tekintettük az észlelőkönyvben a zivartevékenység kezdeti és végső idő-pontjául bejegyzett időközt, bejegyzés hiányában azokat az időszakokat, amikor az észlelő a szinoptikus kulcsban $w = 17$ vagy 95—99 számok közül valamelyik-vel jellemzett pillanatnyi időjárást jelzett. A 10 év során Nyíregyházán 374, Szeged-en 357 zivatart állapítottunk meg. Az októbertől márciusig terjedő időszakban mindkét állomáson 9—9 zivatar fordult elő, ezért feldolgozásunkban a téli adatok elemzését elhagytuk. Részletesebben csak a májustól szeptemberig tartó időszak adatait vizsgáltuk meg.

A potsdami légiútvonal-klimatológiai szakértői ülés határozatait szem előtt tartva, először megállapítottuk a két állomáson a zivartevékenység abszolút gya-koriságának napi és évszakos menétét. A nap 24 óráját a határozatnak megfelelően 3 órás időközökre bontottuk fel (GMT időben 00—03, 03—06, . . . 21—24), és meg-állapítottuk, hogy az egyes 3 órás időközökben hány alkalommal fordult elő zivatar. 1951—60 között Szegeden az észlelés folyamatossága biztosítva volt, míg Nyíregy-házán az éjszakai órákban személyzeti hiányok miatt az észlelési sorozat nem teljes. Az I. táblázat adatait figyelembe véve az éjszakai órákra eső zivatarok számát a következő szorzótényezővel egészítettük ki:

$$K = N/n,$$

I. TÁBLÁZAT

*Az éjszakai észlelések száma egyes órákközökben
Nyíregyházán (1951—60)*

GMT	IV	V	VI	VII	VIII	IX
18—21	248	279	270	279	279	300
21—24	248	279	190	186	195	255
00—03	248	279	190	186	195	255
03—06	270	279	240	248	248	255

ahol *N* a megfelelő hónap napjainak száma 10 év alatt (300, illetve 310), míg *n* a rendelkezésre álló észlelések száma. Ennek a szorzótényezőnek figyelembevételével összesen 35-tel több zivataros óráköt tüntettünk fel, mint amennyi a tényleges észlelési anyagban szerepel. Ez a kiegészítés az összes zivataros órákötöknek mintegy 9%-a. A zivataros órákötök száma az összes zivatark számánál nagyobb, mivel egy-egy zivatar két vagy több 3 órás időközben is szerepelhet. Ha egy zivatar a 3 órás időköz határán túlnyúlt, a következő időközt akkor tüntettük fel zivatarosnak, ha ebben legalább 15 percen keresztül biztosan megállapítható volt a zivartartevékenység jelenléte. A zivatark számát az egyes időközökben a II. táblázatunk tünteti fel.

II. TÁBLÁZAT

Zivataros órákötök száma Nyíregyházán és Szegeden (1951—60).

GMT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Összesen
Nyíregyháza													
00—03	—	—	—	—	3	16	10	8	1	1	—	—	39
03—06	—	—	—	—	3	10	11	14	—	—	—	—	38
06—09	—	—	—	—	—	6	10	10	—	—	—	—	26
09—12	—	—	—	1	7	19	15	9	2	1	—	—	54
12—15	—	—	—	8	26	45	28	21	8	4	—	—	140
15—18	—	—	—	7	22	42	38	21	5	2	—	—	137
18—21	—	—	1	5	10	17	12	12	1	—	1	1	60
21—24	—	—	—	2	2	9	7	8	1	—	—	—	29
Szeged													
00—03	—	—	—	—	4	10	15	9	2	—	—	—	40
03—06	—	—	—	—	2	7	12	7	2	—	—	—	30
06—09	—	—	—	—	2	5	7	4	1	—	—	—	19
09—12	—	—	—	1	7	18	12	11	2	1	—	—	52
12—15	—	—	1	6	22	29	24	16	4	2	1	—	105
15—18	—	1	2	5	29	37	23	20	9	2	—	—	128
18—21	—	1	1	4	22	29	24	15	5	—	—	—	101
21—24	—	—	—	2	9	15	18	5	4	—	—	—	53

A zivartartevékenységnek határozott napi menete van. A legkevesebb zivatarra a hajnali és kora reggeli órákban számíthatunk (3 és 9 óra között), míg a maximális valószínűséggel 12—21 óra közt várhatunk zivatart. Kisebb eltérések mutatkoznak az egyes nyári hónapokban. A zivartartevékenység évi menete is jól kitűnik: a leg-

több zivatar júniusban fordul elő, míg április elseje előtt és szeptember 30-a után gyakorlatilag nincs számottevő zivatartevékenység.

Megvizsgáltuk a különböző időtartamú zivatatok gyakoriságát is (III. táblázat). Ennél és az ezután következő feldolgoásoknál az előbbi 9%-os növeléshez hasonló műveletet nem végeztünk, mivel itt csak önkényes feltevésekkel élhetnénk, s ez inkább az adatok meghamisítását eredményezte volna, mint a hiányzó adatok pótlását.

III. TÁBLÁZAT

*Különböző időtartamú zivatatok gyakorisága (esetek száma)
Nyíregyházán és Szegeden
(1951–60)*

Időtartam óra	Nyíregyháza						Szeged					
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV	V	VI	VII	VIII	IX
<0,5	8	21	25	22	23	8	5	10	13	12	7	5
0,5–1	5	20	28	16	20	2	4	21	16	14	15	3
1–2	4	13	37	26	20	5	2	22	25	18	14	5
2–4	2	7	22	14	8	—	3	15	31	27	18	6
4–8	1	—	3	4	—	—	—	5	16	9	3	2
8 <	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Összesen	20	61	115	83	71	15	14	73	101	81	57	21

A legtöbb zivatar június hónap folyamán volt (Nyíregyházán 115, Szegeden 101), ebben a hónapban tehát átlagosan 10–12 zivataros nap fordult elő évente. Áprilistól májusra a zivatartevékenység ugrásszerűen megnövekszik, szeptemberben augusztushoz képest hasonló mértékű a csökkenés. A júniusi zivatatok közül a leggyakoribbak Nyíregyházán az 1–2, Szegeden a 2–4 órai tartamúak. Nyár elején és végén a hosszabb időtartamú zivatatok aránylag ritkábban fordulnak elő. A leghosszabb zivatatok júniusban és júliusban várhatók. Nyolc órát meghaladó zivatartevékenység mind Nyíregyházán, mind Szegeden a 10 év alatt csak egy-egy alkalommal volt.

A rendelkezésünkre álló anyagból a zivatartevékenység jellemzésére még néhány statisztikai adatot állapítottunk meg. Meghatároztuk a májustól szeptemberig terjedő időszakban a szegedi 06 és 18 GMT közt észlelt zivatatok következő jellemzőit: zivatar kitörése előtti szél és hőmérsékleti viszonyokat, a zivatar alatti maximális szél irányának és sebességének gyakoriságát, a zivatar elmúlása utáni szélirányok gyakoriságát, és megvizsgáltuk, hogy a szélirányok eloszlásában vannak-e szignifikáns gyakoriságú szélirányok. Erre a célra a

$$w = \binom{N}{i} p^i (1-p)^{N-i}$$

képletet használtuk fel, kiszámítva az egyes osztályokban azt a w valószínűségi értéket, amellyel várhatjuk, hogy N észlelés közül a p alap-valószínűségű osztályokba i észlelés essen. A p alap-valószínűséget 1/8-nak (12,5%) vettük (a szélcsendes eseteket kizárva) és szignifikánsnak tüntettük fel azt a szélirányt, amelynél a w valószínűség az 5%-os szignifikancia szint alatt maradt. (IV. táblázat, a : a zivatar kitörése előtti, b : a zivatar elmúlása utáni széliránynak, c : a maximális széllelés irányának gyakorisága, a szignifikáns gyakoriságúak *dőlt* számokkal).

IV. TÁBLÁZAT

A Szegeden 06 és 18 GMT közt észlelt zivatarok statisztikai adatai (1951—60)

	Május			Június			Július			Augusztus		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
N	21	21	15	21	29	27	23	43	35	43	35	41
NE	11	9	19	10	6	3	—	9	5	9	9	3
E	17	16	13	10	9	5	20	3	7	6	12	15
SE	19	11	13	6	11	8	8	3	3	9	3	3
S	13	20	15	24	11	13	12	17	7	11	12	18
SW	—	2	4	3	8	3	3	—	3	6	6	6
W	13	9	15	21	24	24	20	20	32	9	18	15
NW	6	11	6	5	2	17	13	6	7	9	6	—
Esetek száma	47	44	47	62	63	63	40	35	40	35	34	34

2. Szélsebesség-maximumok eloszlása, %

1— 2 m/s	19	6	5	12
3— 6 m/s	44	49	40	35
7—11 m/s	21	29	30	26
12—16 m/s	10	11	17	24
17—24 m/s	6	3	8	3
25—30 m/s	—	2	—	—
Esetek száma	48	63	40	34
Átlag m/s	5,0	7,7	8,8	8,4

3. Zivatar előtti hőmérsékletek gyakorisága, %

14—16°	12	1	2	—
17—19°	19	8	2	6
20—22°	27	14	8	22
23—25°	33	27	38	25
26—28°	6	41	30	33
29—31°	—	9	17	6
32—34°	2	—	3	8
Esetek száma	48	66	40	36

Az északi irányt csaknem minden esetben szignifikánsnak találtuk. Augusztusban például a zivatarok előtti szélirányok az esetek 43%-ában, a zivatar utániak 41%-ban voltak északiak.

A zivatarok alkalmával följegyzett maximális szélsebességek százalékos eloszlását a következő szélsebességi fokozatokba soroltuk:

- 1— 2 m/s: gyenge szél,
- 3— 6 m/s: mérsékelt szél,
- 7— 11 m/s: élénk szél,
- 12— 16 m/s: erős szél,
- 17— 24 m/s: viharos szél,
- 25— 34 m/s: orkán.

A legerősebb szelek júniusban fordultak elő. A gyenge szelek aránya ugyan csak júniusban, valamint júliusban a legkisebb. A szélsebesség átlaga július hónapban a legnagyobb: 8,8 m/s, itt az esetek 25%-ában 12 m/s értéket meghaladó szél-
lökést jegyeztek fel.

A zivatar előtt észlelt hőmérsékletek gyakoriságából megállapítható, hogy a zivatarok általában magas hőmérsékletek idején következnek be. Júliusban például a zivatarok kitörése előtt az esetek 68%-ában 23—28° volt a hőmérséklet, és csak 12%-ban 14—22°.

A zivatarok megjelenését igyekeztünk komplex időjárási jelenségekhez kapcsolni. Ilyeneknek tekintettük a Péczy-féle, a magyarországi időhelyzeteket a

légnymóási rendszerek és frontok elhelyezkedése alapján osztályba soroló makroszinoptikus helyzetítípusokat. Mindkét állomásra megállapítottuk, hogy a zivatarok napján Péczely milyen makroszinoptikus helyzetet rögzített katalógusában [1]. Az 1957—60 közti évekre a makroszinoptikus helyzeteket az Országos Meteorológiai Intézet központi előrejelző osztályának frontnaptárából írtuk ki. Természetesen ez még nem jelenti azt, hogy a zivatar kitörése pillanatában feltétlenül az adott makroszinoptikus helyzet állott fenn. A makroszinoptikus helyzet a frontok áthaladásával egy napon belül is többször megváltozhat. A kérdés tehát úgy tehető fel: milyen kapcsolat áll fenn a reggel megállapított makroszinoptikus helyzetítípusok és — mint azt a zivatar napi menetével kapcsolatosan megállapítottuk — a zömével a koradélutáni órákban kitörő zivatarok megjelenése között?

A Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekből csoportokat képeztünk, az áramlás irányítottsága és a bárikus jelleg (anticiklonális, illetve ciklonális) alapján. A zC, As, Ae és A helyzeteket egy csoportba foglaltuk össze, ezekről ui. a feldolgozás során kitűnt, hogy fennállásuk idején csak kicsiny a zivatar valószínűsége.

V. TÁBLÁZAT

Makroszinoptikus helyzetek csoportosítása a zivatarfeldolgozás céljára

Csoportszám	Helyzet	Jellemző
I.	Aw, AB	Északnyugati-északi irányítású anticiklonális helyzetek
II.	An, AF	Északkeleti-keleti irányítású anticiklonális helyzetek
III.	mCc, CMc	Északnyugati-északi irányítású ciklonális helyzetek
IV.	mCw, CMw	Melegfronti helyzetek
V.	C	Cikloncentrum helyzetek
VI.	zC, As, Ae, A	„Maradék”-helyzetek
VII.	—	Az összes anticiklonális helyzet
VIII.	—	Az összes ciklonális helyzet

Ezután meghatároztuk, hogy az így kialakított helyzetcsoportok s ezeken belül a zivatarok 10 év alatt milyen gyakorisággal oszlanak meg. Kiszámítottuk az $n : N$ %-os értékét, ahol n a makroszinoptikus helyzet előfordulásának száma, N a hónap napjainak száma (300, illetve 310). Az észlelt zivatarokat az adott nap-tári nap makroszinoptikus helyzetcsoportjához kapcsolva, kétféle százalékos elcszlást állapítottunk meg. Egyrészt az ún. „abszolút” gyakoriságot, $w : N$ %-os értékét, ahol w a zivatarok száma az egyes makroszinoptikus helyzetcsoportokban, és a $w : n$ „relatív” gyakoriságot %-ban, azaz a makroszinoptikus helyzetcsoport zivatarvalószínűségét.

A VI. táblázat elemzése több figyelemre méltó megállapításra ad lehetőséget. Májusban például a ciklonális és anticiklonális helyzetek összegezett előfordulási aránya 2:1. Ezzel szemben a ciklonális és anticiklonális helyzetekben bekövetkező zivatarok valószínűsége megközelítőleg 50%. Anticiklonális helyzetekben Szegeden csak 26%-os, ciklonális helyzetekben viszont 45%-os valószínűséggel várhatunk zivatart. Érdekes jellemvonást tükröz a zivatarok gyakorisága a cikloncentrum helyzetekben. Arányuk nyáron mindössze 2—4%, ennélfogva a cikloncentrum helyzetekben bekövetkező néhány zivatar már nagy százalékot jelent. Így például Nyíregyházán júliusban ez az arányszám 120%, azaz a nyári félévben cikloncentrum helyzetekben naponként több mint egy zivatar fordult elő. Ugyanakkor ez az arányszám Szegeden csak 60%, ami arra utal, hogy a zivatar valószínűsége ebben a helyzetben *nem tekinthető teljes mértékben prognosztikai értékűnek*. Feltűnően nagy számmal képviselteti magát az összes vizsgált hónapban az mCw és CMw helyzetek

VI. TÁBLÁZAT

A zivatarok „abszolút” és „relatív” gyakorisága Nyíregyházán és Szegeden makroszinoptikus helyzetcsoportok szerint (1951–60)

n = a makroszinoptikus helyzetcsoportok száma, N = a hónap napjainak száma, w = a zivatarok száma a makroszinoptikus helyzetcsoportban, W = az összes zivatarok száma a hónap folyamán

Helyzetcsoport		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	W
Május, $N = 310$	n:N %	21	28	11	14	2	24	68	32	
	Nyíregyháza w:N %	20	28	11	25	3	13	54	46	61
	w:n %	18	20	20	34	28	11	16	28	
	Szeged w:N %	19	32	10	22	4	13	55	45	73
	w:n %	29	27	29	36	43	18	26	45	
Június, $N = 300$	n:N %	24	23	11	11	4	27	68	32	
	Nyíregyháza w:N %	18	17	13	29	4	18	48	52	115
	w:n %	29	28	47	100	38	27	27	62	
	Szeged w:N %	14	30	13	21	7	16	50	50	101
	w:n %	19	43	41	64	54	20	24	52	
Július, $N = 310$	n:N %	28	14	12	8	2	41	68	32	
	Nyíregyháza w:N %	24	16	16	18	7	19	53	47	83
	w:n %	23	31	34	62	120	13	21	39	
	Szeged w:N %	17	23	17	16	4	22	58	42	81
	w:n %	16	45	34	54	60	15	22	34	
Augusztus, $N = 310$	n:N %	31	18	6	13	2	31	71	29	
	Nyíregyháza w:N %	25	14	8	25	4	23	44	56	71
	w:n %	19	18	32	46	60	17	14	44	
	Szeged w:N %	33	25	9	17	4	12	67	33	57
	w:n %	20	25	26	26	40	7	17	21	

csoportja. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy egyrészt a zivatarok a nap második felében nagy gyakoriságúak, bár a reggeli órákban még följegyzésre kerülhetnek ezek a típusok; másrészt, amint a hőmérsékletre vonatkozó vizsgálatból kiderült, a zivatarok egyik feltétele a talajközeli légréteg aránylag erős fölmelegedése, a meleg levegő feláramlása pedig a Kárpát-medencében mCw és CMw helyzetben biztosítva van. Feltűnő, hogy ez a helyzetcsoport magasabb százalékkal fordul elő, mint a hidegfronti típus. Ha azonban figyelembe vesszük, hogy hidegfronti időjárás típus esetén a front már a reggeli órákban áthaladt az ország nagy részén, a hidegfront zivatar aktivitása ezekben az órákban a legkisebb, amit jól láthatunk a napi menetet feltüntető II. táblázatunkból is.

Érdekes összevetni az északnyugati és keleti irányítású makroszinoptikus helyzetcsoportok zivatarvalószínűségét. Júniusban és júliusban Szegeden majdnem két-háromszor akkora valószínűséggel várható zivatar keleti irányítás esetében, mint északnyugati irányításakor. Nyíregyházán ez az arány általában 1:1, míg júliusban 3:2 az ún. keleti zivatarok javára. Ezen különbségek megmagyarázására azonban részletesebb vizsgálatok lennének szükségesek, amelyek már túlnyúlnak jelen dolgozatunk célján.

(A kézirat beérkezett: 1963. febr. 23-án.)

IRODALOM

- [1] Péczely, G.: Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie Budapest, Nr. 30. Budapest, 1957.

EINIGE STATISTISCHE BEITRÄGE ZUM GEWITTERKLIMA VON NYÍREGYHÁZA UND SZEGED

(*Verkürzter Text*)

Entsprechend den Vorschlägen der Expertensitzung für Flugstreckenklimatologie in Potsdam — betreffend die Untersuchungen des Gewitterklimas einzelner Flugstrecken — wurden auf Grund der Angaben 1951—1960 der Beobachtungsstellen Nyíregyháza und Szeged die Gewitter an beiden Stationen bearbeitet. (Sowohl Nyíregyháza wie auch Szeged liegt in der Nähe der wichtigsten über Ungarn hinwegführenden Flugstrecken).

Die erste Aufgabe bestand in der Ersetzung fehlender Beobachtungen. Namentlich war in Nyíregyháza die fortlaufende Beobachtung während der Nachtstunden im Laufe der zehn Jahre nicht immer gesichert (Siehe Tafel I.) Dann wurde entsprechend den Potsdamer Vorschlägen die Tafel II über den Tagesgang der Gewitter verfertigt.

Die Grenzen der Empfehlungen der Expertensitzung überschreitend, wurden weiter Häufigkeitsuntersuchungen über die Zeitdauer der Gewitter für beide Stationen durchgeführt (Tafel III). Einige statistischen Angaben werden über Sommergewitter in Szeged veröffentlicht (Tafel IV). Endlich wurde das Auftreten der Gewitter mit einigen Gruppen der Großwetterlagen nach Péczely verglichen (Tafel V und VI) und ein Zusammenhang konnte festgestellt werden.

Die wichtigeren Ergebnisse der statistischen Bearbeitung sind die folgenden:

1. 98% der Gewitter ereigneten sich im Zeitraum von April bis September.
2. Im Sommer ergibt sich die geringste Gewitterhäufigkeit bei Tagesanbruch und in den Morgenstunden (von 4 bis 10 Uhr), während die maximale Gewitterwahrscheinlichkeit in der Zeit zwischen 13 und 22 Uhr auftritt.
3. Die größte Gewitterhäufigkeit fällt auf den Monat Juni, einer durchschnittlichen Gewitterzahl von 10 bis 12.
4. Die häufigste Dauer der Junigewitter beträgt in Nyíregyháza 1 bis 2 Stunden, in Szeged 2 bis 4 Stunden.
5. Charakteristische Umstände der Sommergewitter in Szeged:
 - a) häufigste Windrichtung im Zusammenhang mit einem Gewitter: Nord;
 - b) die mit einem Gewitter verbundenen Böen besitzen die größte Heftigkeit im Monat Juni;
 - c) vor dem Ausbruch des Gewitters werden sehr oft außerordentlich hohe Werte der Lufttemperatur beobachtet.
6. Betreffs der Gruppen von Großwetterlagen, in denen Gewitter auftreten, wird festgestellt:
 - a) die Gewitterwahrscheinlichkeit ist höher bei zyklonalen Wetterlagen, als bei antizyklonalen;
 - b) im Zyklonenzentrum ist die Gewitterwahrscheinlichkeit sehr hoch, doch muß infolge der zu kleinen Zahl der Fälle vor einer unmittelbaren prognostischen Verwendung gewarnt werden;
 - c) die Gewitterwahrscheinlichkeit ist auffallend hoch bei den Großwetterlagen *mCw* und *CMw* nach der Péczely'schen Einteilung;
 - d) in der ersten Hälfte des Sommers besitzt die Gewitterwahrscheinlichkeit bei östlich orientierten Großwetterlagen in Szeged einen zwei- bis dreifachen Wert gegenüber von Großwetterlagen mit einer nordwestlichen Orientierung; in Nyíregyháza hat man aber ein Verhältnis von 1:1, mit einem Wert für den Monat Juli von 3:2 zu Gunsten der sogenannten Ostgewitter.

A Magyar Alföld és a környező hegyvidék légcseréje

Air Exchange between the Hungarian Lowland and the Surrounding Mountainous Regions. By using data of 6 recording anemometers available from the Hungarian Lowland, diurnal variations in the relative frequencies of winds blowing from and towards the mountains are examined. It is found that, with the exception of the central parts of the Hungarian Lowland, a genuine diurnal variation is existing, implying the formation, under favourable synoptical conditions of a mountain-valley type of circulation over the boundary zone between the Lowland and the mountains. In the parts of the Lowland situated to the east of the river Tisza, and constituting a boundary region in the vicinity of the hills of Transylvania, this circulation is manifesting itself on 15 to 20 days in a year. The day-time branch of this circulation is presenting itself generally in the time between 9 and 19 o'clock, while the nocturnal branch is observed in the time from 19 to 9.

*

Luftaustausch zwischen der ungarischen Tiefebene und dem umgebenden Gebirgslande. Auf Grund des Materials der 6 vorhandenen Windregistrierstationen an der ungarischen Tiefebene wird der tägliche Gang der von den Bergen her und der in der Richtung der Berge wehenden Winde untersucht. Es wird festgestellt, dass, mit Ausnahme der mittleren Teile der Tiefebene, ein realer Tagesgang vorhanden sei, was darauf hinweise, dass bei einer günstigen Wetterlage in den Grenzgebieten der Tiefebene eine Zirkulation in der Form des Berg- und Talwindes sich ausbilde. Jenseits der Tisza, im Vorlande des siebenbürgischen Mittelgebirges, gelangt die Zirkulation des Berg- und Talwindes jährlich an 15 bis 20 Tagen zur Ausbildung. Der Tagesast der Zirkulation tritt meistens in der Zeit von 9 bis 19 Uhr auf, wogegen der nächtliche Ast zwischen 19 und 9 Uhr zu beobachten ist.

*

A Magyar Alföld szélviszonyainak tárgyalásánál az éghajlati irodalomban két különböző nézettel találkozunk. *Defant* szélmonográfiájában fölveti annak lehetőségét, hogy a Kárpát-medence középső része: a Magyar Alföld és a Kárpátok hegytömege között nagyszabású légesere játszódik le, azaz hegy-völgyi cirkuláció alakul ki, s ezen szélrendszer mintegy ráarakodva az általános áramlásra, döntő szerepet játszik a Kárpát-medence szélviszonyainak kialakításában [1]. *Defant* ezen elképzelést számos megfigyelőállomás hosszabb adatsorának 7 és 14 órai szélmegfigyeléséből számított szélvektoraival kívánta igazolni, szembeállítva egymással a két időpont januári és júliusi széleredőit.

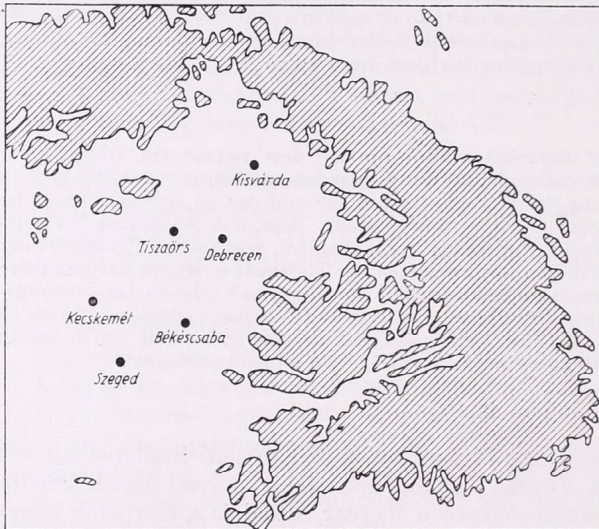
A hegy-völgyi cirkuláció problémájával *Hegyfok* már régebben foglalkozott, s az Alföld légáramlásának vizsgálatakor a hegy-völgyi szelet csak a hegyekkel határos peremrészeken (Ungvár, Arad) mutatta ki, a síkság középső részén, Túrkevéen nem találta meg [2].

A hegy-völgyi cirkuláció elvetésével s tisztán az orografikus tényezők által előidézett áramlásmódosító hatásokkal magyarázta a Tiszántúl szélviszonyait *Berényi* [3], kimutatva Debrecen és Nyíregyháza napi háromszori szélmegfigyelései alapján, hogy a hegy-völgyi cirkulációra jellemző napi szélfordulás csak egészen ritkán lép fel, a gyakorta észlelhető NE és SW szelek pedig az Északi Középhegység és az Erdélyi Középhegység között levő csatornának áramlásmódosító hatását tükrözik vissza. A későbbiek során *Kakas* részletes vizsgálatai igazolták a Kárpát-medence orografikus szél módosító hatását [4], s lényegében az újabb szinoptikus klimatológiai kutatások is bizonyították azt, hogy a Kárpát-medencében az orografikus módosítótényezők erős hatást gyakorolnak a légáramlásra [5, 6].

Az orografikus módosítótényezők döntő szerepe vitathatatlan, véleményünk szerint azonban a felsorolt vizsgálatok alapján nem szerezhettünk kellő bizonyítékot

sem a hegy-völgyi szélrendszer Alföldünkön való megjelenésének igazolására, sem annak elvetésére. E vizsgálatok ugyanis nem térhettek ki az egyes *szélirányok napi menetének* elemzésére, ami pedig a döntő bizonyítékot szolgáltatja a helyi szélrendszerek realitásának megítéléséhez. Kívánatosnak tartottuk tehát, hogy a kérdés tisztázása érdekében megvizsgáljuk, jelentkezik-e Alföldünkön a hegyek felől, illetve a hegyek felé fújó szelek gyakoriságában olyan jellegzetes napi változás, amely a síkság és a hegyvidék között kialakuló légeserére utal.

Vizsgálatunk, melyről alábbiakban beszámolunk, az Alföldön működő hat szélregisztráló állomás két évi (1960—61) adatsorának elemzésén alapszik. Az állo-



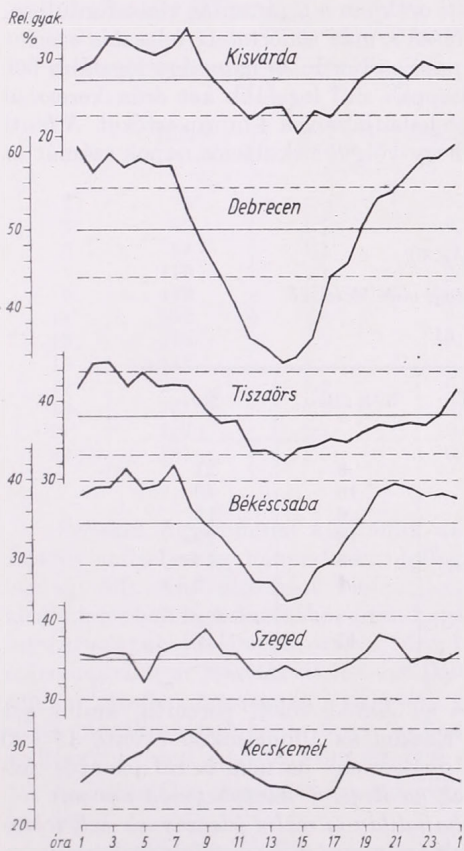
1. Állomáshálózat. A vonalkázott területek tszf. magassága meghaladja a 400 métert

mások, amelyekről szélregisztrátum rendelkezésünkre állott (Kisvárdá, Debrecen, Tiszaörs, Békéscsaba, Szeged, Kecske-mét) elég szerencsés térbeli eloszlásukkal biztosították azt, hogy Alföldünknek a környező hegyekhez viszonylag közel eső peremrészeit és belső területét egyaránt bevonhattuk vizsgáladásunk körébe.

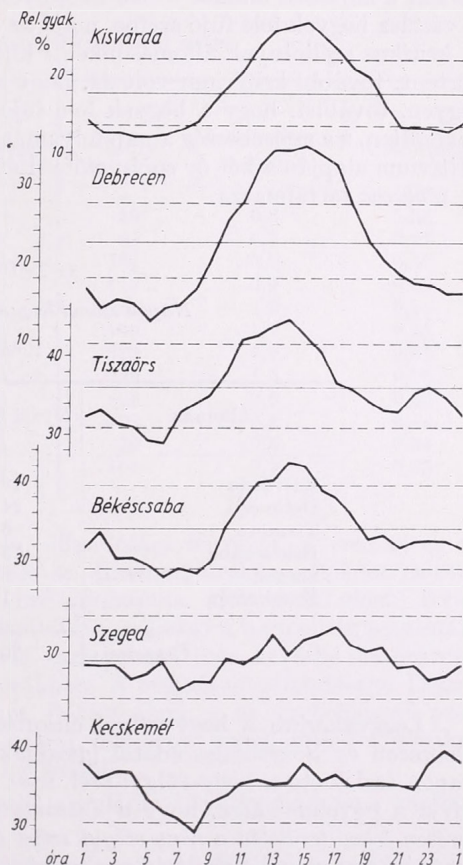
Első lépésként meghatároztuk állomásainkról a hegyek felől illetve a hegyek felé fújó szelek relatív gyakoriságának napi menetét. A kritikus széliránytartományok kijelölését a mellékelt domborzati térkép (1. ábra) alapján elvégezve, állomásonként az alábbi szélirányokat tekintettük hegyek felőlinek (a), illetve hegyek felé tartónak (b): Kisvárdá a = NNE, NE, ENE, E, ESE, b = SSW, SW, WSW, W, Debrecen a = NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, b = SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, Tiszaörs a = NW, NNW, N, NNE, NE, b = S, SSW, SW, WSW, W, Békéscsaba a = NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, b = SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, Szeged a = ENE, E, ESE, SE, SSE, b = WSW, W, WNW, NW, NNW, Kecske-mét a = NNW, N, NNE, NE, ENE, b = SSE, S, SSW, SW, WSW. Az ellentétes széliránytartományok az állomások hegyekhez viszonyított helyzete szerint nem mindenütt szimmetrikusak, így Kisvárdán és Debrecenben az Északkeleti- és Keleti-Kárpátok valamint az Erdélyi-Középhegység által megszabott hegyfelőli irányok nagyobb körívre terjednek, mint az Alföld szabad síkja felől fújó szelek.

Meghatározva a vizsgált két év szélregisztrátumai alapján az egyes szélirányok évránkénti elfordulásának relatív gyakoriságát, előállítottuk a hegyek felől, illetve a hegyek felé fújó szelek relatív gyakoriságának napi menetét. Hegy-völgyi cirkuláció esetén mindkét széliránycsoportnál jellegzetes napi menet várunk: a hegyek felől fújó szelek (hegyi szél) gyakoriságánál éjszakai maximumnak és nappali minimumnak, a síkságról a hegyek felé fújó szeleknél (völgyi szél) pedig nappali maximumnak és éjszakai minimumnak kell jelentkeznie. Ha tehát valamely helyen a hegy-völgyi cirkuláció jelenlétét feltételezzük, ki kell mutatni, hogy a hegyek felől, illetve a hegyek felé fújó szelek gyakoriságának napszakos változása reális és megfelel az előbb vázolt sémának.

A napi menet realizását az alábbi matematikai-statisztikai kritérium alapján döntöttük el: Az adott széliránycsoport előfordulásának relatív gyakorisága legyen g , a nap folyamán valamely órában észlelt maximális értéke g_{max} , minimális értéke pedig g_{min} . Ha feltételezzük, hogy a nap menet reális, akkor teljesednie kell, hogy g_{max} szignifikánsan nagyobb, g_{min} pedig szignifikánsan kisebb mint g , vagyis a szélső értékek eltérése g -től nem véletlen ingadozások következménye. Az észlelések n számának ismeretében, amelyből a g_{max} , illetve g_{min} értékeket meghatároztuk, adott ε megbízhatósági együttható esetére megadható a relatív gyakoriságok g körüli véletlen ingadozásának $g + d_f$ felső és $g - d_a$ alsó határa. Ha a $g_{max} > g + d_f$ és $g_{min} < g - d_a$ feltételek együttesen teljesednek, $1 - \varepsilon$ valószínűséggel állíthatjuk, hogy a vizsgált napi menet nem véletlen ingadozások következménye. Számításaink során a szigorú $\varepsilon = 0,0027$ megbízhatósági együtthatót alkalmaztuk, s így $1 - \varepsilon$ értéke közel áll a teljes bizonyossághoz.



2. Hegyek felől fújó szelek relatív gyakoriságának napi menete



3. Hegyek felé fújó szelek relatív gyakoriságának napi menete

A kritikus szélirányok napi menetére vonatkozó vizsgálatunk eredményét két ábrán mutatjuk be, feltüntetve a hegyek felől (2. ábra) és a hegyek felé (3. ábra) fújó szelek relatív gyakoriságának napi változását. Az ábrákon folytonos vonal jelzi g értékét, a véletlen ingadozások $g + d_f$ és $g - d_a$ határait pedig vékony szaggatott vonalak mutatják.

Az ábrák alapján megállapítható, hogy a hegyektől távolabb fekvő Szeged és Kecskemét kivételével a többi állomáson a hegyek felől és a hegyek felé fújó szelek-

nek *reális napi menete* van; a maximális gyakoriság az előző széliránycsoportnál az éjszaka második felére vagy a kora reggeli órákra esik, míg az utóbbinál egységesen 13—15 óra között jelentkezik. Különösen erős a napi változás Debrecenben, ahol a két görbe szélső értékei mindkét irányban jelentősen kivesznek a véletlen ingadozások tartományán. A kritikus szélirányok napi menetének elemzése során tehát arra a következtetésre jutunk, hogy *Alföldünk tiszántúli tájain megvan a hajlam a hegy-völgyi szélrendszer kialakulására.*

Továbbiakban megvizsgáltuk, hogy állomásainkon *milyen gyakorisággal* jelentkezik a hegy-völgyi cirkuláció. E célból átnézve a szélregisztrátumokat, megjelöltük azokat a napokat, amikor felismerhető volt a hegyek felől fújó éjszakai szép nappali átváltása hegyek felé fújó szélbe, majd az esti órákban a légáramlás visszafordulása. A kritikus szélirányok állomásonkénti kijelölése a már ismertetett felosztás szerint történt, további kritérium volt az, hogy a napi szélfordulás nagysága legalább 90° legyen, továbbá, hogy a hegyek felé fújó nappali szél legalább két órán keresztül fennálljon, s a szélesebesség a nap folyamán ne haladjon meg a 4 m/mp értéket. A fenti kritérium alapján a két év során előfordult hegy-völgyi cirkulációs napok számát az *I. táblázat* tartalmazza.

I. TÁBLÁZAT

Napok száma hegy-völgyi cirkulációval

1960—61

Állomás	Nyári félév	Téli félév	Év
Kisvárdá	18	3	21
Debrecen	24	16	40
Tiszaórs	6	6	12
Békéscsaba	13	16	29
Szeged	8	5	13
Kecskemét	1	1	2
Összesen:	70	47	117

Leggyakoribb a hegy-völgyi cirkuláció az Alföld keleti peremén, amint azt Debrecen és Békéscsaba adatai igazolják. Ezeken az állomásokon évente 15—20 napon észlelhető a hegy-völgyi szél, s ez a gyakoriság, ha nem is túl jelentős, felhívja a figyelmet arra, hogy *a Tiszántúlnak az Erdélyi Középhegység nyugati előterében fekvő területén a hegy-völgyi szelet éghajlatilag is reális jelenségnek kell tekinteni.* A hegy-völgyi cirkuláció gyakoriságának évi menetéről adataink csak részleges tájékoztatást adnak: az esetek 60%-a a nyári, 40%-a a téli félévre esik s ez azt bizonyítja, hogy a jelenség a téli időszakban is viszonylag gyakran fellép.

Alföldünk említett peremvidékén a helyi eredetű légkörzés kialakulásának gyakorisága jóval ritkább, mint a más okok által kiváltott, de ugyancsak helyi eredetű balatonparti cirkuláció megjelenésének gyakorisága. Nem lesz érdektelen, ha összehasonlításként megemlítjük, hogy a Balaton északkeleti medencéjének partvidékén a nyári félévben átlagosan 28 napon fejlődik ki zavartalanul helyi légáramlás (tavi-szárazföldi szél) [7], ezzel szemben az Alföld keleti peremén Debrecen és Békéscsaba adatai szerint a nyári félévben csak 12, illetve 7 napon észlelhető helyi légkörzés (hegy-völgyi szél).

Debrecen és Békéscsaba szélregisztrátumai alapján a hegy-völgyi cirkuláció megjelenésének napjairól (40, illetve 29 eset) meghatároztuk az eredő szélvektorok kétóránkénti értékeit, hogy a *napi szélfordulást* bemutassuk (*II. táblázat*). Adataink szerint a cirkuláció nappali ága évi átlagban 9—19 óra között fejlődik ki, míg 19 és 9 óra között a szél a hegyek felől fúj, jelezve a légkörzés éjszakai ágának kialakulását. A szélfordulás nagysága Debrecenben 148° , Békéscsabán 137° s ez már elég jelentős érték ahhoz, hogy benne a hegy-völgyi cirkuláció legfőbb ismérvét, az éles napi szélirányváltozást lássuk.

II. TÁBLÁZAT

Eredő szélvektorok hegy-völgyi cirkuláció esetén

Óra	D e b r e c e n			B é k é s c s a b a		
	Irány	Sebesség m/mp	Állandóság	Irány	Sebesség m/mp	Állandóság
1	75°	1,0	0,69	89°	0,6	0,38
3	86	1,1	0,69	99	0,7	0,52
5	84	1,1	0,67	104	0,8	0,58
7	110	1,1	0,68	119	0,9	0,60
9	153	1,2	0,56	163	1,0	0,55
11	202	1,4	0,65	196	1,1	0,51
13	223	2,2	0,89	222	2,0	0,81
15	222	1,9	0,79	226	1,3	0,56
17	207	1,4	0,65	203	0,6	0,36
19	161	0,8	0,52	102	0,2	0,14
21	117	1,1	0,65	90	0,5	0,34
23	104	1,3	0,79	101	0,9	0,53

Érdekes figyelemmel kísérnünk az ún. állandósági tényezőt, a vektori és az átlagos szélesebbég hányadosát. Jellegzetes az átmeneti órákban (főként este) a legnagyobb irányváltozások idején jelentkező minimuma, mely a cirkuláció átváltásának időbeli ingadozásából ered. Legállandóbb a szélirány a nappali ág maximális intenzitásának idején 13 óraker, ezenkívül észrevehető (bár kevésbé határozott) másodmaximum jelentkezik az éjszakai órákban. A cirkuláció állandósága Debrecenben minden napszakban nagyobb mint Békéscsabán, s ez egybehangzó azon előző megállapításunkkal, hogy a hegy-völgyi légkörzés szempontjából kritikus szélirányok napi menete Debrecenben a legélesebb.

Összefoglalva vizsgálatunk eredményeit, az alábbi következtetéseket vonhatjuk le:

1. Az Alföld tiszántúli tájain a síkságot környező hegyek felől és a síkságról a hegyek felé fújó szelek gyakoriságának napi változásában jellegzetes menet ismerhető fel, s ez arra utal, hogy megfelelő időjárási helyzet esetén az említett alföldi területek és a Kárpátok között periodikus napi légosere, hegy-völgyi cirkuláció játszódik le.

2. A hegy-völgyi szélrendszer zavartalan kifejlődése a Tiszántúlnak az Erdélyi Középhegység nyugati előterében fekvő területén évente 15—20 napon figyelhető meg.

3. A szél napi változása hegy-völgyi cirkuláció esetén olyan, hogy a hegyek felőli légáramlás évi átlagban 19 és 9 óra között jelentkezik, míg a cirkuláció nappali ága 9 és 19 óra között fejlődik ki.

Dolgozatunkban az Alföldön jelentkező hegy-völgyi cirkuláció régóta és sokat vitatott kérdését kívántuk tisztázni kielégítő észlelési anyag alapján. A problémát csak kellő szélregisztrátum segítségével lehetett megközelíteni, s ezen anyag régebbi hiányának tulajdonítható, hogy a kérdés mind ez ideig nem volt megnyugtató módon lezárva.

(A kézirat beérkezett: 1963. jan. 9-én.)

I R O D A L O M

- [1] *Defant, A.*: Die Windverhältnisse im Gebiete der ehemaligen Öster.—Ung. Monarchie. Wien, 1924
- [2] *Hegyfokj Kabos*: A hegyi és völgyi szél. Atmosphaera. Budapest, 1904. 81 o.
- [3] *Berényi Dénes*: Hegy-völgyi szelek a Tiszántúlon. Időjárás. 36. évf. Budapest, 1932. 81 o.
- [4] *Kakas József*: Adatok hazánk évszakonkénti széliránygyakorosságához. Időjárás. 56. évf. Budapest, 1952. 22 o.
- [5] *Péczeley György*: Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. Időjárás, 61. évf. Budapest, 1957. 408 o.
- [6] *Pápainé Szalay Gabriella*: Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben. Időjárás. 65 évf. Budapest, 1961. 93 o.
- [7] *Péczeley György*: A Balaton helyi szélrendszere. Időjárás, 66. évf. Budapest, 1962. 83 o.

Stábel György:

Víztölcsér a Balatonon 1963. július 11-én

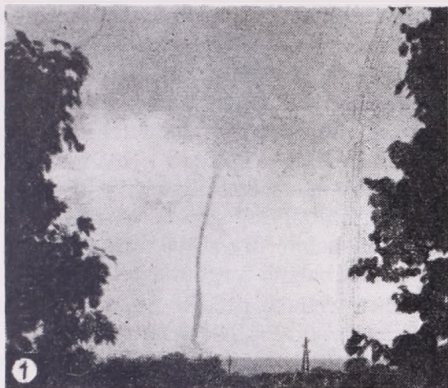
A Waterspout on Lake Balaton, July 11, 1963 (Summary). The paper is containing a detailed description of the waterspout of July 11, 1963, observed on Lake Balaton. The atmospheric conditions favourable for the formation of funnel clouds and waterspouts are discussed. Finally, it is emphasized, that waterspouts are generally produced in air-masses possessing a labile stratification.

*

1963. július 11-én 15 óra 45 perckor Révfülöptől déli irányban kb. 3—4 km-re a Balaton víztükre fölött a Bakony-hegység felől érkező Cb-felhő déli szélén felhőtölcsér jelent meg. A felhőtölcsér néhány másodperc múlva elérte a vízfelületet. A forgatag ebben a pillanatban még egyenesállású, alakja oszlopszerű volt (1. kép). Méretei becslésünk szerint a következők voltak: Magassága 1300—1500, szélessége a vízfelület közelében 20—30, nagyobb magasságokban 10—20 m. A víztölcsér vándorútja a vízfelület fölött mindössze 5—6 percig tartott, nagyjából a

Balaton északi partvonalával párhuzamosan, északkelet-délnyugati irányban, miközben fokozatosan elvesztette oszlopszerű alakját. Haladásának sebessége 4—6 m/sec volt, azonban mind a gyorsaságára vonatkozó érték, mind pedig a kiterjedésére közölt adat csak tájékoztató jellegű, mert a révfülöpi nézőpontról a látási viszonyok meglehetősen rosszak voltak. A víztölcsér ui. esősávok mögött helyezkedett el, ennél fogva a zivatarfelhőből alázúduló víztömeg eltakarta a tülso, sogyi partszakasz kiemelkedő treptárgyait, amelyek biztosabb támpontjai lehetnek volna a vízfelületi tájékozódásnak.

A víztölcsér a délskandináviai ciklon hidegfrontján képződött. Az Alpok fölötti azori anticiklon-nyúlvány Északnyugat-Magyarország felé történt előretörése és a hidegfronton képződött másodlagos nyugat-jugoszláviai ciklon mélyülése a Dunántúlon hirtelen megnövelte a légnyomás gradiensét. Ennek következtében a front nagy sebességgel



Az 1963. július 11-i víztölcsér Révfülöpről nézve, délnyugati irányban 15 óra 45 perctől kb. 30—45 másodpercenként *(Szerző felv.)*

zúdult a Bakony-hegység felől a tóra. A Révfülöp—Badacsony közötti partszakaszon a front szele gallyakat tört és a kísérő borsó-mogyoró nagyságú jég-

eső egyes helyeken 60—80 százalékos kárt okozott a szőlőkben.

A víztölcsérek sorában ez a példány az eddig észleltekhöz képest mérsékelt

fejlettségének mondható, annak ellenére, hogy a víztölcsérek balatoni viszonylatban meglehetősen ritkák. Évek telnek el egymás után, amikor egyszer sem jelentkeznek. Még ritkábban keletkeznek olyan kisebb vízfelületek fölött, mint például a Duna, vagy a nagyobb méretű halastavak. Természetesen itt élettartamuk is lényegesen rövidebb.

A víztölcsérek általában a ciklonok délkeleti negyedében alakulnak ki. Képződésüknek szükséges, de nem elegendő feltétele a légoszlop labilitási mérték-számának megnövekedése. Ilyenkor a termikus szél törvényei értelmében a nyugati talajközeli széllel érkező frontvonal fölött a magasban uralkodó déli, délnyugati áramlásban már szintén hideg-advekcio mutatkozik. Ilyen feltételek (és általában ezek meg is találhatóak a fejlett ciklonok délkeleti térségében) biztosítják az igen heves föl- és leszálló áramlások megjelenését a frontvonal előretörése mentén. Forgószelek természetesen a szárazföldrak fölött is megjelennek az Álföldön pl. gyakori portölcsérek formájában, azonban élettartamuk általában rövidebb, mint a nyílt vizek fölötti légtérben. Az érdekes, egyenetlen felszíni szárazföldrak fölött a betörő front mögötti áramlás turbulensebb és a nagyobb súrlódás miatt számottevőbb szélnyíródás keletkezik, mint a nyílt vizek fölött. Ezért a szárazföldön futó forgószelek nem tudják olyan hosszú ideig megtartani oszlop-szerű alakját; elég egy erdősávnak vagy házsornak ütköznie, hogy hamarosan összeessék. Természetesen nyílt vizek fölött is egy idő után kigyózó mozgást végez, kacsakaringós alakot vesz fel (3., 4. kép) a különböző magasságokban uralkodó különböző irányú és sebességű áramlások hatására. Röviddel ezután a forgótölcsér szétszakad és hamarosan összeesik (5., 6. kép).

Hosszú ideig sokat vitatott kérdés volt, honnan származik a víztölcsérek vízyanyaga. Elméleti megfontolások és megfigyelések azonban már tisztázták, hogy a víztölcsérek keletkezése idején a

forgószelek magából a felhőzetből indul ki. Az örvénylés lefelé terjedésével, amikor az már a vízfelületet is eléri, a lég-örvényben uralkodó igen alacsony nyomás szívóhatása a vízfelületről bizonyos mennyiségű vizet ragad a magasba. Az örvénylés, alacsony nyomása folytán, a környezetéből levegőt is von el, és az hevesen befelé áramolva hirtelen lehül; így magában a forgótölcsérben is megindul a felhőképződés. A víztölcsérek kifejlett szakaszában azonban már nemcsak a jelentős horizontális konvergenciával áramló levegő hirtelen lehűlése, hanem a függőleges feláramlás is felhőképződéshez vezet. A felhőcsapppek benne maradnak az örvénylésben, mert a forgómozgás középpontja felé mutató nyomási gradiens meghaladja a centrifugális erőt. A víztölcsérekben tehát nagyobbbrészt felhőelemek vannak jelen, alsó harmadukban azonban úgyszólván kizárólag a vízből kiragadt nagyobb átmérőjű vízcsapppek találhatóak. Természetesen az örvénylés korával ez utóbbiak mind magasabbra és magasabbra kerülnek, mennyiségük azonban általában nem haladja meg a felhőelemekét. A forgótölcsérek tehát még a vízfelületek fölött sem összefüggő vízyanyagúak, bár egyesek csaknem átlátszóak, vagy legalább is áttetszők [2].

Több száz víztölcsér statisztikai vizsgálatának eredményeként térbeli és időbeli megjelenésüket illetően a következőket lehet mondani: Mint már említettük, a legtöbb víztölcsér a ciklonok délkeleti negyedében keletkezik, míg az északi negyedben nagyon ritkák. A ciklonok többi térségében megjelenésük gyakorisága nagyjából átmenetet képez a két szélsőséges helyzet között, azonban a keleti, északkeleti részükön valamivel több keletkezik. Ez azzal magyarázható, hogy az alacsonyabb földrajzi szélességek felől a talaj közelében áramló meleg levegő és ugyanakkor a magasban már megjelenő hideg-advekcio a légoszlop egyensúlyi állapotát lényegesen bizonytalanabbá alakítja. A ciklonok hátoldalán viszont a

víztölcsérek ritkább előfordulása a talaj közelében észak felől áramló hideg levegő és a magasabb szinteken az esetleg már délnyugatról megjelenő melegadvekciónak stabilizáló hatásának rovására írható.

A víztölcsérek időbeli megoszlását évi és napi menet szempontjából dolgozták fel. Az évi menet szerint a legtöbb víztölcsér júniusban és júliusban keletkezik, míg az őszi és téli hónapokban számuk hirtelen megszappan; Közép-Európában decembertől márciusig egyetlen víztölcsért sem figyeltek meg. A víz-

TÁBLÁZAT

A víztölcsérek és zivatarok megoszlása %-ban a nap különböző szakaszában Közép-Európa területén

Óra	Víztölcsérek	Zivatarok
00—02	0,9%	2,9%
02—04	2,4	2,5
04—06	1,2	2,1
06—08	7,1	1,9
08—10	7,1	2,5
10—12	13,9	7,1
12—14	15,4	15,3
14—16	20,4	21,0
16—18	23,4	19,3
18—20	5,3	13,0
20—22	2,1	8,5
22—24	0,9	3,9

tölcsérek gyakoriságának napi menetét táblázatunk mutatja be [1]. Ebből látható, hogy a víztölcsérek leggyakrabban délután 4—6 óra között keletkeznek. Ugyanakkor a zivatarok megjelenésének gyakorisága délután 6 óra után nem csökken olyan hirtelen, mint a víztölcséreké. Ez is alátámasztja előbbi megállapításunkat, hogy a víztölcsérek

képződésének szükséges, de nem elégséges feltétele a légoszlop számottevő labilizálódása. Az esti zivatarok forgótölcsérek nélküli gyakoribb megjelenése azt jelzi, hogy a vízfelszín, illetőleg az alsóbb levegőrétegek hűlésének megindulása késő délután a levegőoszlop egyensúlyi állapotát biztosabbá fordítja. Ezek után a víztölcsérek leggyakoribb megjelenése ezekben a késő délutáni órákban nyilvánvaló. A kisebb vízfelületek ui. Közép-Európában legmagasabb hőmérsékletüket a nap folyamán 16 és 18 óra között érik el, tehát a tavak fölötti légoszlop labilitási fokának mértékszámát tekintve a maximum ezekben a késő délutáni órákban következik be.

A víztölcsérek megjelenésének a levegő labilitási fokának nagy mérték-számával fennálló szoros kapcsolata nyilvánvalóvá teszi azt, hogy a balatoni víztölcsérek kialakulásának előfeltétele a meglehetősen meleg vízfelület. Érthető tehát, hogy keletkezésük hosszabb, meleg időjárási szakasz után gyakoribb. Az 1963. július 11-i balatoni víztölcsér is — amelyről sikerült felvétel-sorozatot is készítenünk —, ilyen időjárási periódus után keletkezett: a vízfelület hőmérséklete előzőleg napokon keresztül 25—27° volt.

(A kézirat beérkezett: 1963. aug. 16-án)

*

IRODALOM: [1] Wegener, A.: Wind- und Wasserhosen in Europa. F. Vieweg u. Sohn Verlag, Braunschweig 1917. 301. old. — [2] Aujezsky L.: Különleges és érdekes időjárási jelenségek. Fejezet a K. M. Term. Tud. Társulat „Természet világa” sorozat „A légkör” c. kötetében, Budapest 1939. 26. old.

Az ekvivalens hőmérséklet napi járása Budapesten

Diurnal Variations of Equivalent Temperature at Budapest (Summary). Hourly mean values of equivalent temperature at the Budapest (Kitaibel Pál street) observatory from the period 1950–1959 are published. Equivalent temperatures have been computed by using Prött's formula. Diurnal mean values obtained from the Robitzsch formula are compared with mensual hourly values deduced from the Prött formula.

×

Az ekvivalens hőmérséklet — mint ismeretes — a levegőnek a kicsapódási hő árán megnövelt hőmérséklete, vagyis az a hőmérséklet, amire a levegő fölmelegedne, ha teljes páratartalma kicsapódna és egész rejtett hőmennyisége felszabadulna.

Az ekvivalens hőmérséklet fogalmát V. Bezold 1905-ben vezette be, majd egy év múlva W. Knoche fűtés- és szellőzés-technikai kérdésekkel kapcsolatos vizsgálatai során alkalmazta. J. Hann megállapítására, mely szerint az ekvivalens hőmérséklet biológiai szempontból érdektelen, egy időre mellőzték a meteorológiában. C. H. Prött 1913-ban az előzmények ismerete nélkül jutott el az ekvivalens hőmérséklet fogalmához, majd az élő szervezet légzés folytán előálló hővesztésé-

nek megállapítására alkalmazta. Későbbikben az ekvivalens hőmérséklet alkalmazási területe szélesedett, nélkülözhetetlenné vált a légtömeganalízisben, majd nagyobb tért nyert M. Robitzsch, F. Linke, Dalmady Z., W. W. Spangenberg, stb. bioklimatológiai kutatásaiban. Azokban a folyamatokban, melyekben párolgás és kicsapódás történik, így pl. az élő szervezeteknek a légzés során történő hővesztésének vizsgálatában, az ekvivalens hőmérséklet alkalmazása szükséges. Fontossága indokoltá tette napi menetének kiszámítását.

Az ekvivalens hőmérséklet napi menetét a budapesti, Kitaibel Pál utcai obszervatórium hőmérséklet- és légnedvesség-regisztrátumainak havi órákozépei alapján, az 1950-től 1959-ig terjedő tíz évre határoztuk meg. A számítás a gyakorlati szempontból megfelelő pontosságú Prött-féle képlet segítségével végeztük:

$$t_e = t + 2e,$$

ahol t_e az ekvivalens hőmérséklet C°-ban, t a léghőmérséklet C°-ban, e a gőznyomás Hgmm-ben.

Az ekvivalens hőmérséklet átlagos óraértékeit az I. táblázatban közöljük. Az évi átlagos napi menet maximuma 15 órakor 29,1 C°,

I. TÁBLÁZAT

Az ekvivalens hőmérséklet óraértékei Budapesten (1950–1959 évi átlag)

Óra	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Közép
1	6,0	7,0	12,3	20,6	30,0	38,6	42,3	40,7	33,2	22,6	15,6	11,1	23,3
2	5,9	6,9	11,9	20,0	29,4	37,8	41,6	40,0	32,7	22,1	15,3	10,9	22,9
3	5,7	6,7	11,4	19,5	28,8	37,2	41,1	39,7	32,1	21,7	15,2	10,8	22,5
4	5,6	6,4	11,2	19,1	28,3	36,6	40,8	38,9	31,5	21,3	15,0	10,7	22,1
5	5,4	6,2	10,9	18,6	28,0	36,4	40,4	38,5	31,0	21,1	14,8	10,6	21,8
6	5,4	6,0	10,6	18,6	28,6	37,7	41,1	38,6	30,6	20,9	14,8	10,5	22,0
7	5,4	5,9	10,7	20,0	30,5	39,5	43,5	40,9	31,9	21,0	14,6	10,5	22,8
8	5,4	6,1	11,7	21,5	32,4	41,3	45,2	43,3	33,6	22,4	14,8	10,4	24,0
9	5,7	6,8	13,2	23,0	33,6	42,7	46,8	45,1	35,8	24,5	15,5	10,7	25,3
10	6,6	7,9	14,6	24,4	34,7	43,7	47,9	46,5	37,6	26,2	16,3	11,2	26,5
11	7,3	8,9	15,7	25,4	35,7	44,5	48,7	47,3	38,9	27,6	17,0	11,9	27,4
12	7,7	9,9	16,7	26,4	36,3	45,1	49,0	47,9	39,6	28,5	17,7	12,4	28,1
13	8,2	10,5	17,4	26,8	36,7	45,5	49,8	48,3	40,1	29,2	18,2	12,8	28,6
14	8,6	10,9	17,9	27,3	37,0	45,8	49,9	48,4	40,3	29,5	18,6	13,2	29,0
15	8,6	11,1	18,2	27,5	37,0	45,9	49,9	48,6	40,4	29,5	18,7	13,2	29,1
16	8,4	11,0	18,0	27,4	36,8	45,9	49,6	48,2	40,0	29,2	18,5	12,9	28,8
17	8,0	10,5	17,5	26,7	36,4	45,3	49,4	47,9	39,2	28,2	17,9	12,6	28,1
18	7,6	9,9	16,9	26,0	35,4	44,4	48,4	46,8	38,4	27,1	17,5	12,3	27,6
19	7,4	9,3	16,0	25,3	34,8	43,9	48,1	46,1	37,1	26,1	17,1	12,2	27,0
20	7,0	8,8	15,3	24,2	33,9	43,1	47,1	44,8	36,3	25,2	16,8	11,9	26,2
21	6,8	8,5	14,7	23,5	32,9	42,0	45,7	43,7	35,4	24,6	16,3	11,8	25,5
22	6,5	8,1	14,1	22,7	32,1	41,0	44,4	42,7	34,7	23,9	16,1	11,5	24,8
23	6,2	7,8	13,5	22,0	31,4	40,2	43,5	41,9	34,0	23,2	15,8	11,4	24,2
24	6,0	7,5	13,0	21,4	30,7	39,5	42,9	41,3	33,5	22,7	15,7	11,2	23,8
Közép	6,7	8,3	14,3	23,2	33,0	41,8	45,7	44,0	35,7	24,9	16,4	11,6	25,5

minimuma 5 óraker 21,8 C°. Az átlagos napi ingás 7,3 C°. Az ekvivalens hőmérséklet évi átlagértéke 25,5 C°. A havi közepek maximuma 45,7 C° júliusban, minimuma 6,7 C° januárban. A közepes évi ingás tehát 39,0 C°.

Az év folyamán a maximumok 14–16 óra között, a minimumok 5–8 óra között vannak, a Nap járását követve fokozatosan korábbi órára tolódnak. Évi menetben a maximum 49,9 C° júliusban 14 óraker, a minimum 5,4 C° januárban 7 óraker. A napi ingás mérsékelt, legmagasabb értékű augusztusban 10,1 C° (maximum 48,6 C°, minimum 38,5 C°), legkisebb értékű decemberben 2,8 C° (maximum 13,2 C°, minimum 10,4 C°). Az évi ingás jelentős, legnagyobb értéke 41,6 C° 13 óraker (maximuma 49,8 C°, minimuma 8,2 C°), legkisebb értéke 35,0 C° 5 óraker (maximuma 40,4 C°, minimuma 5,4 C°).

A valódi havi középértékeknek és a terminusközepeknek a különbségét a II. táblázatban mutatjuk be. A terminusközep [(7 + 14 + 21 óra) / 3] 0,1–0,7 C°-kal, átlagosan 0,3 C°-kal magasabbak a valódi középértékeknek.

II. TÁBLÁZAT

A budapesti ekvivalens hőmérséklet valódi és terminusközepének különbsége

	Terminus- közép	Valódi közép	Különb- ség
I.	6,9 C°	6,7 C°	0,2 C°
II.	8,4	8,3	0,1
III.	14,4	14,3	0,1
IV.	23,6	23,2	0,4
V.	33,5	33,0	0,5
VI.	42,4	41,8	0,6
VII.	46,4	45,7	0,7
VIII.	44,3	44,0	0,3
IX.	35,9	35,7	0,2
X.	25,0	24,9	0,1
XI.	16,5	16,4	0,1
XII.	11,8	11,6	0,2
Év	25,8	25,5	0,3

Az ekvivalens hőmérséklet bioklimatológia alkalmazása különösen jelentőssé teszi szélsőértékeinek ismeretét. Ezt szolgálja a maximális és minimális óraértékeket bemutató III. táblázatunk. A szélsőértékek abszolút különbsége 60,0 C°. Azonos időpontban a léghőmérséklet abszolút különbsége 37,6 C° (28,2 C° és –9,4 C°). A maximális és minimális óraértékek legkisebb értékeinek különbsége 19,5 C° (13,5 C° és –6,0 C°), legnagyobb értékeinek különbsége 16,3 C° (54,0 C° és 37,7 C°).

A budapesti, Kitaibel Pál utcai obszervatórium adatai alapján Kakas J. az ekvivalens hőmérséklet napi középértékeit határozta meg az 1871-től 1940-ig terjedő időszakra [1]. Az

III. TÁBLÁZAT

Az ekvivalens hőmérséklet abszolút maximuma és minimuma az egyes hónapokban (1950–1959)

Hó	Maximális óraérték	Minimális óraérték
I.	13,5 C°	– 1,2 C°
II.	17,4	– 6,0
III.	23,3	5,8
IV.	34,8	15,2
V.	44,0	24,1
VI.	51,9	33,1
VII.	53,3	37,7
VIII.	54,0	34,8
IX.	45,5	24,9
X.	33,5	16,3
XI.	24,1	8,4
XII.	16,2	7,6

átlagos napi középértékek kiszámítását Robitzsch definíciója alapján végezte el. Így összehasonlíthatjuk a Robitzsch-féle képlettel meghatározott napi középértékek és a Prött-féle képlettel meghatározott havi óraerözep adatait. A kétféle úton előállított havi középértékek közötti különbséget a IV. táblázatban közöljük. A különbség-értékek előjele pozitív, ha a napi középértékekből számított értékek nagyobbak, mint a havi óraerözepkből szá-

IV. TÁBLÁZAT

A napi középértékekből (Robitzsch-f. képlettel) és a havi közepéből (Prött-f. képlettel) számított ekvivalens hőmérséklet különbsége

Hó	Különb- ség	Hó	Különb- ség
I.	–0,4 C°	VII.	+1,8 C°
II.	+0,3	VIII.	+1,8
III.	+1,7	IX.	+1,6
IV.	+1,8	X.	+2,1
V.	+2,9	XI.	–0,2
VI.	+1,4	XII.	–2,6
		Év	+1,0

mitottak. Az ellentétes irányú különbséget negatív előjel jelöli. Az átlagos különbség +1,0 C°. A pozitív különbség maximuma 2,9 C° májusban, minimuma 0,3 C° februárban. Januárban, novemberben és decemberben az eltérés negatív előjellű.

A meglehetősen egyenletes és abszolút értékben sem nagy különbségértékek ismeretében úgy véljük, hogy a felvetődő probléma természete szerint az ekvivalens hőmérséklet számításakor mindkét módszer követhető.

(A kézirat beérkezett: 1961. nov. 4-én.)

IRODALOM

[1] Kakas J.: Az ekvivalens hőmérséklet napi középértékei Budapesten. *Időjárás*, 53. évf. Budapest, 1949. 241. o.

A Tihanyi-félsziget terepklimatológiai jellemzése

A Field-Climatological Characterization of the Tihany Peninsula (Summary). The results of field-climatological investigations executed in June 1959 have yielded the opportunity of delimitating areas of various climatological conditions. Taking into account the values of average diurnal amplitudes of air temperature and atmospheric humidity, as well as orographical conditions and the vicinity of Lake Balaton, and using a five-degree classification of climatological values, 13 peculiar climatic areas have been found. The data available are not sufficient for including every spot on the Peninsula in this classification. It was possible, however, to point out the areas possessing most characteristic and most different conditions, the remaining parts being rather zones of transition only.

×

A különböző terepklimatológiai vizsgálatok módját nyújtanak arra, hogy egy-egy kiválasztott terület meteorológiai viszonyait részletesen megismerhesük. Azáltal, hogy a különböző okok — domborzat, talajfajta, vízközelség — hatására kialakuló helyi sajátosságokat mérések útján feltárjuk, lehetővé válik, hogy valamely meteorológiai elem alapján kijelöljük a vizsgált terület eltérő sajátosságú terepszakaszait.

A terepklimatológiai kutatások során nyert eredmények térképes ábrázolására és a különböző terepszakaszok elhatárolására ma még nincs egységes, általánosan elfogadott módszer. Leggyakoribbak a minimumhőmérséklet alapján készült és a mezőgazdaság céljait szolgáló fagyveszélyességi térképek. A különböző térképes ábrázolások közös jellemvonása az, hogy a mindenkorin élnak megfelelően a kutatók kiválasztják a területre érvényes normális éghajlati viszonyoktól eltérő, kedvező és kedvezőtlen, s ezek között még az extrém kedvező és extrém kedvezőtlen tereprészeket [1].

Előző tanulmányainkban részletesen foglalkoztunk a Tihanyi-félsziget hőmérsékleti viszonyaival az 1959 júniusi és szeptemberi kutatások alapján [2, 3]. Jelen tanulmányunknak az a célja, hogy ezeket a kutatásokat teljesebbé

tegyük az eltérő sajátosságú terepszakaszok kijelölésével.

1959 júniusban a félsziget jellegzetes pontjain (déli, északnyugati, északi lejtő, hegytető, Külső-tó, Belső-tó, Balatonpart) felállított megfigyelőhelyek adatait tekintve kitűnik, hogy a vizsgált területen jelentős hőmérsékletkülönbségek alakulhatnak ki, különösen az éjszakai órákban (*I. táblázat*). A félsziget

I. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet átlagos napi szélső értékei és amplitúdója Tihanyban 1959 júniusában

Állomás	Max.	Min.	Amplitúdó
Déli lejtő	21,3°	15,1°	6,2°
Nyugati lejtő	21,5	14,5	7,0
Diósi-rét	21,3	13,2	8,1
Északias lejtő	21,0	14,5	6,5
Halásztanya	22,0	13,8	8,2
Tihanyi rév	20,5	15,0	5,7
Falu	21,3	15,0	6,3
Külső tó	21,5	13,3	8,2
Belső tó	20,9	15,0	5,9
Biológiai Intézet	21,4	15,4	6,0
Hármashegy	21,6	15,1	6,5

mélyen benyúlik a Balatonba, a hőmérséklet azonban általában nem a vízközelségtől, hanem a domborzattól füg-

II. TÁBLÁZAT

A légnedvesség átlagos napi szélső értékei és amplitúdója Tihanyban 1959 júniusában

Állomás	Max.	Min.	Amplitúdó
Déli lejtő	80%	60%	20%
Nyugati lejtő	84	58	26
Diósi-rét	92	67	25
Északias lejtő	79	58	21
Halásztanya	95	72	23
Tihanyi rév	92	75	17
Falu	84	63	21
Külső tó	87	60	26
Belső tó	85	63	22
Biológiai Intézet	adatok	nem	megbízhatók
Hármashegy	80	62	18

gőn alakul. A medencékben, itt első-sorban a Külső tóra gondolunk, a helyi kisugárzás, valamint a lejtőkről lefolyó és felhalmozódó hideg levegő rendkívül erős lehűlést, éjszakai talajközeli ködöt és bőséges harmatképződést idéz elő.

A légnedvesség eloszlása is tükrözi a helyi hatásokat (II. táblázat). A vízparti állomásokon (Tihany-rév, Halásztanya) a relatív nedvesség mind nappal, mind éjszaka magasabb, mint a félsziget többi pontján, kb. 10%-kal. A sekély Belső-tó mellett a kis víztömeg légnedvességnövelő hatása nem tűnik ki. A Diósi réten elhelyezett állomásnál a nappal is meglehetősen nagy légnedvesség a Balaton hatásának tulajdonítható. Megjegyezzük, hogy a nedvességben kisebbek a megfigyelőhelyek közti különbségek, mint a hőmérsékletben, s úgy tűnik, a nedvességkülönbségek létrejöttében elsősorban a víz-közelség hatása érvényesül.

A félsziget egyes pontjain a Balaton-tól való távolság és a domborzat hatása különbözőképpen mutatkozik meg a hőmérséklet és nedvesség alakulásában, azonban a kialakuló különbségek jellemzők. Éppen ezért kijelölhetjük a két elem alapján az eltérő helyi sajátosságú tereprészeket.

A felosztás alapjául a két elem átlagos napi amplitúdóját választottuk. Vizsgálataink szerint ez bizonyult a legalkalmasabbnak. Sem a minimum-, sem a maximumhőmérséklet alapján nem nyerhetünk olyan felosztást, amely helyesen jellemezné az egyes állomások, ezen keresztül az egyes tereprészek különbözőségét. Nem mellékes az a körülmény sem, hogy az említett karakterisztikák esetében csak egyetlen elemet, a hőmérsékletet vennénk figyelembe, míg az amplitúdót választva alapként, módunk van a légnedvesség adatainak a felhasználására is.

Az állomások hőmérsékletének és nedvességének napi menetéből nyert amplitúdók alapján kiszámítottuk a terület átlagos hőmérsékleti és nedvességi amplitúdóját. Az egyes megfigyelőhelyek

amplitúdói vagy nagyobbak, vagy kisebbek, mint a területi átlagos érték. Az amplitúdók alapján tehát az állomások két nagy csoportba sorolhatók: az egyikben az átlagosnál kiegyenlítettebb, a másikban az átlagosnál szélsőségesebb a hőmérséklet és nedvesség átlagos napi járása. A két csoportot azonban célszerű tovább bontani, s a kevésbé kiegyenlített, vagy kevésbé szélsőséges helyeket különválasztani. A csoportokat a területi átlagos amplitúdó értékétől való eltérés nagysága szerint választottuk szét. Az eltérésközök hatá-

III. TÁBLÁZAT

A felosztás alapjául szolgáló eltérésközök

1. *A hőmérséklet, területi átlagos amplitúdója:*
6,8°

Az átlagosnál kiegyenlítettebb	
5,4--6,1°	6,11--6,8°
Biológiai Intézet Belső tó Tihanyi rév	Hármashegy Falu Déli lejtő Északias lejtő

Az átlagosnál szélsőségesebb	
6,81--7,5°	7,51--8,2°
Nyugatias lejtő	Külső tó Halásztanya Diósi-rét

2. *A nedvesség, területi átlagos amplitúdója:*
21,5%

Az átlagosnál kiegyenlítettebb	
17,2--19,3%/o	19,4--21,5%
Déli lejtő Hármashegy Tihanyi rév	Halásztanya Belső tó Falu Északias lejtő

Az átlagosnál szélsőségesebb		
21,6--23,7%	23,8--25,8%	25,9--28,0%
—	—	Külső tó Diósi-rét Nyugatias lejtő

rait a területi átlagos amplitúdó tizedrészével csökkentett, vagy nagyobbított hőmérséklet- és nedvesség-, illetve amplitúdóértékek jelentik (III. táblázat).

Az állomásoknak az egyes csoportokba történő besorolása alapján az elhatárolható, eltérő sajátosságú terepszakaszok a következők (I. ábra) :

A) Az átlagosnál kiegyenlítettebb terület. Három része osztható:

a) legkiegyenlítettettebb (Biológiai Int., Tihany-rév),

b) az előbbinél kevésbé kiegyenlített (déli lejtő, Belső-tó medencéje, Hármashegy teteje),

c) legkevésbé kiegyenlített terepszakaszra (Tihany falu, északias lejtő).

B) Az átlagosnál szélsőségesebb terület. A területi átlagos amplitúdótól való eltérés mértéke szerint felosztható:

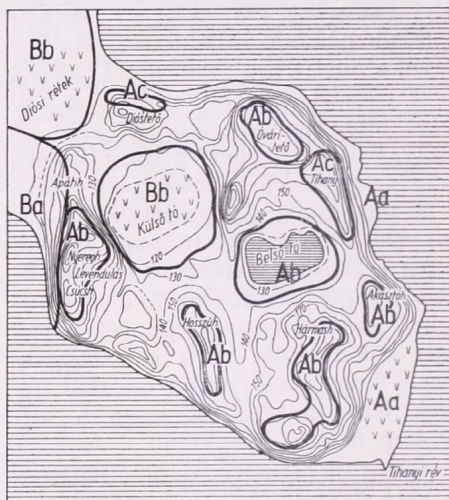
a) kevésbé szélsőséges (nyugati lejtő) és

b) legszélsőségesebb terepszakaszra (Külső-tó medencéje, Diósi rét).

Megjegyzendő, hogy a balatonparti Halásztanyánál elhelyezett állomást nem soroltuk egyik csoporthoz sem. A hőmérsékleti értékek alapján a legszélsőségesebb területhez tartozna, a nedvességet tekintve pedig az átlagosnál kiegyenlítettettebbhez. Azonban a megfigyelőhely, amint a tihanyi hőmérsékleti viszonyok részletes leírásakor említettük (lásd [2]), részben meglehetősen zárt helyen volt, részben a Hosszú-hegy mellett húzódó völgy kijáratánál, ahol éjszaka a lejtőkről lefolyó hideg levegő a Balaton-partra jut. Ennek következtében sokkal szélsőségesebb, mint a többi vízparti megfigyelőhely. Úgy véljük, az észlelések adatai csak a Halászház közvetlen környékére érvényesek és helytelen lenne arra a következtetésre jutnunk, hogy a félsziget nyugati partja sokkal szélsőségesebb, mint a többi vízparti része.

Ábránkon elsősorban a megfigyelőhelyek alapján — természetesen a domborzat figyelembe vételével — elhatárolható tereprészeket jelöltük ki. Azonban az egyes állomások által reprezen-

tált terepszakaszokhoz hasonló elhelyezkedésű, magasságú hegytetőket, mélydések, vagy hasonló kitettséggű lejtőket is számbavettük és feltételezve, hogy az azonos körülmények hatására a hőmérséklet és nedvesség alakulása-



A Tihanyi-félsziget eltérő sajátosságú terepszakaszai

ban jelentkező sajátosságok egyezők, a hasonló tereprészeket egy csoportba soroltuk.

Ezen megfontolások és az amplitúdóértékek alapján történt csoportosítás szerint elhatárolt terepszakaszokat röviden a következőkkel jellemezhetjük:

A/a) A legkiegyenlítettettebb terepszakasz. Ide soroljuk a Tihany-révnél és a Biológiai Intézet kertjében levő állomások adatai alapján a félsziget közvetlen balatonparti szegélyét. Keskeny, partmenti sáv, amely a víz és a parttól kis távolságban emelkedő dombok közti részt foglalja magában. Jellemző erre a részre, hogy nagyon kicsi a hőmérsékleti és nedvességi amplitúdó, amely a víz kiegyenlítő hatásának a következménye. Éppen ezért itt mind a nappali felmelegedés, mind az éjszakai lehűlés kisebb mérvű, mint a többi tereprészen, valamint a légnedvesség mindkét nap-

szakban magas. A Balaton-part a félsziget leglátogatottabb része, itt vannak a strandok, a motel és az üdülők.

A/b) A második elhatárolható terepszakasz a kevésbé kiegyenlítettnek nevezhető, amelyet még meglehetősen kedvező hőmérséklet- és nedvességviszonyok, s az amplitúdók bizonyos kombinációja jellemez, azaz, e terület csak az egyik elem amplitúdó értéke alapján kevésbé kiegyenlített, a másik elem szerint a legkiegyenlítettebb terepszakaszhoz lehetne sorolni. Ide tartozik a Belső-tó medencéje, a Hármashegy meglehetősen kopár észak-déli vonalú gerince, az ugyancsak eléggé kopár és 200 m-t meghaladó Óvári-tető felső része, a Hosszúhegy észak-déli vonulású gerince, a Csúcshegy és a Nyereghegy keskeny, részben sziklás, részben bokrokkal, elszórtan fákkal borított teteje, valamint a déli lejtőjű levendulás.

E csoportosítás, amely szerint a dombtetők és a déli lejtő — ahol figyelemreméltó körülmény, hogy az állomást a lejtő felső részén állítottuk fel — azonos sajátosságú terepszakaszokként tekinthető, nem csupán az adatok, de azon megfontolás alapján is elfogadható, hogy a félszigeten kis kiterjedésű, maximálisan 230 m magasságot elérő dombok fordulnak elő, s a szintkülönbség a 130 m-t sem haladja meg. Figyelembe veendő, hogy mind a Hármashegy tetejéről, mind a déli lejtő felső részéről, ahol a megfigyelőhelyek voltak, az éjszaka folyamán lehűlő levegő lefolyik a mélyedésekbe, így a hőmérséklet éjszakai értékei között, amint az adatok bizonyítják, alig van különbség. A napali fölmelegedés idején pedig nemcsak e két hely, hanem a félsziget egész területét tekintve sincs egy fokot meghaladó eltérés. Így érthető, hogy a levendulás és a hegytető amplitúdó értékei közel állók.

Mint említettük, a kevésbé kiegyenlített terepszakaszhoz tartozik a Belső-tó medencéje is, amely morfológiailag ugyan kedvez a hideg levegő felhalmozódásának, azonban részben a hideg

levegőnek a Külső-tó medencéjébe történő átfolyása, részben a jelenlevő sekély víztömeg hatására nem alakulnak itt ki szélsőséges éjszakai hőmérsékletek. A hőmérsékleti amplitúdó alapján a legkiegyenlítettebb csoporthoz tartozhatna, mivel azonban derült éjszakákon erősebben lehűl, mint a félsziget tóparti része, a kevésbé kiegyenlített terepszakaszhoz való sorolását tartottuk helyesnek, amelyet a nedvesség amplitúdója feltétlenül alátámaszt.

A Balaton-part és e második elhatárolható terepszakasz között a hőmérséklet látagos értékeiben alig van különbség, a hőmérsékleti amplitúdó és a légnedvesség átlagos értékeiben azonban mutatkozik eltérés. A Balaton-parton a légnedvesség mind nappal, mind éjszaka legalább 10%-kal nagyobb, mint a Belső-tónál, a déli lejtőn, vagy a hegytetőn.

A/c) A harmadik eltérő sajátosságú terepszakaszhoz, amit felsorolásunkban legkevésbé kiegyenlítettnek neveztünk, a félszigeten lévő régi település, maga a falu, a Diósi-tető észak-északkeleties lejtője tartozik, s feltehetően ide sorolható a többi északias lejtő is. E harmadik csoportban a legkevésbé kiegyenlített a hőmérséklet és nedvesség napi járása, amelyet természetesen az állomások közti relatív különbségek alapján kell értelmeznünk.

B/a) Az átlagosnál szélsőségesebb csoportban a kevésbé szélsőséges terepszakaszt a Nyereg-hegy északnyugati-nyugatias lejtője képviseli. A félszigeten található többi nyugatias lejtőt nem sorolhatjuk ide, mert a domborzati viszonyokat vizsgálva kitűnik, hogy több, a mérőhelyhez hasonló környezetű lejtő nem található. A Nyereg-hegy eléggé meredeken ereszkedik a Balaton-partra, míg a többi domb nyugatias lejtője többnyire kis völgyben végződik, s így feltehetően a hőmérséklet és nedvesség alakulásában is eltérések vannak.

Az adatok szerint a Nyereg-hegy nyugati oldalán a hőmérséklet és nedvesség amplitúdója nagyobb, mint a többi lej-

tón. A megfigyelőhely a lejtő lábához közel volt, amely körülmény feltétlenül hozzájárult a szélsőségesebb jelleg létrejöttéhez, s az adatok már csak ezért sem terjeszthetők ki a többi azonos irányú lejtőre.

B/b) A legszélsőségesebb terepszakasz a Külső-tó medencéje és a Diósi-rét. A szélsőségség oka a levegő erőteljes éjszakai lehülése, amely a domborzat és a talajfajta együttes hatásának következménye, természetesen a helyi kisugárzás mellett. A tőzeges talaj kisugárzása és a környező lejtőkről a medencébe lefolyó és felhalmozódó hideg levegő, a kialakuló hideg légtömeg következtében ez a terület átlagosan 2—3, a minimumhőmérsékletet tekintve 6—8°-kal hidegebb, mint a többi terepszakasz. Derült éjszakákon itt különösen alacsony hőmérsékletek alakulnak ki, s gyakran képződik a Külső-tó medencéjét teljesen beborító talajközeli köd. A Diósi-réten, különösen nappal, a légnedvesség magasabb, mint a Külső-tóban, amelyet a Balaton közelségével magyarázha-

tunk. A hőmérséklet alakulásában azonban nem érvényesül a vízközelség, amint az adatokból kitűnik, hőmérséklet tekintetében éppoly szélsőséges, mint a félsziget belsejében levő Külső-tó.

A hőmérséklet- és nedvesség megfigyelések alapján elhatárolt terepszakaszokba nem soroltuk be a félsziget minden pontját, a kutatások anyaga erre nem adott lehetőséget. A legjellemzőbb és legelterjedtebb sajátosságú területeket azonban kijelölhettük, s a fennmaradó tereprészek csupán átmeneti jellegű sajátosságokkal rendelkezhetnek. Pontos besorolásukhoz még további műszeres és vizuális vizsgálatok szükségesek.

(A kézírai bércézett: 1963. jan. 11-én)

IRODALOM:

- [1] *Knoch, K.*: Über das Wesen einer Landesklimaaufnahme. Zeitschrift f. Met. Bd. 5, H. 5/6. 1961.
- [2] *Endrődi, G.*: A hőmérséklet alakulása a Tihanyi-félszigeten. Beszámoló az 1960-ban végzett tudományos kutatásokról, Budapest, 1961.
- [3] *Endrődi, G.*: A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi-félszigeten. Időjárás, 65. évf. 2. sz.

Titkos Ervin:

A Balaton-felvidék szélárnyékoló hatása

Screening Effect on Air-Flow, Exerted by the Hills on the Northern Side of Lake Balaton (Summary). Wind measurements with a cup anemometer have been executed from a boat on Lake Balaton. The paper contains a discussion of data obtained in this way.

×

A balatoni vitorlázók gyakran fordulnak a siófoki Viharjelző Állomáshoz, hogy érdeklődjenek a jelenlegi és várható szélviszonyokról a Balatonon. Északias légáramlás esetén a tájékoztatásnál feltétlenül figyelembe kell venni a Balaton északi partja mentén húzódó domborzat szélárnyékoló hatását. Arról

azonban, hogy ez a hatás milyen mértékű, ez ideig nem álltak rendelkezésre megfelelő ismeretek. Ezért az elmúlt nyáron a viharjelzők elhatározták, hogy a Siófok és Balatonfűred között menetrend szerint közlekedő hajók egyikére forgókanalas anemométert szerelnek fel, hogy ezen a Balatont Ény—Dk-i irányban keresztül szelő útvonalon (1. ábra) szélméréseket végezzenek minden olyan időjárási helyzetben, amikor a légáramlás Ény-i, és ezért ezen az útvonalon a Balaton-felvidék szélárnyékoló hatása várható.

A mérések folyamán az anemométer

mutatójának állását időnként leolvasták, és a leolvasás időpontjával együtt feljegyezték. Minthogy ismert volt a hajó haladási sebessége, a $sebesség \times indulás \ óta \ eltelt \ idő = megtett \ út$ egyenlet alapján a hajó helyzete a mérés időpontjában megállapítható volt. Így az útvonal mentén a szélmérések helyét ki lehetett jelölni.

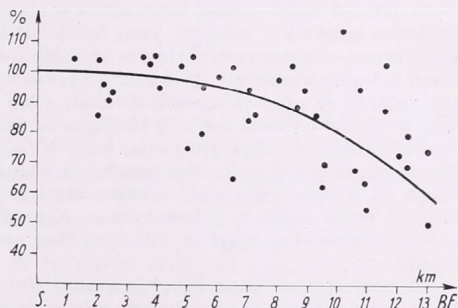
Az adatok feldolgozásakor azonban ezekre a helyekre nem magát a szélsébséget jelöltük be, hanem azt összehasonlítottuk a mérés ideje alatt Siófokon regisztrált átlagos szélsébséggel és kiszámítottuk, hogy az illető helyen mért szélsébség hány százaléka a Siófokon észleltnek. Ezeket a százaléértékeket tüntettük fel aztán a megfelelő helyeken, amint azt a 2. ábra mutatja.

Ebből az ábrából kiderül, hogy Siófokról Balatonfüred irányába haladva kb. 3 km-ig a szélsébség értéke átlagosan állandó marad, aztán előbb lassan, majd rohamosan csökken, és Balatonfüreden a szélsébség a Siófokon észleltnek csupán 60%-a. Ugyanakkor úgy látszik, mintha a szélsébség ingadozása az északi parthoz közeledve növekednék, minthogy a szélsébség százalékos értékeit ábrázoló pontok szórása is a 2. ábrán ebben az irányban haladva egyre nagyobb lesz, ami a domborzat által keltett légörvényesség következménye lehet.

Reméljük, hogy ez a széleloszlási görbe a jövőben segítségül fog szolgálni



1. ábra. Az anemométerrel felszerelt hajó útvonala



2. ábra. A szélsébség eloszlása Siófok és Balatonfüred között

a viharjelzőknek, amikor tájékoztatást adnak a Balatonon levő vagy várható szélviszonyokról.

(A kézirat beérkezett: 1963. márc. 4-én)

HORVÁTH LÁSZLÓ GÁBOR: A meteoropszichológiai tényezők szerepe az ipari, vasúti és az autó közlekedési balesetekben. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1963. 282 oldal, 53 ábrával. (Ára 70 Ft.)

Mai életünkkel együttjár a közlekedés hatalmas méretű fejlődése és vele a közlekedési balesetek erős elszaporodása is. A közlekedés biztonsága azonban nagy mértékben függ az időjárástól közvetve (pl. utak állapota, látástávolság stb.), de — mint e könyvből kitűnik — közvetlenül is, mert az időjárási (légköri) folyamatok hatással vannak a közlekedő ember idegállapotára is. Ma még nem ismeretes pontosan sem az az időjárási tényező (biofaktor), sem pedig a szervezet felvevő apparátusa, amelyeken keresztül a légkör és az ember kapcsolódik. Éppen emiatt kell úttörőnek tartanunk Horváth könyvét, amely óriási megfigyelési anyagon (20 000 baleset!) elvégzett matematikai-statisztikai vizsgálat-sorozat révén igyekszik az e téren felmerülő súlyos kérdésekre választ adni.

A feladat azért nehéz, mert mind a légkör jelenségei, mind pedig szervezetünk működése rendkívül bonyolult, sokrétű. Igen nehéz tehát megtalálni, kiválasztani a megfelelő kapcsolatokat, hiszen sokszor ezek előjele is változik (pl. gyógyszerek, kábítószeres szedése esetén stb.). Szerző a leglogikusabban igyekszik e kapcsolatokat tisztázni, pontról pontra halad és egymásután szűri ki az egyéb tényezők (évszak, a hét napja, alkohol, gyógyszer stb.) hatását. Ehhez a vizsgált 20 000 baleseti személy biológiai és pszichológiai vizsgálata elegendő alapot adott néki. Végeredményként megállapíthatja, hogy a frontáttvonulások alkalmával a balesetek száma általában megnő, és ennek az ember pszichikai állapotában bekövetkezett változások az okai. Közrejátszik itt a bizonytalanság, a határozatlanság, a töprengés fokozódása, a mozgások korlátozottsága, de az alkat is. Minden esetre Horváth művét, mint alapot kell használnia annak, aki hasonló kérdésekkel óhajt foglalkozni. Már pedig ezt a közlekedés gyorsulása nagyon is megkívánja.

Természetesen, mint minden úttörő munka esetében, e könyv sok megállapításával is vitába lehet szállni. Többek között már a munka címében szereplő „meteoropszichológia” szóalkotással is. Ma még ui. nem ismeretes a légköri tényezők támadáspontja szervezetünkben.

Nem hallgathatjuk el azt sem, hogy az alapul szolgáló meteorológiai tényezők, a frontok és a légtömegek, illetőleg azok átvonulásának meghatározása sem nélkülöz bizonyos fokú határozatlanságot. Az utóbbi évek során a kritériumok is változásokon mentek keresztül, ennél fogva a meghatározás pontossága régebben kisebb volt. Ezek azonban olyan részletkérdések, amelyekre a további vizsgálatok során bizonyára több fény fog derülni. Minden esetre Horváth grafikonjainak nagyrésze a matematikai-statisztikai ellenőrzést formálisan kiállotta. Fenntartással kell azonban fogadnunk az ionoszférával kapcsolatos vizsgálatok eredményeit, hiszen ezek a kutatások még csak a kezdet kezdetén vannak. Ámde éppen ez a pont lenne hivatott választ adni arra a kérdésre, hogy vajon a biológiai (pszichikai) hatótényező egysesgyedül a frontokban, légtömegekben keresendő-e vagy pedig van-e az ionoszférának közvetlen (sugárzási vagy elektromos) hatása is?

Szerzőnk könyve végén „Következtetések” címszó alatt adja vizsgálatainak összefoglalását. Felteszi a kérdést, hogyan fokozható ellenállásunk az időjárási tényezőkkel szemben, illetőleg orvosrendészeti téren milyen intézkedések szükségesek a közlekedés biztonságának növelése érdekében? A hét pontban felsorolt teendőkkel — úgy véljük — teljes mértékben egyetérthet a meteorológus is.

Berkes Zoltán

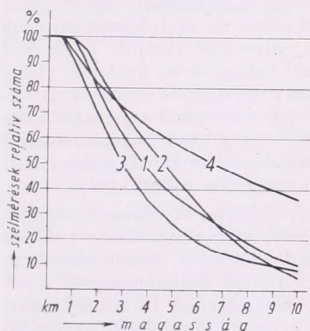
STEINHAUSER, F. — CEHAK, K.: Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten über Wien bis 30 km Höhe, 1952 — 1960. (A szélirányok és a szélsébségek gyakorisága Bécs fölött, 30 km magasságig.) Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien. Publikation Nr. 177. Wien 1962. 1 — 54 oldal.

A meteorológiai kutatások alapvető feladata az általános cirkuláció megismerése. Az első cirkulációs modellek megszerkesztésére a talajon végzett észlelések szolgáltatták az anyagot. Az aerológiai mérések kezdetben a nyomásmezőnek a magasabb rétegekre kiterjesztett tanulmányozása útján közvetve járultak hozzá az általános cirkuláció kutatásához, mivel a köz-

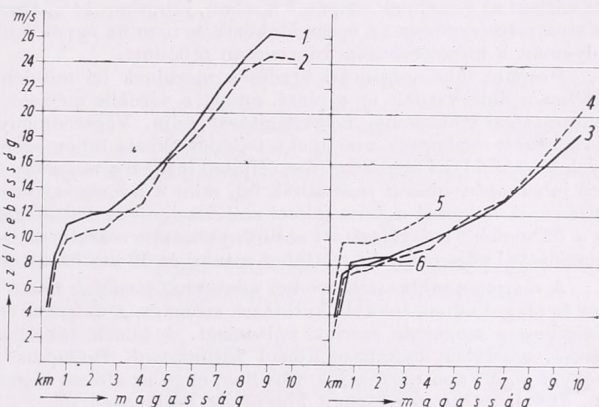
veten magassági szélmérések optikai léggömbkövetés útján csak szép időben tették lehetővé a magasabb rétegek szélviszonyainak vizsgálatát. Jelentős elhataladást okozott az általános cirkuláció tanulmányozásában a rádiós szélméréseknek a második világháborút követő elterjedése, valamint a 30–35 km-es szintet rendszeresen elérő léggömbök gyártása. Az aerológiai mérés-technika fejlődését figyelembe véve a Nemzetközi Geofizikai Év legfontosabb meteorológiai célkitűzése az általános cirkuláció tanulmányozásának a sztratoszféra magasabb rétegeire való kiterjesztése volt.

Az általános cirkuláció kutatását támogatja a WMO-nak több ajánlása is, amelyek az értékes aerológiai adatoknak és össze foglaló feldolgozásuknak publikálását javasolják.

Éppen ezért örömmel üdvözöljük a bécsi Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik kiadásának az „Aerologische Berichte“ első külömfuzetéként *Steinhauser F.* és *Cihak K.* tollából



1. ábra. A vizuális pilotmérések számának relatív csökkenése a magassággal
 1. Wien 1952–60 9–6^h GMT
 2. Wien 1952–60 21–18 GMT
 3. Budapest 1955
 4. Budapest 1938



2. ábra. A közepes szélességség változása a magassággal
 1. Wien 1952–60 január
 2. Budapest 1960–62 január
 3. Wien 1952–60 július
 4. Budapest 1960–62 július
 5. Lindenberg 1905–25. Év
 6. Lemberg (A, Wagner nyomán). Év

megjelent összefoglaló munkát, amely a szélirány és a szélességség gyakorisági eloszlását tartalmazza Bécs fölött a talajtól 30 km magasságig az 1952–1960 közötti 9 év aerológiai mérése-alapján. A kiválasztott időköz belesik a WMO által aeroklimatológiai feldolgozásokra javasolt 10 éves időszakba s az 1951. évet azért nem tartalmazza, mivel Bécsben a rendszeres magassági szélmérések 1951. november 30-án indultak meg.

Az elmúlt 9 év az aerológiai mérés-technika gyors fejlődésének időszaka volt. A vizuális pilotmérések mellett egyre pontosabbakká váltak a rádiós szélmérő eszközök s ez a körülmény a mérési adatsorban a fejlődéssel együttjáró inhomogenitást okozott. Ismeretes, hogy a vizuális pilotmérésekben az ún. „szépidő” szélviszonyai tükröződnek, a rádiós szélmérésekből pedig – mivel a műszerre jellemző, meghatározott magassági szög alatt a mérések bizonytalanokká válnak – a magasabb rétegek erősebb szelei választódnak ki. További inhomogenitást okoz az 1951–1960-as időközbe az a nemzetközi határozat, amely a mérések időpontját 1957. április 1-től kezdve 3 órával odébb tolta.

A vizuális pilotok használhatóságát legjobban a mérések számának a magassággal való csökkenése mutatja. A dolgozat 2. táblázata alapján készült ismertetésünk 1. ábrája, amely összehasonlítástul a budapesti pilotmérések számának magasságszerinti csökkenését is tartalmazza az 1938. és az 1955. évekből. A bécsi görbékre jellemző az alkonyati, illetőleg az esti pilótok nagyobb relatív száma a reggeli mérésekkel szemben 7 km alatt és visszaesése efölött. A szerzők ezt a körülményt a reggeli alacsony felhőkkel és magas ködökkel indokolják. Tapasztalataink szerint ehhez jelentékenyen hozzájárul az a körülmény is, hogy az uralkodó nyugati szél miatt a léggömb háttere rendszerint a keleti égbolt, amely a léggömbből alkonyatkor élesebb kontrasztot ad, mint a reggeli órákban. A magasabb rétegek felé viszont reggel a Nap emelkedésével javul a megvilágítás, napnyugta után pedig romlik. A mérések számának csökkenése más okból is változhat. Budapesten 1955-ben a légiforgalom igényei miatt napi 10 pilotmérést végeztünk. Az összes esetekből számított görbe természetesen nagyon gyorsan süllyed a magas-

sággal. A napi legmagasabb pilotmérés ennél homogénebb eloszlást adna. Ezt megközelítik az 1938-ban végzett mérések, amikor naponta egyszer az arra legalkalmasabb időpontban végeztünk pilotmérést. Ilyen módon jóval homogénebb adatsort kaptunk (1. ábra). Mindenesetre a hosszú sorozatok formájában sok aerológiai állomáson rendelkezésre álló pilotmérések 60–70%-a eléri a 3 km-t s alkalmas az alsó légrétegek szélviszonyainak, pl. a hegyek áramlasmódosító hatásának tanulmányozására. *Bucsy József* a budapesti optikai és rádiós szélmérések eredményei között 3 km fölött már jellegzetes eltérést talált. Mindenesetre a bécsi adatsorban emiatt fellépő inhomogenitás elhanyagolható, mivel a vizuális pilotok száma az összes szélmérsnek alig 17 százalékát teszi ki.

Természetesen a szélmérések száma a rádiós szélmérések bevonásával is csökken a magassággal. A dolgozat adatai szerint ez a csökkenés 20 km fölött már jelentős. Ezt a magasságot januárban az eseteknek még 48%-ában, júliusban 64%-ában érték el, a 30 km-es szintből pedig januárban az eseteknek csupán 3%-ában, júliusban 14%-ában kaptak adatokat. Ezek az átlagos adatok természetesen az egész időközre és nem az egyes évekre vonatkoznak, minthogy a 9 év folyamán a mérés technika folytonosan fejlődött.

Hasonló inhomogenitási kérdések merülnek fel minden aerológiai állomáson. Éppen ezért értékes a dolgozatnak az a része, amely a vizuális mérések értékelését és az inhomogenitások matematikai-statisztikai megvilágítását adja. Végeredményben helyesnek tartjuk a szerzők feldolgozási módszerét, amellyel a fejlődés okozta inhomogenitással számolva az áramlási viszonyok klimatológiai megvilágítása céljából inkább a hosszabb időköz nagyszámú, csekély mértékben inhomogén adatait használták fel, mint a homogén, de rövidebb időközökből származó adatsorokat. A dolgozat a Bécs fölötti szélviszonyokat a skaláris szélsébség havi középértékeivel és a 30°-onként szétválasztott szélirányközökbe osztott szélsébségek havonkénti gyakorisági eloszlásával adja meg. Az adatokat a talaj és 30 km között 27 magassági szintben közlik.

A részletes táblázatok értékes adatokkal járulnak hozzá Közép-Európa aeroklimatológiájához és alapot adnak további kutatások számára. A dolgozat részletesen elemzi a skaláris közepes szélsébség magasság szerinti változását. A közölt táblázat alapján készült ismertetésünk 2. ábrája, amelyben összehasonlításul feltüntettük Budapest 3 évi rádiós szélméréseinek eredményét is. A kapott értékek között nem nagy az eltérés (legnagyobb januárban 1–2 km között, kb. 20%), de az egyértelmű különbség (különösen télen a Budapesten mutatkozó gyengébb szelek) realitása azonos időköz mérései alapján mutatható ki. Az 1500 m magasságban sejtethető gyenge relatív maximum, amelyet a szerzők a nyugatról szélvédelmet biztosító Bécsi-erdő gerincvonala fölött az uralkodó W szél megerősödésével indokolnak, Budapest görbéin is jelentkezik. Lehetséges, hogy ez a Budai-hegység hatása, amely az aerológiai állomástól hasonlóképpen W–NW irányban fekszik. Mindenesetre meggondolandó, hogy a sűrűlódási térnek a talajtól 500 m-ig nyúló, gyors sebességnövekedéssel jellemezhető rétege fölött, 500 és 2500 m között fekszik az ún. konvekciós réteg, amelyben alig változik a szélsébség a magassággal. A görbének ez a jellegzetes szakasza megtalálható más állomásokon is (lásd a 2. ábrán A. *Wagner* nyomán *Lindenberg* és *Lemberg* évi közepes szélsébségeit). Ebben a gyengén emelkedő görbe szakaszban a gyenge relatív maximum fellépését elősegíthetik nem orografikus dinamikus folyamatok is.

Nagyon értékesek azok a táblázatok, amelyek a szélsébségnek a szélirányok szerint csoportosított abszolút gyakorisági étekeit tartalmazzák. A táblázatok adataiból előállíthatók az eredő szélvetorok és gazdag anyagot adnak további következtetésekre. A hasonló szélességen fekvő állomásokkal megegyezésben Bécs fölött a nyári hónapokban (május és augusztus között) 20 km-től kezdve a szélirány eloszlásában az uralkodó jelleg a W-től az E irány veszi át. Ennek megfelelően 20 km körül a troposzféra szélmaximuma fölött szélminimum lép fel. Ezt a közölt adatok világosan mutatják. Augusztusban pl. a szélmaximum 11 km magasban található 22,6 m/s közepes sebességgel, a szélminimum pedig 20 km magasban csak 3,0 m/s. Januárban viszont a szélmaximum és minimum között csak 7 m/s a különbség.

A sztratoszféra magasabb rétegeiben uralkodó E szelekre már A. *Wagner* és V. *Bjerknes* is következtettek, de a szélirányok évszakos váltását csak az újabb vizsgálatok mutatták ki. Ez a rendkívül érdekes jelenség, amely szoros kapcsolatban van a sztratoszféra hőháztartásával, az aerológia érdeklődésének középpontjában van, éppen ezért a 30 km-ig nyúló bécsi adatok értékes adalékként járulnak hozzá Közép-Európában a sztratoszféra éghajlatának feltáráshoz.

A kiadvány célja elsősorban az adatok közlése. A szélviszonyok részletes elemzését a talaj és 5 km között *F. Steinhauser* korábbi dolgozata tartalmazza, amely az Alpok áramlasmódosító hatásával foglalkozik. A közölt adatok további részletes elemzését a szerzők előkészületben levő munkájukban teszik közzé.

Magyarország számára különösen értékesek a bécsi aerológiai feldolgozások. Budapesten 1959-ben kezdődtek a rádiós szélmérések, a sztratoszféra 20 km-nél magasabb rétegeiből pedig 1961-től kezdve van elegendő adatunk. Éghajlati feldolgozásuk folyamatban van s érdekes összehasonlításra ad majd alkalmat.

Béll Béla

KUBAI METEOROLÓGUS MAGYARORSZÁGON

A szocialista országok közötti szoros együttműködés jegyében ez évi július 19-én első ízben üdvözölhattünk Intézetünkben kubai meteorológust Alejo *Laniesz-Valdes* személyében. *Laniesz-Valdes* a kubai Tudományos Akadémia Budapesten járt delegációjának volt tagja, és hivatalos minőségében tett nálunk látogatást, amelynek célja a kubai és magyar meteorológiai szolgálat közötti kapcsolatok kiépítése terén az első lépés megtétele, továbbá a magyar szolgálat szervezeti felépítése és munkatársainak tudományos tevékenysége tekintetében való általános tájékozódás volt. Kubában a múltban az ország kiszolgáltatott helyzete miatt nem volt meteorológiai szolgálat, az USA mindössze néhány állomást tartott fenn, amennyit a Kubán áthaladó amerikai légiútvonalak meteorológiai biztosítása céljából szükségesnek látott. Kubában éppen jelenleg van folyamatban a meteorológiai hálózat megszervezése és a delegáció útjának egyik célja az volt, hogy a szocialista országok meteorológiai szolgálatait meglátogatva, ilyen irányú tapasztalatokat is gyűjtsön. Egyelőre igen nagy nehézségekkel küzdenek minden téren, elsősorban a műszerezettség tekintetében; így pl. az ország különböző részein a legkülönfélébb típusú rádiószondákat használják. Az együttműködés Kuba és Magyarország között a kiadvány-cserével indulhat meg, később sor kerülhet személyes tapasztalatcserére, illetve tanulmányutakra a két szolgálat munkatársai között.

Laniesz-Valdes Intézetünkben az általános tájékozódás után végiglátogatta az egyes osztályokat és nagy érdeklődéssel merült el a kutató osztályok munkájának tanulmányozásában, amelynek kapcsán a szűkebb szakmai területébe vágó klimatológiai és agrometeorológiai kérdések magyarországi vonatkozásai érdekelték, illetve beszámolt az e téren felmerülő kubai helyi problémákról. Különösképpen megnyerte *Laniesz-Valdes* tetszését és elismerését „Magyarország Klíma

Atlasza“ c. kiadványunk. Ugyancsak nagy elismeréssel nyilatkozott vendégünk az időjárás-főosztály szervezetről és munkájáról: hasonlóképpen látná célszerűnek Kubában is az előrejelző szolgálat megszervezését. (K. I.)

✱

WMO PROGRAM A METEOROLÓGIAI VILÁGHÁLÓZAT FEJLESZTÉSÉRE

A meteorológiai világhálózat fejlesztésének kérdései napjainkban egyre inkább az érdeklődés középpontjába kerültek. Egyrészt a meteorológiai szolgáltatások iránti igények növekedése, — a függetlenné váló és gyors fejlődésnek induló államok igényeinek jelentkezése —, másrészt a korunkban valóra váló technikai lehetőségek (műholdak stb.) teljesen új helyzetet hoztak létre. Ebben az új helyzetben már a legidősebb, s reálisan megoldható kérdések között vetődik fel az, hogy a meteorológiai megfigyelőállomások világhálózatát fokozottan fejlesszük és a meteorológiai térképek fehér foltjait eltüntessük.

Természetesen tudatában kell lennünk annak, hogy ez a feladat nem könnyű, mivel az új állomások létesítése jelentős anyagi befektetést követel. Az államok, amelyeknek a fejlesztés terheit viselniük kell, nem szívesen térnek el a „status quo“-tól, ami a meteorológiára fordított költségeket illeti. Általában csak arra hajlandók, hogy — mintegy gesztusként — bizonyos határok között a meteorológiai hálózatok korszerűsítésének költségeit fedezzék. Döntő változás ezen a téren csak akkor következhet be, ha a meteorológusok be tudják bizonyítani azt, hogy az adott fejlesztési program milyen gazdasági előnyökkel jár. Ez olyan jelentős és emellett bonyolult feladat, amelynek megoldására nagy szellemi erőket kell mozgósítani.

A vázolt problémákról napirendre kerülését jól demonstrálja az a tény, hogy a WMO *Bulletin*-jének 1963. évi évfolyamában már két e tárgyba vágó cikk is jelent meg. Az első számban P. D. Thompson évnívó tanulmányában kitűnő összefoglalást adott az alapvető

problémákról — világosan kifejtve ezek kettős (technikai és gazdasági) természetét.

Thompson a következőképpen fogalmazza meg a hálózatfejlesztéssel kapcsolatos technikai és gazdasági feladatot: „Képzelnék el egy hipotetikus megfigyelő rendszert, amely a meglévő hálózattól egy vagy több tekintetben különbözik; akár a megfigyelőállomások sűrűsége és elhelyezése tekintetében (esetleg abban, hogy az állomások mozognak), akár a megfigyelések gyakoriságában, vagy a megfigyelések valószínű hibájában. Kérdés: meg tudjuk-e határozni az analízis és előrejelzés pontosságának általános szintjét, amely a hipotetikus hálózattal elérhető? Ezt tekintjük a hálózati probléma *technikai* szempontjának.”

„Milyen probléma marad ezután? Bizonyára nem az, hogy a hálózatra fordított költséget minimalizáljuk, hisz emellett csak úgy érvelhetnénk, hogy mindenféle hálózat eleve haszontalan és nyereség lehetősége fel sem merül. Világos az, hogy az optimális megfigyelési rendszer kiválasztása nem csupán a ráforrításoktól függ, hanem függ a haszontól is, amely a meteorológiai információk pontosságának növeléséből származik. Így a probléma második és egyformán fontos része az, hogy felbecsüljük azokat a nyereségeket, amelyeket a nagyobb pontosságú meteorológiai információk eredményeznek a gazdasági, kereskedelmi, mezőgazdasági és szociális tevékenységek biztossága és hatásossága — esetleg teljes sikere vagy sikertelensége terén. Ezt tekintjük a hálózati probléma *gazdasági* szempontjának.”

Thompson idézett szavai nem hagynak kétséget a felől, hogy hatalmas vállalkozásról van szó, amely a hálózati probléma megoldása mellett — a meteorológiai szolgáltatások gazdasági hatásának mérésén keresztül — az alkalmazott meteorológia számos ágának rohamos fejlődését fogja megindítani.

A hálózati probléma vonatkozásában széleskörű érdeklődésre tarthatnak számot azok a kísérletek, amelyeket a WMO szinoptikus meteorológiai bizottságának hálózati munkacsoportja folytat a hálózati megfigyelési anyag és az előrejelzések minősége közötti kapcsolatok tanulmányozása céljából. Ezeket a vizsgálatokat a következő évben nagyteljesítményű számológépekkel folytatandó, előre megtervezett numerikus kísérletekkel egészítik ki. E biztató tervek ellenére Thompson hiányolja azt, hogy a probléma gazdasági oldalának tanulmányozására eddig nem történt komoly lépés. Fölveti azt a gondolatot, hogy e feladat megoldását az egyes nemzetek meteorológiai megoldatának kellene vállalniuk.

E felhíváshoz kapcsolódik a WMO Bulletin-jének ez évi harmadik számában egy újabb tanulmány, amelyben a szerző egyrészt bővebb áttekintést nyújt a WMO hálózati problémákkal kapcsolatos tevékenységéről, másrészt rámutat arra, hogy az 1963. március 3-i állapot

szerint számos állam meteorológiai szolgálata még azt a minimális megfigyelési programot sem teljesíti, amit a regionális bizottságok az alaphálózatok számára előírtak. Éppen ez a tény készítette a WMO végrehajtó bizottságát arra, hogy kb. három évvel ezelőtt egy speciális „ténymegállapító és végrehajtó egységet” hozzon létre a WMO titkárságán belül. Ennek a feladata az, hogy állandó figyelemmel kísérje a világhálózatot, a tagokkal szoros kapcsolatot tartson, a meglévő megfigyelő hálózat állapotáról és a tervezett fejlesztésekről mindig friss információkkal rendelkezzen és ösztönözze a tagokat a vállalt megfigyelési programok maradéktalan végrehajtására.

A Világszervezet a meglévő állomások mérési programjainak ellenőrzésén kívül arra is gondolt, hogy előkészítse a meteorológiai világhálózat további bővítését olyan helyeken (elsősorban a déli féltekén), ahol jelenleg a szükséges meteorológiai megfigyelések teljesen hiányoznak. Ezért a végrehajtó bizottság a 13. ülésen létrehozott egy speciális munkacsoportot azzal a feladattal, hogy készítsen egy tervvázlatot a világhálózat elengedhetetlenül szükséges minimális bővítésére vonatkozóan, s egyben körvonalazza a megvalósítás útjait is. E tervvázlatban a munkacsoport javasolja 23 új magaslégek körüli állomás létesítését, 30 meglévő magaslégek körüli állomásnak a program bővítését és 100 új felszíni állomás (lehetőleg automataállomás) felállítását. Becslések szerint e minimális program végrehajtására kb. 35,7 millió US dollár, az új állomások fenntartására pedig évi 16,5 millió US dollár szükséges.

A WMO ez év áprilisában tartott IV. kongresszusa ezt a tervet — mint a „World Weather Watch” program szerves részét — lényegében elfogadta és megvalósításának határidejéül 1974-et tűzte ki. A határozat értelmében lehetőség van arra is, hogy az állomások létesítéséhez az igényt benyújtó államok bizonyos korlátozott nemzetközi támogatást kapjanak. Természetesen az igények jogosultságát esetenként alaposan megvizsgálják.

A vázlatosan ismertetett határozatok, tervek és tények alapján jogosnak tartjuk azt a megállapítást, hogy — legalábbis ami a hálózati és telekommunikációs ügyeket illeti — a most következő 4 év sorsdöntő jelentőségű lesz a meteorológiai világszervezet életében. (Cz. R.)

*

HIBAIGAZÍTÁS. Folyóiratunk 1963. évi 3. (május—júniusi) számában a 176. oldalon, Szilágyi Tibor: „Talajhőmérséklet- és horizontkorlátozás-mérések ikersoros paradicsomállományban” c. cikkében, a 2. és 3. ábra kliséje — sajnálatos módon — fölcserélődött: a 2. ábra a 3. ábraként, a 3. ábra pedig a 2. ábraként közölt kép. (Szerk.)

A ROMÁN NÉPKÖZTÁRSASÁG METEOROLÓGIAI SZOLGÁLATA

1963. június 10–13. között tudományos ülésszakot rendezett Bukarestben, amelyen az elmúlt évben végzett kutatásokról számoltak be a szolgálat munkatársai. A szolgálat vendégként az ülésszakon részt vett a jügoszláv, lengyel, magyar és német intézetek küldötte, valamint a Szovjetunióból a leningrádi, moszkvai és kievi intézetek egy-egy képviselője. A magyar meteorológiai szolgálatot *Götz Gusztáv*, az Országos Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa képviselte.

Az ülésszakon mintegy negyven előadás hangzott el, amely felölelte a meteorológiának szinte valamennyi ágát. A dinamikus meteorológiai kutatások elsősorban a numerikus előrejelzések problémáira összpontosultak: a dinamikus előrejelző csoport munkatársai beszámoltak a 850 és 700 mb-os abszolút topográfiai grafoanalitikus módszerekkel történt 24 órás prognózisának eredményeiről, valamint a csapadék számszerű előrejelzésének irányában végzett kísérletekről. A szinoptikus és klimatológiai vizsgálatok közül elsősorban azokat kell kiemelnünk, amelyek a repülés-meteorológiai igényeket voltak hivatva kielégíteni. Több előadás hangzott el a légvidékek felett uralkodó, s a repülést befolyásoló időjárási viszonyokról, a repülőterek forgalmát korlátozó meteorológiai elemek előrejelzéséről és ezek évszaki alakulásáról. Jelentős helyet foglaltak el az elmúlt évi kutatási programban a különböző légkör-fizikai vizsgálatok. Ezek a vizsgálatok elsősorban a légköri elektromosság tárgykörében mozogtak és kiterjedtek néhány alapvető mérés-technikai kérdésre is. Részletes előadás ismertette azokat a négy éve folyó kísérleteket, amelyeket a felhő- és kőd-nukleálás terén végeztek.

Az ülésszak programjában szerepeltek a különböző társintézetekben folyó meteorológiai kutatásokról szóló beszámolók. Ezek a beszámolók elsősorban agrometeorológiai, terep-klimatológiai és orvosmeteorológiai problémákat érintettek. Különösen azok az eredmények jelentősek, amelyeket az agrometeorológiai prognózisok terén és a Duna völgyében végzett terepklimatológiai mérések során értek el.

Az ülésszak programját a külföldi delegátusok előadásai egészítették ki. *H. Mäde* (Halle) agrometeorológiai méréseiről számolt be, *E. A. Poljakova* (Leningrád) és *A. Tkácsenko* (Kiev) felhőfizikai tanulmányokat ismertettek, míg *I. G. Pesolko* (Moszkva) a légkör magas rétegeiben fellépő turbulencia aeroszinoptikai feltételeiről tartott előadást. *J. Walczewski* (Krakkó) a Lengyelországban folyó légköri rakéta-kísérleteket ismertette, *Götz Gusztáv* (Budapest) pedig a squall line-ok előrejelzésének kérdését fejtegette.

Az ülésszakot követően a külföldi vendégek meglátogatták Bukarestben az épülő szín-

optikai és aerológiai obszervatóriumokat, majd a román szolgálat vezetői a vendégeket négy-napos kirándulásra vitték; két napot Brassóban, két napot pedig a Fekete-tenger partján töltöttek. Útban Brassó felé megtekintették a ploesti meteorológiai állomást, Constantzában pedig meglátogatták a körzeti meteorológia irodát, amelyben a dobrudzsai tartományra és a fekete-tengeri hajózás számára készítenek regionális előrejelzéseket.

A tudományos ülésszak kiváló megrendezéséért és a szívélves vendéglátásért elismerés és köszönet illeti meg a Román Népköztársaság meteorológiai szolgálatának vezetőit. (*G. G.*)

×

KONFERENCIA

A NUMERIKUS ELŐREJELZÉS KÉRDÉSEIRŐL MOSZKVÁBAN

A Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálat nemzetközi numerikus időjárás-előrejelzési konferenciát rendezett 1963 június 24–30. között Moszkvában a szocialista országok küldötteinek részvételével. A magyar meteorológiai szolgálatot *Ambrózy Pál* és *Tánczer Tibor* tud. munkatársak képviselték.

Hat nap alatt mintegy 43 előadás, beszámoló hangzott el. Bevezetőül *E. N. Blinova* a hosszútávú, *I. A. Kibél* a rövidtávú numerikus előrejelzési módszerek eddigi eredményeivel, fejlesztésének kérdéseivel, *L. Sz. Gangyin* pedig az objektív analízis általános problémáival foglalkozott. Ezután került sor a fentemlített három tárgykörben a szakreferátumokra.

A távelőrejelzéssel foglalkozó előadások főképpen a hővezetés, hősugárzás és más tényezők hatásának figyelembevételét tárgyalták. Beszámoló hangzott el a több éve folyó rendszeres numerikus távelőrejelzés módszereiről, eredményeiről.

A rövidtávú numerikus előrejelzés kérdéseivel közel húsz előadás foglalkozott. Több kutató az ageosztrófikus szél nyomásváltozásra gyakorolt hatását tárgyalta. Továbbra is foglalkoztatja a kutatókat az előrejelzésnél alkalmazandó optimális rács távolság meghatározása.

A konferencia külföldi résztvevői az országunkban folyó rövidtávú numerikus előrejelzési kutatásokról, az operatív szolgálatba bevezetett módszerek alkalmazásáról, valamint egyéni kutatásaikról számoltak be. Így a magyar küldöttek részéről *Ambrózy Pál* „A grafikus nyomáselőrejelzési módszerek néhány gyakorlati kérdése”, *Tánczer Tibor* pedig „A légköri divergencia vizsgálata” címmel tartott előadást.

A meteorológiai mezők objektív analízise egyre jobban alkalmazást nyer az előrejelzések előkészítési munkájában. A konferencia har-

madik részében több előadás foglalkozott a geopotenciálmező ilyen formában történő előállításával, sőt egy beszámolóban a hőmérsékleti és nedvességi mező objektív analiziséről is hallhattunk. A meteorológiai mező objektív analizise szerves része a meteorológiai adatok teljes automatikus feldolgozásának. Két előadás az automatizálás kérdéseivel is foglalkozott.

A konferencia keretében a külföldi vendégek megtekintették a Meteorológiai Számológözpontot, a Központi Prognosztikai Intézetet, majd búcsúében és egy kiránduláson vettek részt. (A. P.)

*

MAGYAR AGROMETEOROLÓGUSOK A SZOVJETUNIÓBAN

A magyar-szovjet műszaki-tudományos együttműködés keretében *Varga Haszonits Zoltán* és *Papp Béla* az Országos Meteorológiai Intézet tudományos munkatársai 1963. július 23. és augusztus 2. között tanulmányúton vettek részt a moszvai Központi Prognosztikai Intézetben. A tanulmányút célja a Szovjetunióban bevált és alkalmazott agrometeorológiai prognosztikai módszerek és a prognózisokkal kapcsolatos operatív munkák, valamint egy agrometeorológiai állomás működtetésének tanulmányozása volt.

A tanulmányút során megtekintették a küldöttek Nyemcsinovka agrometeorológiai álló-

másit. Az állomáson a szokványos meteorológiai programon kívül megfigyelik a kultúr-növények fejlődési állapotát, az őszi vetések áttelelését, a hóviszonyokat stb., mérik a kultúr-növények magasságát, a talajnedvességet és a talajhőmérsékletet a növények alatt stb. Az állomás munkájához tartozik még, hogy tájékoztatást ad a kolhozok és szovhozok számára, a vegetációs periódus végén értékeli az elmúlt időjárást és az állomáshoz tartozó területre előrejelzést ad. A megfigyelési adatokat tíznaponként táviratban közli a Központi Prognosztikai Intézettel.

A Központi Prognosztikai Intézetben az állomások által beküldött anyagot a tájékoztatás és prognózis céljai szerint feldolgozzák. A feldolgozott anyag alapján, korábban kidolgozott módszerek szerint, tíznaponként szöveges és térképes tájékoztatást és prognózist adnak az állami és mezőgazdasági irányító szervek számára.

A már feldolgozott anyaggal és a belőle számított értékekkel az agroklimatológusok foglalkoznak tovább, akik a sokévi adatokat modern agroklimatológiai módszerek szerint rendszerezik, évkönyvekben közzéteszik és az adatok alapján megszerkesztik az agroklimatológiai körzetbeosztást.

Az így rendszerezett anyag azután lehetőséget ad az agrometeorológusok számára, hogy a matematikai statisztikai módszerek felhasználásával új, a használatban levőknél még egzaktabb agrometeorológiai prognosztikai módszereket dolgozzanak ki. (V. H. Z.)

633840

Athenaeum Nyomda

Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

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

Megjelent 900 példányban

INHALT—SOMMAIRE—CONTENTS—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ozorai, Z.</i> : An Assessment of Idea Relating to Air-Masses (English and Hungarian Text).....	193
<i>Bodolai, I.—Bodolai, E.</i> : On Factors Governing the Amount of Precipitation from Occluded Fronts (Russian and Hungarian Text) 204	204
<i>Höhne, W. (Berlin—Friedrichshagen)</i> : Der Einstellvorgang beim LiCl-Taupunkthygrometer (Deutscher und ungarischer Text)	213
<i>Adámy, L.—Máhr, J.</i> : Some Statistical Data Concerning the Frequency of Thunderstorm in the Regions of Nyíregyháza and of Szeged (Hungarian and German Text).....	226
<i>Péczely, G.</i> : Air Exchange between the Hungarian Lowland and the Surrounding Mountainous Regions.....	233
<i>Stábel, G.</i> : A Waterspout on Lake Balaton, July 11, 1963	238
<i>P. Gubola, M.</i> : Diurnal Variations of Equivalent Temperature at Budapest	242
<i>Endrödi, G.</i> : A Field-Climatological Characterization of the Tihany-Péninsula	244
<i>Tútkos, E.</i> : Screening Effect on Air-Flow, Exerted by the Hills on the Northern Side of Lake Balaton	249
L I T E R A T U R E	
<i>Horváth, L. G.</i> : Rolle der meteoropsychologischen Faktoren bei Unfällen in der Industrie, im Eisenbahn- und Kraftwagenverkehr (<i>Berkes, Z.</i>)	250
<i>Steinhauser, F.—Cehak, K.</i> : Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten über Wien bis 30 km Höhe, 1952—1960 (<i>Béll, B.</i>).....	250
C H R O N I C L E.....	253