

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

FELELŐS SZERKESZTŐ:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

KAKAS J. (BUDAPEST)

72. ÉVFOLYAM

6

1968. NOVEMBER—DECEMBER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26.361

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Tánczer Tibor: Különbségek a műholdas és földi észlelésű felhőzet mennyisége között (Angol nyelven)	321
Berkes Zoltán: Az atlanti-európai légnyomás-eloszlás évi változása (Német nyelven)	330
Kraujalis, Maria W. (Warszawa): Effektív sugárzás a lengyel területek fölött (Angol nyelven)	341
Titkos Ervin: A függélyes sebesség előrejelzése (Orosz nyelven)	346
Weickmann, H. K. (Boulder, Col.): Az ESSA (Environmental Science Services Administration) időjárás-módszertani programja (Angol nyelven)	349
Major György: Érzékenységet eloszlás pyrheliométerek érzékelőjén (Angol nyelven)	351
Orbán László—Pap Géza (Kolozsvár): Kísérlet az évi csapadék előrejelzésére harmonikus analízissel	363
Ozorai Zoltán: A szuperszónikus repülések meteorológiai tájékoztatása	369

Irodalom

Faust, H.: A földi légkör szerkezete (Dési Frigyes)	373
Gangyin, L. Sz.—Dubov, A. Sz.: A rövidtávú időjárásjelzés numerikus módszerei (Ambrózy Pál)	373

Krónika

Dr. Goll György 1902—1968 (Takács L.) — A Meteorológiai Világszervezet Hidrometeorológiai Bizottságának harmadik ülése (Péczely Gy.) — ENSz-konferencia a világűr kutatásáról és békés felhasználásáról (Tánczer T.) — Felhőfizikai konferencia Kanadában (Mészáros E.) — Űrkutatási konferencia Szófiában (Tánczer T.) — A Magyar Meteorológiai Társaság anketja az automatizálásról (Orendi K.) — Az 1968. évi balatoni viharjelzési idény (Tánczer T.) — Hidrometeorológiai tudományos ülés Szarajevóban (Szepesiné Lőrincz A.) — Az ESRO mesterséges holdjai (Götz G.) — Sugárzási üléssorozat Bergenben (Takács L.) — A meteorológiai megfigyelések új eszköze: a mesterséges hold (Götz G.) — Magyar küldöttség látogatása a Szovjetunióban a jégeső elleni védekezés tanulmányozására (Wirth E.) — Az Egyesült Államok előrejelző hálózatának átszervezése (Götz G.) — Dinamikus meteorológiai tanulmányút Norvégiában (Götz G.) — A magyar rádió adásainak vételi lehetősége az Antarktiszon (Tánczer T.) — Különböző kötöttségű talajok nedvesséviszonyai (Dunay S.)

374

SZERKESZTŐSÉG ÉS ELŐFIZETÉSI ÜGYÉK:
BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1. TELEFON: 353-500

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 Ft
(BEFIZETÉS A 100.080-70 ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN),
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 Ft
(BEFIZETÉS A 61.764 METEOR. TÁRS. TAGDÍJBEF. SZÁMLÁJÁN)

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

T. Tanczer:

DIFFERENCES BETWEEN CLOUD COVERAGES OBSERVED FROM GROUND STATIONS AND SATELLITES

Különbségek a műholdas és földi észlelésű felhőzet mennyisége között. A tanulmány összehasonlítja a műholdas és konvencionális felhőmegfigyeléseket. Megállapítja, hogy a műholdas észlelés — bizonyos korlátokat leszámítva — teljesebb képet nyújt a felhőzet mennyiségéről. Megkísérli az egész országot, majd annak nyugati és keleti része borultsági viszonyainak összehasonlítását a műholdas nefanalízisek és a földi észlelések alapján. A vizsgálat alapanyagát az 1965—66 évekből rendelkezésre álló nefanalízis térképekről, valamint a műhold felvételek időpontjához legközelebb eső szinoptikus felhőészlelésekből meríti. A vizsgálat szerint a földi észlelő rendszeresen túlbecsüli a felhőzet mennyiségét és ennek mértéke nagyobb a nyári évszakban, amikor a felhőzetet jobbra függélyes felépítésű gomolyfelhők alkotják. A legnagyobb eltérés cirrus felhőzet jelenléte, valamint hótakaró esetén mutatkozott. A két-féle úton nyert borultsági jellemzőszámok között 0,79 a korrelációs koefficiens értéke. A földi megfigyelések 7%-kal magasabb értékeket szolgáltatottak, mint a műholdakkal nyertek. Befezésül tárgyalja a felhőzet mezejének mennyiségi homogenitását. Ennek értéke országosan 30% körül mozog, vagyis átlagosan közel 3 naponként egységes a felhőtakaró Magyarország fölött. Évszakosan szignifikáns különbségeket állapít meg az ország nyugati és keleti része között.

*

Сравнение данных об облачности по спутниковым и наземным наблюдениям. В работе сопоставляются спутниковые и стандартные наблюдения над облачностью. Спутниковые наблюдения — с некоторыми ограничениями — дают более полное представление об облачности. Сделана попытка сопоставления условий облачности для территории всей страны, а также для западной и восточной ее частей по спутниковым нефоанализам и по наземным наблюдениям. Исходным материалом были карты нефоанализа за 1965—66 гг, а также результаты синоптических наблюдений, наиболее близких по срокам к спутниковым наблюдениям. Исследование показывает, что наземные наблюдатели систематически переоценивают количество облаков, причем степень переоценки выше в летний период, когда облачность представлена в основном кучевыми облаками вертикального строения. Наибольшие отклонения получаются при наличии перистых облаков, а также снежного покрова. Величина коэффициента корреляции между рядами данных, полученных обоими способами, составляет 0,79. Наземные наблюдения дают результаты, завышенные на 7% по сравнению с спутниковыми наблюдениями. В заключение рассматривается вопрос о гомогенности поля облачности. Степень гомогенности составляет по всей стране около 30%; следовательно в среднем каждый третий день над Венгрией имеется однородный облачный покров. Между западной и восточной частью страны обнаруживаются значительные сезонные различия.

*

Atmospheric processes are well reflected in the cloud patterns. Thus the observation of clouds may play a most important role in the observation of weather and, through that, in the analysis and forecasting of the weather. However, for want of appropriate objective cloud-observation technique the utilization of cloudiness in the analysis of weather has been more and more pushed into the background. The inaccuracy of the conventional cloud observations comes from several factors:

1. The cloud amount can be estimated only in a subjective and incorrect way by the observer. Clouds near the zenith are overestimated while the clouds near the horizon are underestimated as to their amount, as a consequence of the "oblique view".

2. The observable cloudiness is strongly dependent on the cloud bases. In the case of low clouds the radius of observable area does not exceed some kilometres, while with high Ci clouds they can also be observed from a distance of 100 km.

3. In the case of oblique view the vertically extending clouds will cover an unproportionately large part of the sky and thus their amount is also overestimated by the observer.

4. Since the observer, on the ground notes only the amount forms and base of the clouds, and the area of observation is relatively small, the cloud systems accompanying the atmospherical processes cannot be reconstructed by mere cloud observations from the ground.

5. Since the observations are made from below and from the side respectively, the observation of clouds above the low cloudiness is restricted.

6. The observable part of the cloud field is more or less restricted by the elevations of the terrain (buildings, trees, hills, mountains etc.).

7. The observation of cloudiness is affected also by the conditions of visibility (fog, vapour, smoke).

8. The estimation of cloud-forms too, cannot be considered as objective.

Meteorological satellites offered new possibilities of cloud observation. Since the satellite cloud observation basically differs from the conventional ground observations it can be supposed that in some cases different results will be obtained for the cloud cover of the same area. First of all let us study how the errors of ground observations are reflected in satellite observations.

With satellites the cloudiness is viewed from a distance of 2–3 orders of magnitude larger than in the case of ground observers. There can be no question of oblique view here, except the edge regions of photographs, thus the estimation of cloud amount is more objective and exact. The observable territory is determined solely by the elevation of the satellite and the field of view of the television camera. Simultaneous informations may be obtained on the cloud cover of several million square kilometers, so in the cloud pictures taken by satellites the cloud patterns of synoptic scale weather systems, cyclones, fronts, jet streams etc. are to be revealed. This is the main advantage of satellite cloud observations as opposed to ground observations. The depth of the clouds does not in the least influence the determination of cloud amounts. However, since the cloud cover is seen from above by the satellite the determination of low level cloudiness is not always possible, although high Ci clouds allow in most cases an identification of the lower clouds. Terrain and visibility too, have no effect whatever on satellite cloud observations.

One of the disadvantages of satellite observations (as compared to ground observations) is the restricted resolution of the tv-camera. The value of it is with TIROS and ESSA series 2,5–3,5 km at the subsatellite point, so that small cumuli, thin Ci clouds cannot be identified in the cloud pictures and even the small cloudless areas among clouds will disappear. However, in the synoptic processes the small cloud elements may be considered as significant. Another difficulty is to assure the continuity (in time) of the observations and to increase the number of the observations. This can be achieved partly by more satellites, partly by launching the geosynchronous satellites. Interpreting the satellite pictures the most problems are presented by the determination of cloud types because at the present stage of our knowledge this can be carried out just roughly.

In the light of the above it can be stated that satellites provide a more correct

and complete picture of the cloud systems of large-scale processes than ground observations. This is, why cloud pictures are well applicable in synoptic analysis and in research work, and, with some reservations, also for climatological purposes. The pictures are of great value mainly in regions where ground observations are rare or entirely missing.

In this paper an attempt is made to carry out quantitative analyses of the cloud cover over Hungary by using the satellite observations (nephanalyses). In order to be able to evaluate the results also in the light of conventional observations, the abovementioned results have been compared with data obtained from ground observations. On the basis of this comparison an answer has been obtained also to the question in how far ground observations can be replaced by satellite nephanalysis, or, in other words: to what extent the cloud field composed from ground observations can be considered as representative for the cloud conditions of this country. A qualitative comparison of cloud analyses made with satellite pictures and conventional observations respectively, has been already undertaken in a former paper [1].

In the present work the nephanalyses constructed by ESSA (Environmental Science Services Administration) have been utilized. In view of the fact that in these ones the borders of countries have generally not been plotted and also the geographic identification of the cloud pictures is of an unsatisfactory accuracy, the territory of Hungary has been, for practical purposes, considered as a region limited by the longitudes 16°E and 22°E , and by the latitudes of 46°N and 48°N . The western part of the country (roughly the territory of Transdanubia) and the eastern one (roughly the Great Hungarian Plain) have been discussed separately.

As a boundary line between the two regions the longitude of 19°E has been set. The locations of the investigated territories are shown in Fig. 3.

The treatment has been made for the two years' period from 1 January 1965 till 31 December 1966. During that period the nephanalyses of all meteorological satellites (TIROS 8, 9, 10; ESSA 1, 3) passing over Hungary have been utilized, and thus 524 evaluation-days were obtained. It has been determined how many area elements of $1 \times 1^{\circ}$ are covered in the investigated territories (Transdanubia, Great Hungarian Plain and Hungary respectively) were covered by the cloud amount categories applied in nephanalyses. The categories were the following: 1) open (cloud coverage of 0–20%), 2) mostly open (20–50%), 3) mostly covered (50–80%), 4) covered (80–100%). The number of the abovementioned area units was multiplied by the mean percentage value of cloudiness of the respective cloud-category (open: 10%, mostly open: 35%, mostly covered: 65%, covered: 90%). According to that categorization the smallest cloud amount appeared in nephanalyses as a cloud-cover of 10% while the largest one as 90%. By summarizing the obtained values and dividing it with the number of area elements (6 and 12 respectively) the percentage values of cloudiness for Transdanubia, the Great Hungarian Plain and Hungary have been obtained at the time of the passage of the satellite over Hungary. The averaging within the different categories will, of course, involve some slight errors but it is hardly to be expected that they will exceed 10%.

The conventional data of cloud cover, considered as a basis of comparison, were those observed by the synoptic stations nearest to the satellite picture-taking times. Since cloud observations are carried out hourly by the synoptic stations the greatest differences between the two kinds of cloud amounts could not be more than 1/2 hour. In Transdanubia the following synoptic stations were used: Sopron, Szombathely, Szentgotthárd, Győr, Pápa, Sídfoke, Keszthely, Zalaegerszeg, Nagykanizsa, Pécs, while in the eastern part of the country the reports of the following ones were used: Budapest-Ferihegy, Baja, Kecskemét, Szolnok, Szeged, Miskolc, Békéscsaba, Nyír-

egyháza and Debrecen. As an average amount of the cloudiness for any territory the mean value of the cloud covers, expressed in octas, has been taken.

For the sake of comparison the differences between average cloud cover values obtained from ground observations and nephanalyses have been computed. The distribution of these values (expressed in percents of all cases) is shown in Fig. 1. a-c. It can be seen that the coverage from the ground observations is generally higher

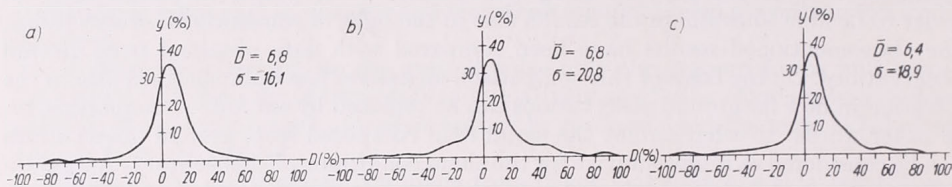


Fig. 1. Deviations percentage values of cloud coverage computed from ground- and satellite-observations (D) a) For Hungary, b) For Transdanubia, c) For the Great Hungarian Plain
 \bar{D} — mean value of deviations, σ — standard deviation)

than that from the nephanalyses. If we allow $\pm 10\%$ toleration for deviations the congruence for the whole country is only 54% while for both the western and the eastern part of the country 51%. The arithmetic mean values of the deviations fall between 6–7. As to the standard deviations: 16 for Hungary, 21 for Transdanubia and 19 for the Great Hungarian Plain. The fact that a better congruence has been obtained for the whole country than for its parts, can be readily explained by the inaccuracy of the geographical rectification, the errors of which may attain even 1° . In the case of smaller territories more considerable errors may, of course, arise from the geographical rectification. Relating the cloud cover amounts obtained by satellites and conventional observations, we had a correlation coefficient of 0,79. A further comparison of cloud coverages, computed in the two different ways, is to be found in Table I. Here the related values of cloud averages (obtained by satellite and by conventional observations) are divided into intervals of 10%. Here too; the distribution of data is in accordance with the fact already established in Figures 1 a-c, viz. that the cover values of the conventional cloud observations are generally higher when compared with the corresponding ones obtained by satellites. Similar results have been obtained also by *Vetlov*, [2], *Bahtin* and *Sonechkin* [3]. Thus, if the values of

TABLE I.

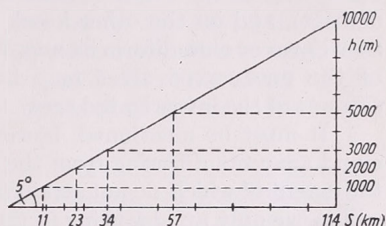
Distribution of the percentage cloud coverage obtained from nephanalyses, compared with mean cloud cover values computed from ground observations (over the territory of Hungary)

Cloud coverage from nephanalyses (%)	Cloud coverage according to ground observations (%)									
	0—10	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
0—10	13	10	11	1	3	2	3	.	.	.
11—20	2	4	5	3	6	1	2	.	.	.
21—30	1	1	4	5	8	2	4	4	4	.
31—40	.	2	5	9	9	7	4	3	1	.
41—50	.	2	4	4	12	16	13	6	1	2
51—60	1	1	2	3	6	11	17	12	7	2
61—70	.	.	.	4	2	8	17	22	12	4
71—80	2	1	9	17	17	11
81—90	.	1	.	1	1	.	3	12	31	88
91—100

cloud cover obtained from satellites are considered approximately objective it can be stated that the cloud amount is usually overestimated by the observer.

Recalling our remarks made in the first part of this paper concerning the limits of ground observation the result of comparison, as found under points 1 and 3 respectively, cannot be considered as surprising. An overestimation of the cloud amount is the most frequent with cumuli. On the other hand, the averages, computed on the basis

Fig. 2. Radius of observable area (s) in the case of different cloud bases (h) if the observability of the clouds begins with 5° above the horizon and the clouds cover the entire sky



of ground observations, must be taken in some cases with reservations (see points 2, 6 and 7). Let us suppose that the limit from which an observer is enabled to reliably estimate the cloud cover, begins, on the average, from an elevation angle of 5° . In that case the observable cloud field varies — depending on the cloud bases — according to Fig. 2. Thus in the case of low cloudiness in summer ($h \approx 1300 - 2200$ m) the observable field is, on the average, of a radius of 15–25 km while in winter, if supposing $h \approx 440$ m, the observable area is not more than that with a radius of 5 km. Considering these values circles have been plotted around the synoptic stations, as shown in Fig. 3. The dotted circles show the limits of observation in winter with radius of 5 km while the solid and broken circles those made in summer with radii 1300 km and 2200 km respectively. Under the given circumstances our network of synoptic stations is

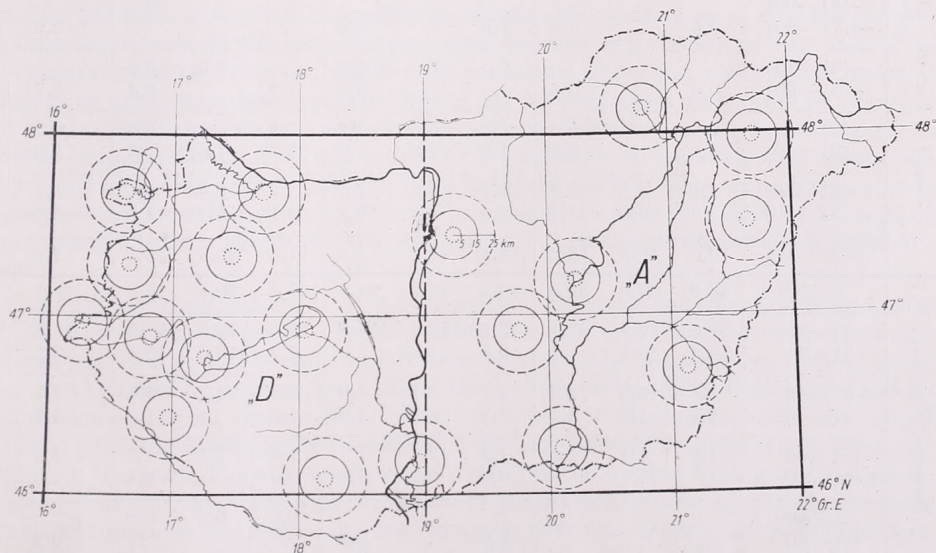


Fig. 3. Situation of the investigated territories: Hungary (limited by a heavy line for practical purposes), D — western part of the country (Transdanubia), A — eastern part of the country (Great Hungarian Plain). The circles represent the areas visible for the observes of synoptic stations in the cases of low clouds: dotted circles ($h \approx 440$ m) in winter, solid circles ($h \approx 1300$ m) and broken circles ($h \approx 2200$ m) in summer

enabled to observe the low cloud conditions of about 20–40% of Hungary. Thus the average cloud amounts computed by synoptic observations can be by no means considered as a representative value for the whole country. From this point of view the reports of the synoptic stations are rather sampling tests. The area coverage determined on the basis of the observations of the synoptic stations is — as to its representativity — strongly dependent on the homogeneity of the cloud field (for the cloud conditions of the small environment of a given point are extrapolated for a larger district), and on the other hand, on the character of the cloud cover, consisting of stratiform or cumuliform clouds. With strongly varying coverage the cloud conditions of the unobserved areas may have a considerable influence on the actual cloud amount of the investigated area.

It must be mentioned, however, that in some cases the satellite pictures show cloud amounts differing from the real ones. This occurs usually with smaller cumuli, the extent of which do not attain the resolution of the television cameras so that they will cause only an obscuring in the pictures. The errors arising from here are to some extent compensated by the fact that in satellite nephanalyses (with clear weather)

TABLE II.

Deviations between percentage values (N) of cloud coverage computed from ground observations and from nephanalyses (in percents of all cases)

		Hungary			Transdanubia			Great Hungarian Plain			Transdanubia
		Winter	Summer	Year	Winter	Summer	Year	Winter	Summer	Year	Cirrus
N _{ground} < N _{satellite}	—(91–100)
	—(81–90)	0,2	.
	—(71–80)	0,6	.	0,2	1,2	.	0,4	.	.	.	0,2
	—(61–70)	0,2	.	0,5	0,2	.
	—(51–60)	0,6	.	0,4	.	.	0,6	1,2	.	0,4	0,7
	—(41–50)	0,6	.	0,2	1,2	0,5	0,2	1,2	.	0,8	0,2
	—(31–40)	0,6	.	0,6	1,8	1,0	1,9	3,7	1,6	1,7	2,0
	—(21–30)	3,1	4,2	3,2	6,1	4,7	4,6	3,7	2,6	2,8	5,4
—(11–20)	7,9	3,6	5,2	3,1	5,2	5,3	3,1	5,7	4,9	6,2	
— (0–10)	12,2	20,3	18,6	13,4	18,2	17,4	11,0	20,8	15,7	17,8	
N _{ground} > N _{satellite}	0–10	40,9	37,0	35,0	40,2	35,9	34,9	47,5	30,8	36,6	28,7
	11–20	21,4	22,9	22,1	12,2	16,2	15,8	12,2	19,8	17,3	16,8
	21–30	5,4	5,7	7,1	9,8	8,9	7,6	6,7	10,9	10,1	8,7
	31–40	3,1	3,6	4,0	4,9	2,1	4,0	6,1	4,7	5,1	4,7
	41–50	2,4	1,6	2,1	3,7	4,7	4,4	1,2	.	4,5	5,2
	51–60	1,2	1,1	1,3	1,2	2,1	1,7	1,2	2,1	1,7	2,2
	61–70	.	.	.	0,6	0,5	0,8	0,6	.	0,4	1,0
	71–80	0,6	0,5	0,6	.
	81–90	.	.	.	0,6	.	0,2	.	.	.	0,2
	91–100
\bar{D}	5,6	6,7	6,8	6,0	7,3	6,8	5,7	7,0	6,4	7,6	
δ	17,3	14,2	16,1	21,6	18,1	20,8	19,6	17,5	18,9	21,4	
n	164	192	524	164	192	524	164	192	524	405	

\bar{D} = Mean value of deviations, σ = standard deviation, n = number of cases

the minimum value of cloud cover is 10%. On the other hand, similar a situation may be observed also with covered weather when the cloudless areas — if such ones exist — are usually smaller than the resolution of the cameras. In such cases the pictures will show a continuous cloud cover, i. e. an overestimation of cloud amount will result. Here too, it must be recalled that in nephanalyses, even in the case of fully overcast weather, the cloud cover is taken only for 90%. Different results are obtained from the two kinds of observations also concerning cirrus clouds, partly on account of the comparatively small extent of the cloud elements, and partly because of the thin, transparent structure of the clouds so that in several cases it is impossible to recognize it in television pictures. Thus the satellite observation will show less cloud which is erroneous, and in such cases the observations of the ground observer are more correct.

In order to prove the abovementioned theoretical conclusions, several investigations were carried out by separating winter- and summer-cases, since the character of the cloud cover is sharply differing in those two seasons (in winter it is rather stratiform while in summer cumuliform). The period from November till February was considered as winter and May — August as summer. It was expected that, above all, summer cumuli will be overestimated by the observer. On the other hand, the days with cirrus clouds observed from the ground (in Transdanubia) were separated. The characteristics used in earlier comparative investigations have been also computed in all cases. The results are shown in Table II. For the sake of comparability it seemed to be appropriate to give also the results of investigations of the whole year.

In all of the three fields of investigation the deviation between the ground observation and the nephanalyses is in summer larger than in winter. The values contained in Table II demonstrate most convincingly that above all the amount of cumulus clouds (summer cloudiness) is overestimated by the observer. The standard deviation is larger in winter, which can be partly attributed to the circumstance that in satellite pictures, it is often impossible to distinguish clouds a snow covered terrain, so that on account of the snow cover a clear weather may be erroneously judged by the analyst even as a covered weather. In possession of ground observation material these cases might have been excluded but in our investigations we wanted to conserve the original nephanalyses as a basis for comparison. It is also most remarkable that the largest mean deviation (7,6) and standard deviation (21,4) respectively, between the two kinds of average cloud amounts have been obtained in cases when cirrus clouds were observed from the ground. This can be explained by the fact that, on account of the variety of cirrus clouds their observability in satellite pictures too, is most differing.

In the following, attempts have been made to compute the monthly mean values of cloud cover for the period of 1965—1966. The results of these investigations are represented in Fig. 4. The solid line denotes the monthly mean values of cover (over Hungary) gained by nephanalyses while the broken curve shows those, obtained by simultaneous ground observations. January 1965 and September 1966 have been omitted from the investigations because of the insignificant number of satellites passing over Hungary. The average values of cloudiness computed from ground observations proved almost always higher than those gained from nephanalyses. On the basis of satellite pictures the following cloud coverage over the country has been obtained: for 1965: 54%, for 1966: 61%. From ground observations 7% higher values were found for both years. In connection with these mean values it must be mentioned that the passage of satellites was usually at about the local noon when the cumulus convection has started. Thus the real monthly averages will be somewhat lower than the above values.

Fig. 5. shows a comparison between monthly cloud coverage between the western and eastern territories of the country. The solid line relates to Transdanubia, the broken line to the Great Hungarian Plain. A considerable difference between the cloud conditions of the two regions was noted in September and October 1965 (18% and 16% respectively), when Transdanubia was more covered. In 1966 the largest difference was noted in February but even that was not more than 10%.

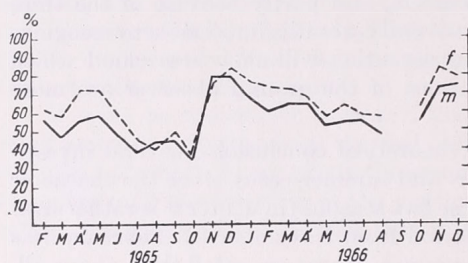


Fig. 4. Monthly mean values of cloud coverage on the basis of satellite observations (solid line) and ground observations (broken line) over Hungary in 1965—1966

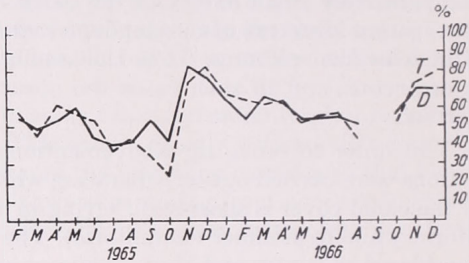


Fig. 5. Monthly mean values of cloud coverage on the basis of satellite observations over Transdanubia (solid line: D) and the Great Hungarian Plain (broken line: T) in 1965—1966

average the differences will already become insignificant. In both years differences of only 2 percents were obtained between the average cloud covers of the two territories on the basis of both the ground and the satellite observations.

The problem seems to be of interest in how far the cloud coverage can be considered as homogeneous. This can be expressed by computing in how many percents of all cases the different cloud categories and their combinations used in nephanalyses occurred during the investigated period. Since the character of cloud cover is most differing with the respective season, the comparison was made in seasonal distribution. Cases were taken separately when the cloud distribution was uniform over the entire investigated territory, i. e. when within the same the cloud coverage could be characterized with just one cloud category $\binom{4}{1}$. Cases were counted also when combinations of two $\binom{4}{2}$, three $\binom{4}{3}$ or all of the four $\binom{4}{4}$ cloud categories occurred. But here no concrete cloud categories were taken into consideration. The result of this investigation is to be found in Table III.

It can be seen that in the two parts of the country homogeneous cloud coverage is to be found with a frequency exceeding by 20% that of the whole land. Over Hungary the homogeneity of the cloud cover does not show any essential change (winter — 27%, summer — 33%) as compared with the western and the eastern parts of the country. In Transdanubia a well pronounced winter minimum (43%) and a summer maximum (56%) can be observed. In the Great Hungarian Plain the minimum appears also in winter (47%) while the maximum in autumn (55%). It is remarkable that in autumn more cases of clear weather occur in the eastern part of the country than in the western one. It can be seen also that in summer in many occasions overcast cases are observed only over a part of the country. In the whole country mostly (57—61%) two cloud amount categories are found but in the part-territories this number is not much lower than that in cases of homogeneity of the cloud coverage. In general, the cloud coverage is in Transdanubia more uniform during the first part of the year,

while in the Great Hungarian Plain during the second one. Three categories of clouds occur only in an insignificant part of the cases: in about 10% over the whole country. The occurrence of all cloud categories was most rare. During two years there were not more than two such cases. Of course, the shortness of the investigated period does not allow of drawing any climatological conclusions from these results.

TABLE III.

Homogeneity of the cloud coverage in the different seasons, on the basis of nephanalyses for 1965—1966
(Number of cases/percentage occurrence within the season)

H = Hungary, T = Transdanubia, P = Great Hungarian Plain

Cloud categories or their combinations	Possible range of cloud coverage in %	Spring			Summer			Autumn			Winter			Year		
		H	T	P	H	T	P	H	T	P	H	T	P	H	T	P
Open	0—20	11	17	18	21	28	30	8	8	22	1	5	3	41	58	73
Mostly open	20—50	6	15	15	6	9	5	1	6	3	2	4	5	15	34	27
Mostly covered	50—80	10	23	19	8	16	17	0	4	2	3	4	6	21	47	44
Covered	80—100	25	35	35	8	20	13	23	33	30	26	38	42	82	126	121
(4)	—	52	90	88	43	73	65	32	51	57	32	51	55	159	265	265
(1)	—	30	53	52	33	56	50	31	49	55	27	43	47	30	51	51
(4)	—	100	76	81	76	54	63	59	52	45	72	65	56	307	247	245
(2)	—	59	44	47	58	41	48	57	50	43	61	55	47	59	47	47
(4)	—	19	5	2	12	4	3	13	1	2	12	2	7	58	12	14
(3)	—	11	3	1	9	3	2	12	1	2	10	2	6	11	2	2
(4)	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0	0
(4)	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
Σ	—	171	171	171	131	131	131	104	104	104	118	118	118	524	524	524
		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

In the present paper an attempt has been undertaken to prove the advantages of satellite cloud observations as opposed to ground observations. We wanted to point out the manifold utility of satellite pictures also in branches of meteorology where cloud coverage data concerning extended regions are needed. Such problems may arise in computations of the heat balance, long-range forecasting models etc. And, to conclude, it must not be forgotten that, by the aid of satellite pictures cloud conditions can be studied even over territories where ground observation stations are missing or rather sparse.

REFERENCES

- [1] Szepesi, D.—Tánczer, T.: Conventional and satellite nephanalyses in different synoptic situations (In Hungarian language) *Időjárás*, Vol. 69, No. 4—5. p. 218. 1965.
- [2] Velov, I. P.: Nekotorye rezul'taty sopostavlenija sputnikovyh i nazemnyh nabludenij oblachnosti. *Trudy MMC*, vyp. 8. p. 29. 1965. (Some results of the comparison of satellite. and ground cloud observations.)
- [3] Bahtin, M. G.—Sonechkin, D. M.: Otsenka informativnosti nephanalizov vypolnennyh po dannym televisionnoj sjemki so sputnikov „TIROS”. *Trudy GNIC*. 11. p. 103. 1967. (Analysis of the informative value of nephanalyses made from television photos received from „TIROS”.)

JÄRHLICHE VERÄNDERUNG DER ATLANTISCH-EUROPÄISCHEN LUFTDRUCKVERTEILUNG

Az atlanti-európai légnyomás-eloszlás évi változása. Az 1900—1939 közötti 40 év légnyomás megfigyelések alapján egyszerűsített elemző módszer segítségével szétválasztásra kerül a légnyomás *tiszta évi menete* (12 havi hullám) és a felhullámok szintéziséből nyerhető *cirkulációs tényező* havonkénti anomáliája. Míg az első összetevő az európai monszun kérdéséhez ad szempontokat, addig a cirkulációs tényező magyarázatot ad a közép-európai januári nyomás-maximum, az áprilisi minimum, valamint az észak-európai májusi és szeptemberi nagynyomású helyzetek kialakulására. Ez utóbbiak főleg a 4 havi periódus következményei, a 6 havi periódus pedig a januári maximum kialakításában játszik nagy szerepet. A rövidebb periódusok (3, 2,4 és 2 hó) ingása kicsi, 1—2 mb körüli. A 6 havi periódus szekuláris változása az 1951—60-as évtizedre lényeges változást mutat, mert a korábbi NW—SE irányú áttevődés helyett NE—SW irányra utal. Ez valószínűleg a Sarkvidék felmelegedésének a következménye.

*

Годовой ход Атлантико-европейского распределения атмосферного давления. По данным 40-летних наблюдений над атмосферным давлением за 1900—1939 гг., при помощи упрощенного метода анализа, были разделены чистый годовой ход атмосферного давления (12 месячная волна) и месячная аномалия фактора циркуляции получаемого путем синтеза полуволн. В то время, как первая составляющая относится к вопросу о европейском муссоне, вторая дает объяснение таких явлений как январский максимум и апрельский минимум давления в средней Европе, а также синоптических положений, характеризующиеся высоким давлением в мае и сентябре в Северной Европе. Последние являются, в основном, следствиями 4-месячного периода, а в образовании январьского максимума играет важную роль 6 месячный период. Короткие периоды (длиною 3, 2,4 и 2 месяца) характеризуются небольшими амплитудами в 1—2 мб. Вековой ход 6-месячного периода значительно изменился за десятилетие от 1951 по 1960 гг., поскольку ранее наблюдавшееся перемещение с северо-запада на юго-восток изменилось на направление с северо-востока на юго-запад. Это, по всей вероятности, связано с потеплением Арктики.

*

Die wichtigsten Bestimmungszentren der Zirkulation des atlantisch-europäischen Raumes sind das Tiefdruckaktionszentrum in Island und das Hochdruckaktionszentrum über den Azoren (Abb. 1). Ein drittes Aktionszentrum befindet sich in Asien, namentlich im Winter in der Form eines Hochdruckes (M) und im Sommer in der Form eines Tiefdruckes (A). Das Aktionszentrum in Island weist im Winter ihre höchste Aktivität auf, da dort zu dieser Zeit der tiefste Luftdruck (1000 mb) auftritt, hingegen ist die Luftanhäufung an den Azoren im Sommer am besten entwickelt (1025 mb). Schon aus dieser kurzen Aufzählung kann es festgestellt werden, dass der Jahresgang des Luftdruckes in den verschiedenen Gebieten ziemlich gegensätzlich ausfällt und es kann auch hinzugefügt werden, dass die kräftigsten Druckschwankungen im Inneren Asiens auftreten. Der Jahresgang des Luftdruckes wurde bereits durch verschiedene Forscher untersucht [1—5], doch beschäftigten sich dieselben neben der jährlichen (12-monatlichen) Komponente meistens nur noch mit der halbjährigen (6-monatlichen) und gelegentlich mit der 4-monatlichen Oberwelle. Es wurde schon durch *Hann* darauf hingewiesen, dass im Falle der Verwendung von 2 oder 3 Komponenten die Restabweichung noch ziemlich bedeutend sei, was offensichtlich auf die Vernachlässigung der übrigen möglichen Oberwellen (3-monatliche, 2,4-monatliche und 2-monatliche Wellen) zurückgeführt werden kann. Die übliche Arbeitsmethode der harmonischen Analyse erfordert einen bedeutenden Arbeitsaufwand und

es ist somit begrifflich, dass die Bestimmung der schwachen kurzperiodischen Komponenten vernachlässigt wurde. Im Jahre 1964 haben wir eine vereinfachte (sich auf die Monatsmittel beziehende) Analysenmethode veröffentlicht, mit welcher bei verhältnismässig geringem Arbeitsaufwand die Amplituden und Phasen sämtlicher möglichen Komponenten festgestellt werden können (mit einer monatlichen Genauigkeit). Ein zweiter Vorteil der Methode besteht darin, dass auch die *Resultante der harmonischen Komponenten* mit Leichtigkeit festgestellt werden kann, und somit kann die reine Jahreswelle getrennt werden von der Jahresschwankung des aus den übrigen Komponenten sich als Resultante ergebenden sogenannten Zirkulationsfaktors

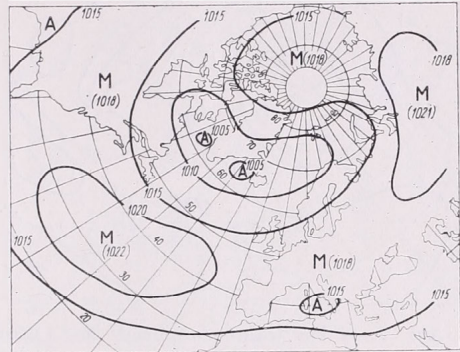


Abb. 1. Verteilung des Luftdruckes im Meeresniveau auf der Nordhalbkugel, in mb (1900—1939), nach Scherhag

(Advektionsfaktors) [6]. Die Zielsetzung der gegenwärtigen Arbeit besteht eben in der Bestimmung dieser beiden Faktoren, und zwar in Bezug auf den atlantisch-europäischen Raum. Namentlich besteht die Hauptfrage darin, in welcher Weise der winterliche eurasiatische Luftüberschuss sich im Sommer auf den Ozean verlagert, bzw. in welcher Weise das Januarmaximum und das Aprilminimum des Luftdruckes in Mitteleuropa und die Antizyklonallagen in Mai und September über Nordeuropa sich ausbilden.

Unsere Untersuchung wurde auf Grund des Materials durchgeführt, das durch Scherhag unter Verwendung von Beobachtungen aus den 40 Jahren 1900—1939 zusammengestellt wurde [7]. In der erwähnten Monographie sind die tatsächlichen und die auf Meeresniveau reduzierten Monatsmittel des Luftdruckes für die einzelnen Beobachtungsstellen enthalten, und ausserdem ist die durchschnittliche Luftdruckverteilung eines jeden Monats für die Nordhalbkugel durch die für die Schnittpunkte der Koordinatenkreise errechneten Werte mitgeteilt.

Die Druckveränderungen des atlantisch-europäischen Raumes sind natürlicherweise in die grosszügigere, hemisphärische Luftzirkulation eingebettet. Die wesentlichste Erscheinung besteht hier in der gewaltigen Luftdruckabnahme, die im Inneren des Kontinentes zwischen Winter und Sommer vor sich geht. Nach den Karten von Scherhag beträgt im Punkte 45°N , 105°E die Druckabnahme zwischen Januar und Juli 32 mb. Doch werden bei der Luftdruckreduktion auf Meeresniveau auch solche Luftmengen in Betracht gezogen, die in der Wirklichkeit nicht vorhanden sind, indem die durchschnittliche Seehöhe des Kontinentes 250 m beträgt, was annähernd einem Druckdeficit von 30 mb entspricht. Dieser Betrag wechselt aber von Sommer zu Winter! Nun war es ebenfalls Scherhag, der die tatsächlichen, d. h. im Stationsniveau gemessenen Luftdruckunterschiede Januar-Juli veröffentlichte, welche an Abb. 2/a dargestellt werden [8]. Hier beträgt die grösste Abweichung nur ungefähr 20 mb, namentlich in der Umgebung der sibirischen Stadt Barnaul. (Der Wert von 25 mb

in Grönland ist das Ergebnis einer Extrapolation). Auf Grund der Druckwerte im Meeresniveau erhält man für die Umgebung von Barnaul eine Amplitude von rund 23 mb, d. h. dieser Wert ist um 3 mb höher, obwohl die Seehöhe nur 160 m beträgt. Für höher gelegene Beobachtungstellen kann dieser Fehler annähernd 10 mb betragen. (Dabei muss noch in Betracht gezogen werden, dass von einem Niveau von 700 m angefangen auch infolge der Temperaturverhältnisse eine Zunahme des Luftdruckes von Winter zu Sommer erfolgen muss). Da wir aus unseren Berechnungen auch Schlüsse über den Luftmassenaustausch zwischen den einzelnen Gebieten ziehen wollen, wurden zur Grundlage unserer Untersuchungen die tatsächlichen, d. h. am

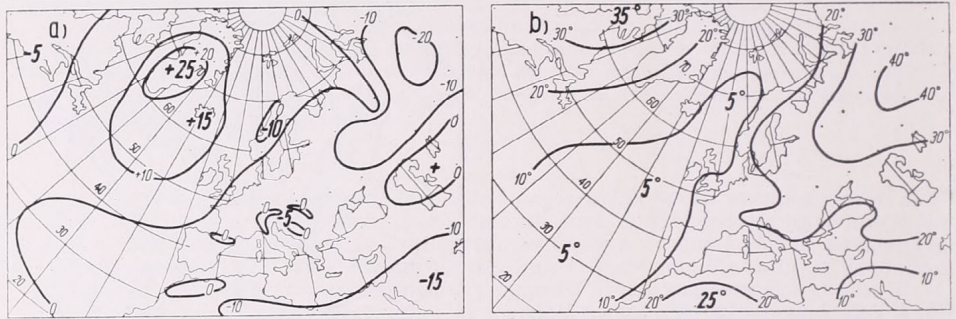


Abb. 2. a) Die wahre Amplitude des Luftdruckes (VII—I), mb. b) Die Jahresamplitude der Temperatur, C° (nach Scherhag, 1900—1939)

Stationsniveau bestehenden Druckwerte gewählt. Bereits aus den Karten von Scherhag geht es hervor, dass der wesentliche Teil der Luftdruckänderungen zwischen Sommer und Winter durch den eurasiatischen Kontinent gesteuert wird und Nordamerika von diesem Gesichtspunkte nur eine untergeordnete Rolle spielt. Eine etwas wesentlichere Rolle kommt Afrika zu. Aus der asiatischen Luft gelangt eine Menge von rund 1% auch auf die südliche Halbkugel, denn auch dort kann im Winter (Juli) eine Druckzunahme über den Kontinenten festgestellt werden, wobei über den Meeren kaum eine Veränderung eintritt [2].

An der *Abbildung 2/b* wurde die Jahresamplitude (Januar-Juli) der Temperatur dargestellt, um zu beweisen, dass die lokalen Temperaturänderungen nicht die Ursachen für die Druckveränderungen z. B. über dem Ozean gelten können. Namentlich, sollte die im Inneren des Kontinents auftretende Temperaturschwankung von 40° die Ursache für eine Luftdruckschwankung von 20 mb sein, so sollte diesem Verhältnis entsprechend über dem Ozean, bei einer Temperaturschwankung von 5°, eine 8-mal geringere Druckveränderung eintreten, und zwar in der Form einer Druckverminderung für den Sommer. Demgegenüber findet man dort eine Druckzunahme von 10—15 mb! Dies kann nur die Folge einer Advektion sein.

Der Verlauf unserer Rechnungen soll an einem Beispiel erörtert werden, namentlich sollen mit einer etwas höherer Genauigkeit die reine 12-monatliche Welle und die 2,4-monatliche Periode ermittelt werden, als dies in unserer erwähnten Arbeit durchgeführt wurde. Als Beispiel wurden die Angaben von Frankfurt am Main (mit einer Genauigkeit von 0,01 mm) verarbeitet und in *Tabelle I.* mitgeteilt.

Durch Dreiteilung bzw. Halbierung der 12-monatlichen Angabenreihe wurden die rohen Werte der 4-monatlichen bzw. der 6-monatlichen Perioden (M_4 und M_6) hergestellt. Im Wege einer weiteren Halbierung von M_4 entsteht die 2-monatliche Periode (M_2) und aus diesen Werten werden die Abweichungen Δ_{6-2} errechnet. (Namentlich tritt die 2-monatliche Periode sowohl in der rohen 4-monatlichen Periode,

TABELLE II.

Analyse des Luftdruckes (1900-1939), 1000 + mb.

Station (Höhe)		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII;	M ₁₂	Q
Angmagssalik (0 m)	P:	-3,7	2,3	7,0	12,2	15,8	12,6	11,3	11,1	8,6	6,0	3,3	-0,1;	7,2 mb	
	S:	0,9	3,1	6,4	9,9	12,8	14,0	13,6	11,3	8,0	4,5	1,6	0,4;	I ₁₂ = 13,6 = 53%	
	C:	-4,6	-0,8	0,6	2,3	3,0	-1,4	-2,3	-0,2	0,6	1,5	1,7	-0,5;	A = 11,6 = 47%	
Bodó (0 m)	P:	3,8	5,2	8,3	10,1	14,6	12,2	11,1	10,1	10,0	8,0	5,7	5,7;	8,7 mb	
	S:	5,2	6,4	8,2	10,1	11,8	12,4	12,3	11,1	9,2	7,4	5,7	5,1;	I ₁₂ = 7,3 = 51,5%	
	C:	-1,4	-1,2	0,1	0,0	2,8	-0,2	-1,2	-1,0	0,8	0,6	0,0	0,6;	A = 6,9 = 48,5%	
M. Karmakuly (N. Z.) (0 m)	P:	7,7	8,3	10,6	13,0	13,0	11,5	13,0	12,5	9,0	8,2	4,4	9,8;	10,1 mb	
	S:	7,9	9,2	10,7	12,0	12,9	12,8	12,3	11,1	9,4	8,2	7,2	7,3;	I ₁₂ = 5,7 = 35,5%	
	C:	-0,2	-0,9	-0,1	1,0	0,1	-1,3	0,7	1,4	-0,4	0,0	-2,8	2,5;	A = 10,3 = 64,5%	
Akmclinsk (Sib.) 350 m 900 + mb	P:	82,5	82,2	80,9	78,7	73,3	70,1	67,1	70,7	75,8	79,8	82,3	82,6;	77,2 mb	
	S:	83,9	82,6	79,8	76,4	73,1	71,0	70,5	71,8	74,5	77,9	81,2	83,3;	I ₁₂ = 13,4 = 60%	
	C:	-1,4	-0,4	1,1	2,3	0,2	-0,9	-3,4	-1,1	1,3	1,9	1,1	-0,7;	A = 9,0 = 40%	
Koppenhága (0 m)	P:	14,6	13,7	13,3	12,3	15,5	14,1	12,7	12,6	15,4	13,5	13,0	12,3;	13,6 mb	
	S:	13,4	13,5	13,6	13,7	13,7	13,8	13,7	13,7	13,6	13,5	13,4	13,4;	I ₁₂ = 0,4 = 4,5%	
	C:	1,2	0,2	-0,3	-1,4	1,8	0,3	-1,0	-1,1	1,8	0,0	-0,4	-1,1;	A = 8,4 = 95,5%	
Valentia (Irland) (0 m)	P:	12,8	12,6	11,9	13,4	14,8	16,6	15,5	14,7	15,7	12,0	11,7	9,9;	13,5 mb	
	S:	11,4	11,9	12,8	14,0	14,9	15,6	15,6	15,1	14,1	13,0	12,2	11,4;	I ₁₂ = 4,2 = 39%	
	C:	1,4	0,7	-0,9	-0,6	-0,1	1,0	-0,1	-0,4	1,6	-1,0	-0,5	-1,5;	A = 7,3 = 63%	
Óceán 55°N, 25°W (0 m)	P:	1,0	5,0	6,0	10,0	12,0	13,0	13,0	11,0	12,0	8,0	6,0	1,0;	8,2 mb	
	S:	2,9	4,1	6,2	9,0	11,4	13,1	13,4	12,2	10,2	7,4	4,9	3,3;	I ₁₂ = 10,5 = 57%	
	C:	-1,9	0,9	-0,2	1,0	0,6	-0,1	-0,4	-1,2	1,8	0,6	1,1	-2,3;	A = 7,9 = 43%	
P. del Gada (0 m)	P:	22,0	20,8	19,9	20,4	21,2	23,4	24,5	22,6	20,8	19,8	20,4	21,1;	21,4 mb	
	S:	20,4	20,6	21,0	21,6	22,0	22,4	22,5	22,3	21,8	21,3	20,8	20,4;	I ₁₂ = 2,1 = 25%	
	C:	1,6	0,2	-1,1	-1,2	-0,8	1,0	2,0	0,3	-1,0	-1,5	-0,4	0,7;	A = 6,3 = 75%	
Lisboa (0 m)	P:	22,4	19,7	17,2	16,2	16,6	17,3	17,5	17,2	17,2	17,3	17,9	20,6;	18,1 mb	
	S:	19,8	19,3	18,6	17,7	16,9	16,5	16,4	16,9	17,6	18,5	19,3	19,7;	I ₁₂ = 3,4 = 34%	
	C:	2,6	0,4	-1,4	-1,5	-0,3	0,8	1,1	0,3	-0,4	-1,2	-1,4	0,9;	A = 6,6 = 66%	
Róma (0 m)	P:	16,3	14,6	13,5	12,4	13,9	14,0	14,8	15,0	16,1	15,2	14,6	15,3;	14,6 mb	
	S:	14,8	14,3	13,9	13,6	13,7	14,0	14,5	15,0	15,4	15,7	15,6	15,4;	I ₁₂ = 2,1 = 30%	
	C:	1,5	0,3	-0,4	-1,2	0,2	0,0	0,3	0,0	0,7	-0,5	-1,0	-0,1;	A = 4,9 = 70%	
Budapest (130 m)	P:	4,4	2,2	-0,4	-2,7	-1,1	-1,0	-1,1	-0,1	2,2	2,0	2,5	2,3;	0,8 mb	
	S:	2,4	1,4	0,2	-0,9	-1,5	-1,6	-0,9	0,2	1,4	2,4	3,0	3,0;	I ₁₂ = 4,6 = 42%	
	C:	2,0	0,8	-0,6	-1,8	0,4	0,6	-0,2	-0,3	0,8	-0,4	-0,5	-0,7;	A = 6,3 = 58%	
Kiev (183 m) 900 + mb	P:	97,0	95,6	94,5	92,3	94,1	92,1	91,2	92,2	95,9	96,8	97,3	96,4;	94,6 mb	
	S:	96,7	95,7	94,3	93,2	92,4	92,1	92,5	93,5	94,7	96,0	96,8	97,1;	I ₁₂ = 5,0 = 44%	
	C:	0,3	-0,1	0,2	-0,9	1,7	0,0	-1,3	-1,3	1,2	0,8	0,5	-0,7;	A = 6,4 = 56%	

reine Jahreswelle. Durch dieses Trennungsverfahren erhielten wir die *Gesuchte Jahres Welle* sowie auch die Werte der Monatsanomalien, wodurch die *Zirkulationsveränderungen* ausgedrückt werden.

Im Besitze der Zirkulationsreihe *C* können auch die zwischenjährlichen Rhythmen derselben festgestellt werden, sowie auf Grund der maximalen und minimalen Werte der Teilwellen können die summierten Zirkulationsschwankungen ermittelt werden, und dann kann man, durch einen Vergleich mit der Jahresamplitude der Reihe *S*, das Verhältnis zwischen dem Strahlungsfaktor und dem Zirkulationsfaktor feststellen. Dasselbe beträgt in unserem Falle 23% : 77%.

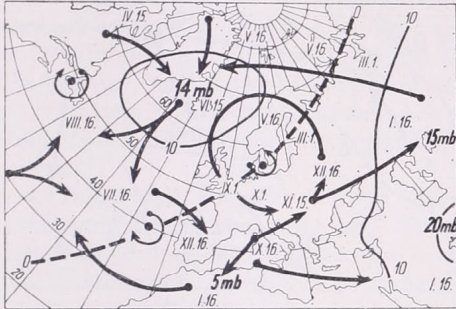


Abb. 3. Reine Amplitude des Luftdruckes und die Fortpflanzungsrichtung derselben (Die Zeitangaben entsprechen dem Tage des höchsten Luftdruckes)

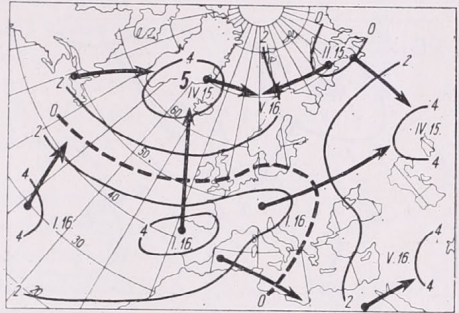


Abb. 4. Amplitude der 6-monatlichen Periode und die Fortpflanzungsrichtung derselben (Die Zeitangaben entsprechen dem Tage des höchsten Luftdruckes)

In *Tabelle II* werden die für einige charakteristische Stationen erhaltenen Resultate angeführt. Unter diesen ist der Zirkulationsfaktor am stärksten für Kopenhagen: 96%, und am schwächsten für Akmolinsk: 40%. Man hat für die Azorischen Inseln 75%, am offenen Ozean (55°N, 25°W) 43%, in Budapest 58%, in Rom hingegen 70%. *Somit ist der Advektionsfaktor am Ozean und im Inneren des Kontinents verhältnismässig niedrig, an der Küste hingegen hoch.*

Auf Grund der Ausführung dieser Rechnungen für etwa 100 Beobachtungsstellen, wurden die Karten der Amplituden und Phasen der Komponenten hergestellt (*Abb. 3, 4 und 5*). Aus Gesichtspunkten der Rausersparnis werden die Phasenkarten nicht gesondert mitgeteilt, hingegen wurde auf die Karten der Amplituden das Zeichen des Monats mit dem grössten Luftdrucke neben den Angaben einer jeden Beobachtungsstelle eingetragen. An den mitgeteilten Karten wurden nur die kennzeichnendsten Monate dargestellt. So bringt Karte 3 die Verteilung der Jahresamplitude bzw. die Fortpflanzungsrichtungen. Die grösste Jahresamplitude findet sich im Inneren des Kontinents und im Raume von Island (15 mb), jedoch mit entgegengesetzter Phase. Die Linie der Amplitude 0 verläuft ungefähr entlang der Küsten und weist zwei Amphidromien auf. Die eine liegt gerade in der Umgebung von Kopenhagen, die andere liegt in der Nähe von Portugal auf dem offenen Meere. Eine Amphidromie mit gleicher Drehungsrichtung befindet sich im Vorraume von Neu-Fundland.

Werden die Pfeile betrachtet, welche die Richtungen der Luftmassenverlagerungen andeuten, so kann es festgestellt werden, dass der winterliche Luftüberschuss des Kontinents über Nordeuropa nach dem Ozean vordringt und von dort über Mitteleuropa in das Innere des Kontinents zurückkehrt. Der winterliche Luftüberschuss von Afrika (etwa 5 mb) dringt entlang des Breitenkreises 35°N nach den Azorischen Inseln und die Rückkehr von dort erfolgt über Spanien. In den übrigen Gebieten des

diese Erscheinung. Aus der *Abb. 4* geht es hervor, dass das Maximum der 6-monatlichen Periode in Südwest-Europa eben auf den Januar fällt. In der Umgebung von Island und im Inneren des Kontinentes fällt hingegen das Maximum auf April. Die Luftversetzung innerhalb der 6-monatlichen Welle spielt sich teilweise über den Ozean ab und teilweise auch in einer ost-westlichen Richtung etwa entlang des 50. Breitenkreises.

Somit ist das Zustandekommen des Januarmaximums des Luftdruckes in Mitteleuropa eine Folge der 6-monatlichen Welle (und nicht die Folge des Temperaturminimums) und zwar durch die *Advektion kalter Luftmassen*, welche teilweise aus Grönland und teilweise von dem Kontinente stammen. Der gleiche Einfluss bildet auch die Ursache des Aprilminimums in Mitteleuropa!

Dabei soll bemerkt werden, dass bei der Betrachtung der Verlagerung von Druckzentren auch die Verkürzung der Breitenkreise nach Norden hin beachtet werden muss. So ist bei der 6-monatlichen Periode zum Zustandekommen eines Druckzentrums von 5 mb in Grönland schon eine Druckabnahme von 2 mb am Breitenkreise 40° hinreichend. (Das Verhältnis der Flächeninhalte der Gradtrapezen für die Breiten 35° und 65° beträgt 2 : 1).

In der 6-monatlichen Periode treten über dem Ozean zweimal im Jahre, in April und Oktober, östliche zusätzliche Winde auf, durch welche die allgemeine westliche Luftversetzung abgeschwächt wird. In Januar und Juli hingegen führen die Westwinde der 6-monatlichen Periode zu einer Verstärkung der Zonalität.

Da die Knotenlinie der 6-monatlichen Periode in der Umgebung von Kiew eine südliche Richtung annimmt, treten in Ungarn in Januar und Juli nördliche und in April und Oktober südliche zusätzliche Winde auf. Dies kann auch aus den Durchschnittswerten der mittleren Windwege in Ungarn gut nachgewiesen werden. Auf Grund der monatlichen Prozentualwerte der mittleren NNW-lichen Luftversetzung, der für das Jahrzehnt 1931—40 festgestellt wurde [9] ergibt sich die Amplitude der 6-monatlichen Periode zu 25 Einheiten und die Maxima der Schwankungen fallen auf Januar und Juli, die Minima derselben auf April und Oktober. Der Wert der reinen Jahresschwankung beträgt 21 Einheiten und das Maximum fällt auf Juli (*Tabelle III*). Übrigens tritt in den Niederschlagsverhältnissen hiezulande die 6-monatliche Periode viel kräftiger in Erscheinung als die Jahreswelle, wie dies in unserer Arbeit [6] erwiesen wurde.

TABELLE III.

Durchschnittliche Luftversetzung über Ungarn aus der Richtung (1931—1940), %

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII;	M ₁₂
L =	19,8	29,8	23,7	21,5	14,7	37,2	63,4	48,9	27,7	14,9	23,2	29,2;	29,5
S =	19,2	20,2	22,9	28,2	33,3	37,4	39,8	38,8	36,1	30,9	25,8	21,6;	I ₁₂ = 20,6
C =	0,6	9,6	0,8	-6,7	-18,6	-0,2	23,6	10,1	-8,4	-16,0	-2,6	7,6;	A = 74,8
C éveszakos =	17,8	(NNW)		-24,5 (SSE)			33,5 (NNW)			-27,0 (SSE)			
				$\frac{I_{12}}{A} = 27,5\%$		$\frac{A}{I_{12} + A} = 78,5\%$		$\frac{I_{12}}{I_{12} + A} = 21,5\%$					

Die 6-monatliche Periode liefert die Erklärung auch dafür, weshalb in der Intensität des azorischen Aktionszentrums ein sekundäres Maximum in Januar eintritt. Im Falle einer reinen Jahreswelle würde nur ein Julimaximum auftreten.

Die Verteilung der Amplituden und Phasen der kürzeren Oberwellen werden an *Abb. 5* dargestellt. Die Amplituden betragen meistens weniger als 2 mb, doch erreichen dieselben in Mitteleuropa etwa 20% der Gesamtamplitude. Vorzüglich kommen die 4-monatlichen und 2-monatlichen Perioden in Betracht, hingegen können die 3-monatlichen und 2,4-monatlichen Perioden hier vernachlässigt werden, da ihre Amplituden nur einige Zehntel-Milibare betragen. In Budapest z. B. ist die Amplitude der 4-monatlichen Periode grösser als die der 6-monatlichen Periode.

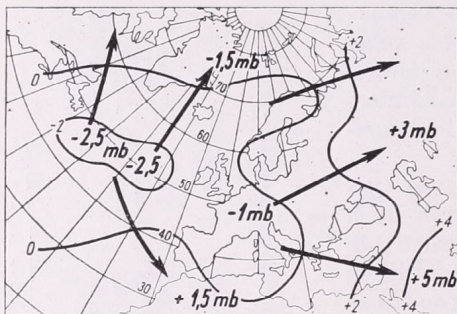


Abb. 6. Veränderung der reinen Jahreswelle des Luftdruckes von November auf Januar (1900—1939), mb

Die maximalen Amplituden der 4-monatlichen Periode befinden sich teilweise im Raume von Nowaja Zemlja und teilweise über der Ostsee und über Frankreich. Die minimale Amplitude befindet sich in der Nähe von Island. Die Welle pflanzt sich fort, und zwar hauptsächlich in meridionalen Richtungen. In Mitteleuropa tritt das Maximum in Januar, Mai und September auf. Nach unseren Windweguntersuchungen beträgt die Schwankung der monatlichen Luftversetzung 16%, und der maximale Wert des Windweges aus der Richtung NNW fällt auf März, Juli und November.

Die Amplitude der 3-monatlichen Periode ist im Polargebiet kräftig, in Mitteleuropa hingegen minimal. Die Versetzungen haben einen meridionalen Charakter. Die 2,4-monatliche (73-tägige) Welle besitzt hingegen wieder den Charakter einer stehenden Welle. Die Hauptachse des Luftaustausches befindet sich zwischen dem Ozean und Nowaja Zemlja. Die Amplitude ist nur von der Grössenordnung 1,5 mb. Die Amplitude der 2-monatlichen Periode erreicht nur in der Umgebung von Dänemark den Wert von 1 mb. Die Luftversetzungen sind teilweise denen bei der 4-monatlichen Periode und teilweise denen bei der 2,4-monatlichen Periode ähnlich.

Somit ermöglicht die Beachtung der Luftdruckwellen von kürzerer Periode eine ausführlichere Erkenntnis der Struktur der Luftdruckveränderungen. Wegen Raum-mangels können nicht für alle 12 Monate die Monatswerte der Jahreswelle und der Zirkulationskomponente bzw. ihre Veränderungen mitgeteilt werden, demzufolge soll hier nur die wesentlichste Veränderung, namentlich die Ausgestaltung der Lage im Januar angeführt werden. An der *Abb 6* wird die Veränderung der reinen Jahreswelle von November auf Januar, an der *Abb 7* die entsprechende Veränderung des Zirkulationsfaktors dargestellt. Nach diesen Karten ist in der reinen Welle Mitteleuropa noch immer ein Gebiet der Luftabgabe nach Osten hin, und der Ozean ist ebenfalls noch ein Gebiet der Luftabgabe nach dem Polargebiete hin. Das Wesen der Zirkulationseinflüsse besteht in einem Luftaustausch zwischen Grönland und SW-Europa und teilweise in einer schwächeren ost-westlichen Luftversetzung. Grundsätzlich

wird somit die Ausgestaltung des Januar-Hochs in SW-Europa durch die schon ausgeführten 6-monatlichen Umstände charakterisiert, und zwar entsteht dieses Hoch vorwiegend aus Luftmassen, welche aus Grönland stammen. Ungarn erhält von den östlichen Kaltluftmassen etwa die gleiche Menge als von der grönländischen Kaltluft. An der Karte der Veränderungen von Januar auf April kann man annähernd eine gegenteilige Luftverfrachtung feststellen. Zu dieser Zeit erhält der Raum von Grönland advektierte Luftmassen aus südlicheren Breiten, teilweise auch aus Ungarn. Die mitteleuropäische Luft verbreitet sich aber auch nach Osten in einem gewissen Umfange. Die Ausbildung der Hochdrucklagen in September ist in gleicher Weise eine Folge der 4-monatlichen Periode, als dies bei der Ausbildung der nordeuropäischen Hoch-

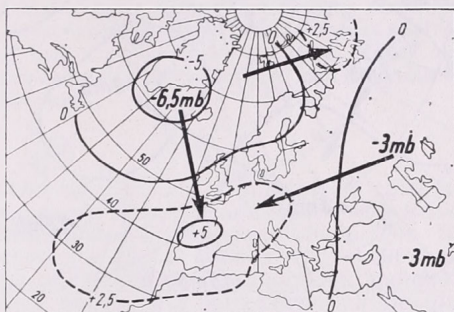


Abb. 7. Veränderung der Zirkulationskomponente des Luftdruckes von November auf Januar (1900—1939), mb

druckgebiete im Mai der Fall ist. (Über Einzelheiten werden durch *Tabelle II* Anhaltspunkte geliefert.) Somit erwies sich unsere Methode in jeder Beziehung dazu geeignet, die Struktur der Druckveränderungen im atlantisch-europäischen Raume festzustellen und auf die in der Einleitung gestellten Fragen eine Antwort zu erteilen. Doch kann auf Grund dieser Untersuchungen die Frage nicht geklärt werden, aus welchen Ursachen die einzelnen Oberwellen zu Stande kommen. Wie nachgewiesen wurde, ist selbst die reine Jahresperiode nur teilweise eine Folge der Temperaturänderungen, zumal ein regelmässiger Gegensatz nur im Inneren des Kontinents besteht. *Somit besitzt der Luftaustausch zwischen Ozeane und Kontinente einen wesentlich advektiven Charakter.*

Demzufolge besteht keineswegs ein gegensätzliches Verhalten von Druck und Temperatur an einem gegebenen Orte, selbst in jährlicher Beziehung nicht. Es kann daher behauptet werden, dass *die monatlichen Druckveränderungen im mitteleuropäischen Klimagebiet wesentlich die Folgen von Advektiveinflüssen darstellen.*

Die 6-monatliche Periode steht vermutlich mit dem zweifachen Sonnendurchgang über den Tropen, und somit mit dem Luftaustausch zwischen Tropen und Polargebieten in Zusammenhang. Die Ursachen der kürzeren Perioden sind unbekannt; es wäre möglich, dass dieselben polaren Ursprungs sind. Auch Abb. 5 weist in dieser Richtung hin.

Dass den Polargebieten eine bedeutende Rolle bei der Entstehung der Oberwellen zukommen kann, wird durch eine ergänzende Untersuchung erwiesen, welche wir über die sekularen Veränderungen der Perioden ausgeführt haben. Dabei kam es u. a. auch zu einer Analyse der 50-jährigen Reihen von Gorczinski (1851—1900), sowie zu der Analyse der Angaben aus den zehn Jahren 1951—1960 [9, 10]. Während das 50-Jahren-Material aus dem vergangenen Jahrhundert fast genau die gleichen Ergebnisse lieferte, wie das 40-Jahren-Material, traten im Laufe des letzten Jahrzehnts wesentliche Veränderungen auf. Zu deren Kennzeichnung wird *Abb. 8.* angeführt, in welcher die Druckveränderungen November—Januar dargestellt werden. Wie ersicht-

lich hat sich die Verfrachtungsrichtung auf NE SW verändert, in Gegensatz zu der früheren Richtung NNW-SSE. (Die Veränderung von 4 mb bei den Azoren ist eben genügend zur Deckung der Veränderung von 9 mb der Umgebung von Archangelsk.) *Dem Wesen nach handelt es sich somit um eine Veränderung der Struktur der 6-monatlichen Periode.* Diese Umgestaltung ist aller Wahrscheinlichkeit nach eine Folge der allgemeinen Klimaveränderung, die zu einer schrittweisen Erwärmung der Arktis geführt hat und dabei wurde die Rolle von Grönland durch Nowaja Zemlja übernommen, indem auch der Kältepol nach Osten verschoben wurde. Während über 90 Jahren die Luftzirkulation die gleiche war, trat jetzt eine gewaltige Veränderung ein.

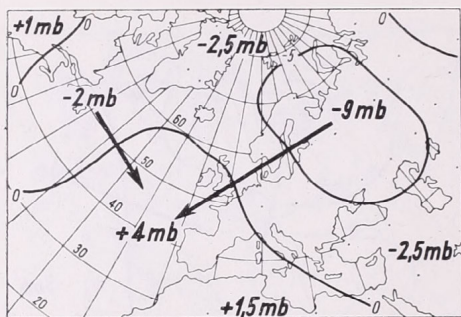


Abb. 8. Dieselbe Veränderung wie Abb. 7, für den Zeitabschnitt 1951—1960

Nun taucht die Frage auf, wie die Periode sich z. B. im Zeitraum 1971—80 gestalten werde. Diese Frage ist auch für die langfristige Vorhersage von Bedeutung. Namentlich befindet sich der Jahresrhythmus der Luftdruckes im Hintergrunde eines jeden synoptischen Geschehens und auch in der Häufigkeit der makrosynoptischen Lagen können die oben angedeuteten, jährlich gebundenen Perioden gut nachgewiesen werden.

SCHRIFTTUM

- [1] Ekhart, E.: Die ganzjährige Periode des Luftdruckes auf der Nordhalbkugel (1921—1930.) Ann. der Hydr. und Mar. Meteorologie, 1940, 68, 158.
- [2] Wahl, E.: Untersuchungen des jährlichen Luftdruckganges. Met. Zeitschrift 1941, 58, 313.
- [3] Schwerdtfeger, W.—Prohaska, F.: Der Jahresgang des Luftdruckes auf der Erde und seine halbjährige Komponente. Met. Rundschau, 1956, 9, 33.
- [4] Schumann, T. E. W.—van Rooy, M. P.: Continentality and the Analysis of Atm. Pressure over the Northern Hemisphere. Weather Bureau, Union of South Africa, 15. (1950)
- [5] Clauss, J.: Harm. Analyse von Jahresreihen des Luftdruckes im Meeresniveau. Berliner Wetterkarte. Beilage 51/64. So. 22/64, Berlin 1964.
- [6] Berkes, Z.: Egyszerű periódus-elemző módszer (Eine einfache Methode zur Periodenanalyse). Időjárás 1964, 67, 139.
- [7] Scherhag, R. (Red.): Normalwerte des Luftdruckes auf der Nordhemisphäre für die Periode 1900—1939. Met. Abhandlungen, Bd. II. H. 1., Berlin 1953.
- [8] Scherhag, R.: Die Wahre halbjährliche Luftdruckschwankungen über der Nordhemisphäre. Berliner Wetterkarte, Beilage 10/61, So 8/61.
- [9] Berkes, Z.: Az eredő szélút-vektor és a légátviteli nagysága Magyarországon (Der resultierende Windweg-Vektor und die Grösse der Luftversetzung über Ungarn.) Beszámoló, 1952, 67.
- [10] Gorczyński, W.: Pression atm. en Pologne et en Europe. Warszawa, 1917.
- [11] Rudloff, H.: Luftdruckmittel 1951—1960 für Europa. Beilage zu den „Grosswetterlagen Mitteleuropas“, 14, Nr. 7, 1961.

EFFECTIVE RADIATION OVER THE TERRITORY OF POLAND

Effektív sugárzás a lengyel területek fölött. A tanulmány a hosszúhullámú effektív sugárzás R intenzitásának közepes havi és évi értékeit *Monteith* empirikus formulája segítségével állítja elő Lengyelország 81 síkvidéki meteorológiai állomásának 1951—1960 közötti standard megfigyelései alapján. Megállapítja, hogy az évi ciklusban R minimuma januárban van, maximuma pedig már a tavasz végén, májusban mutatkozik. Az év hideg szakában az ország területe két — klimatológiailag is különböző — tartományra válik szét: az északi területeket a gyengébb effektív sugárzás, a több felhőzet jellemzi, míg a délnyugati országrészben magasabb a hőmérséklet, nagyobb az R intenzitása. A meleg évszakban az általános cirkuláció hatása háttérbe szorul, az effektív sugárzás erősségének területi eloszlását inkább a helyi tényezők határozzák meg. A nyert eredményeket a szerző *Konstantinov* empirikus diagramjának felhasználásával ellenőrzi. A nyári és a téli hónapokban jó egyezést talál, az átmeneti évszakokban azonban a két módszer igen eltérő értékeket szolgáltat. Ennek oka föltételezhetően az, hogy az alkalmazott korrekciók kora tavasszal és ősszel nem felelnek meg az ekkor uralkodó tipikus meteorológiai föltételeknek.

*

Эффективное излучение над районами Польши. Приводятся средние месячные и годовые величины интенсивности R длинноволнового эффективного излучения с использованием эмпирической формулы *Monteitha*, по данным стандартных наблюдений, проведенных в период 1951—1960 гг. на 81 метеорологической станции, расположенной в равнинных районах Польши. Выясняется, что в годовом ходе минимум R приходится на январь, а максимум намечается к концу весны, в мае. В холодный сезон территория страны подразделяется на две области, различающиеся между собой и в климатологическом отношении. Для северо-восточных районов характерны пониженная интенсивность эффективного излучения и повышенная облачность, в то время, как в юго-западной части страны температуры выше и интенсивность R больше. В теплый сезон влияние общей циркуляции атмосферы отступает на второй план, и территориальное распределение интенсивности эффективного излучения определяется скорее локальными факторами. Полученные результаты проверяются автором с использованием эмпирической диаграммы *Kонстантинова*. Для летних и зимних месяцев намечается хорошее совпадение, однако для переходных сезонов указанные два метода дают весьма различные величины. Это, по всей вероятности, объясняется тем, что весной и осенью введенные поправки не соответствуют господствующим в эти периоды метеорологическим условиям.

*

Besides solar radiation [5], which is one of the most important elements of climate, the other component of the radiation balance of the earth surface, i. e. effective radiation, is also of a great significance. The radiation balance is especially important for the heat exchange on the earth surface. For climatological studies of regional character, it is indispensable to know the geographical distribution of the radiation balance and its components.

Effective radiation (R) consists of:

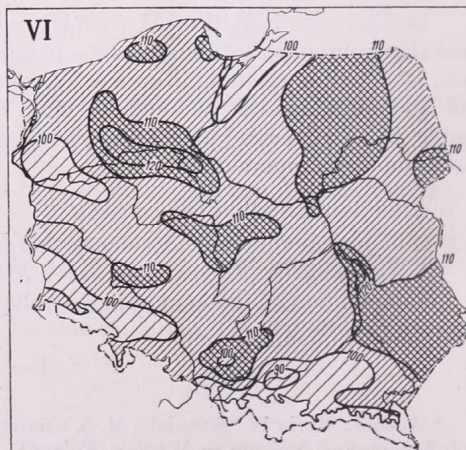
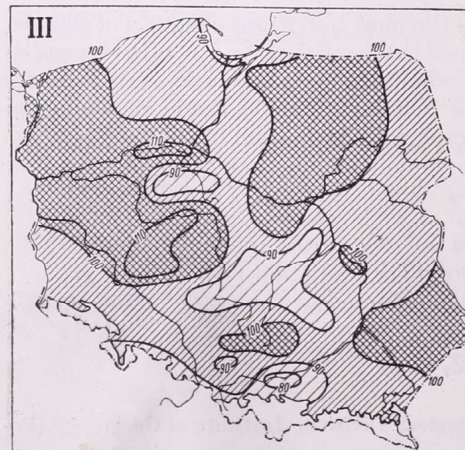
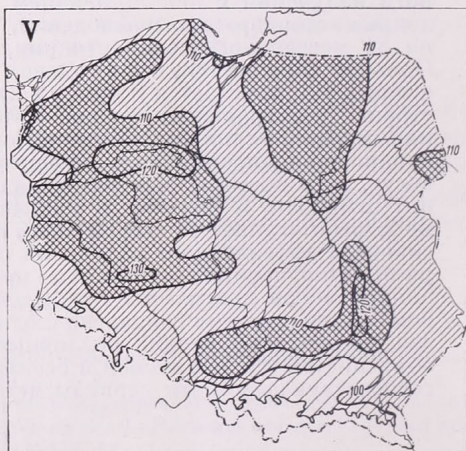
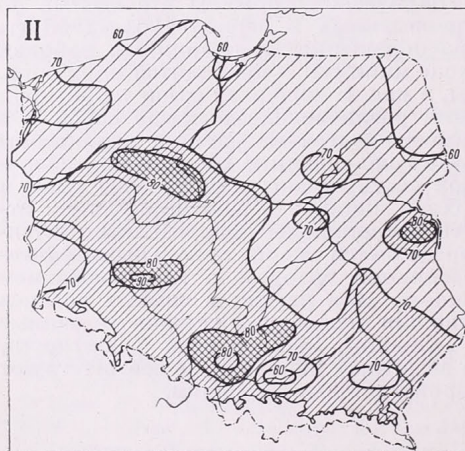
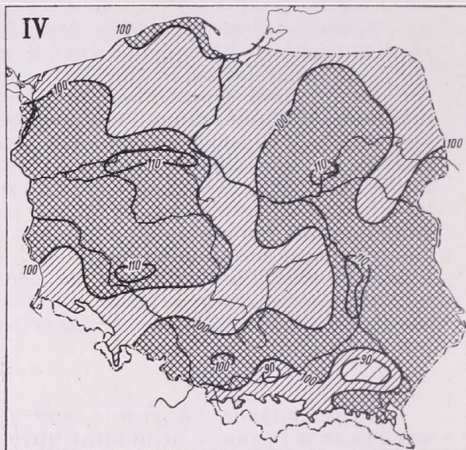
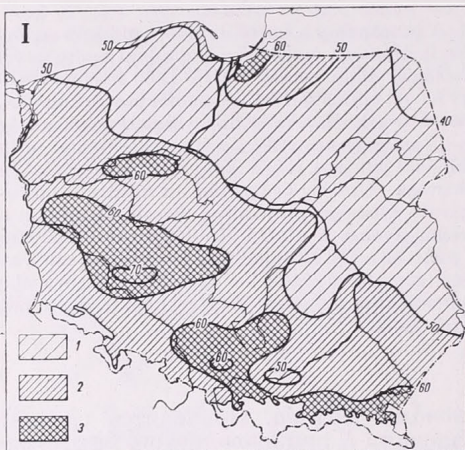
1. Upwards directed long-wave thermal radiation from the ground (Z_r).
2. Downwards directed long-wave atmospheric radiation (A).
3. A portion of the atmospheric radiation reflected by the earth surface and directed upwards (Z_d).

$$R = A - (Z_r + Z_d).$$

* Author: Maria W. Kraujalis M. S. Climatological Division, Institute of Geography (Polish Academy of Sciences — Warsaw Poland)

Both the fluxes going upwards are usually studied together and considered as one component:

$$Z = Z_r + Z_d$$



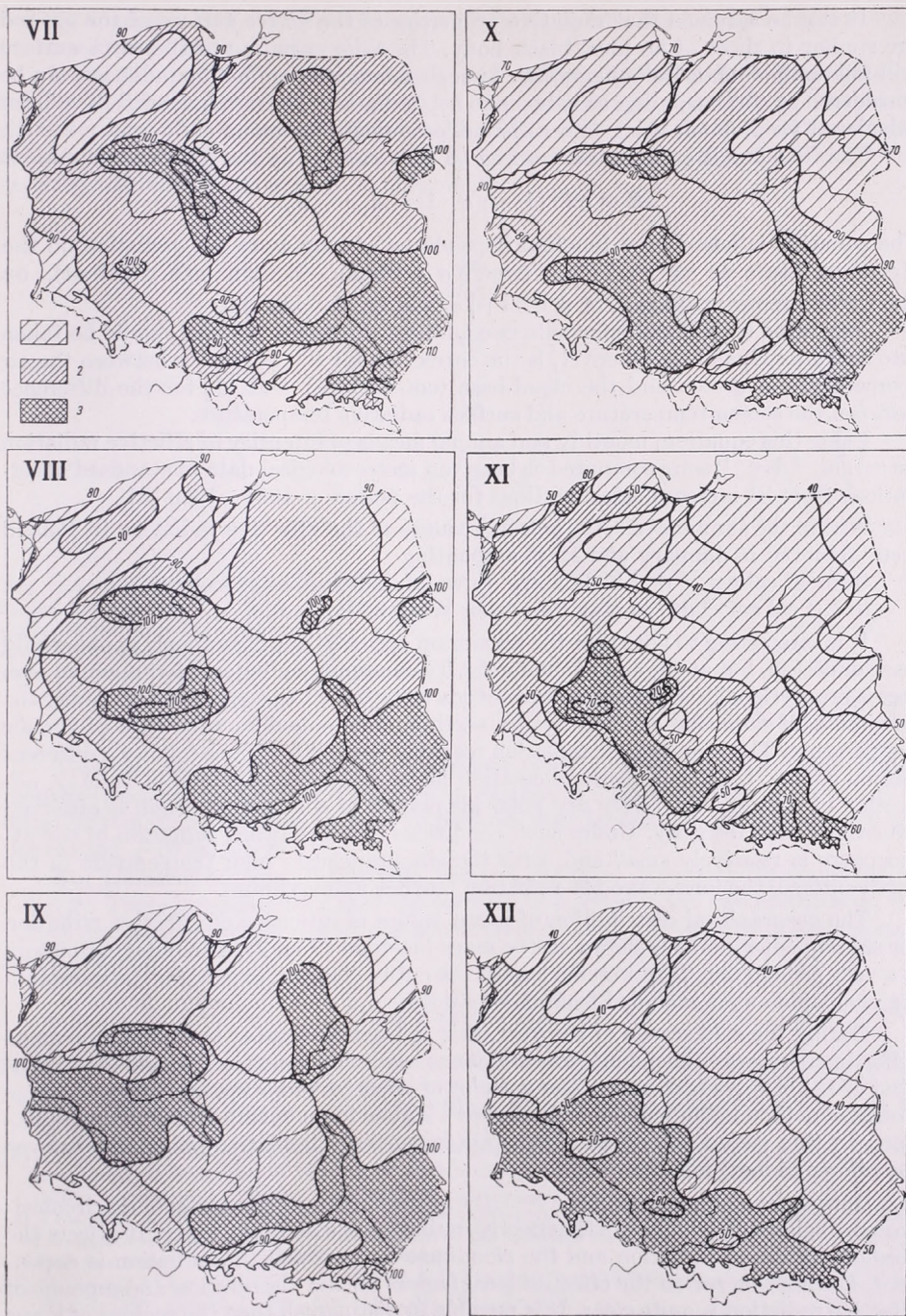


Fig 1. The effective radiation over the territory of Poland. Mean daily totals for different months in cal cm^{-2} (for the period 1951—1960): 1) The area of lowest values of net radiation, 2) The area of intermediate values, 3) The area of highest values

It can be assumed that radiative properties of the active surface of the ground are similar to those of an ideal black body. Thus the radiation of the earth surface will follow the Stefan-Boltzmann law. At such assumption, effective radiation can be considered as corresponding to long-wave net radiation. Mean values of R have been calculated for Poland, using two different empirical methods.

The first one is expressed according to *Monteith* [4] by the following equation:

$$R = \sigma T^4 (1 - c)(\varepsilon - 1) + \Delta_1 c - \Delta_2.$$

The equation is based on a function dependence of long-wave net radiation on the air temperature at screen T ($^{\circ}\text{K}$), (where σ = Stefan-Boltzmann's constant), on the water vapour pressure e , ($\varepsilon = 0,53 + \sqrt{e}$) and on cloudiness c .

According to *Monteith's* formula two additional correction terms should be taken into account: Δ_1 and Δ_2 , where Δ_1 is the correction for the difference between the air temperature at screen and the cloud-base temperature; and Δ_2 for the difference between the screen-temperature and surface radiative temperature.

Using this equation, monthly and annual means of intensity of effective radiation (in $\text{cal cm}^{-2} \text{day}^{-1}$) were computed as based on meteorological data of standard observations from 81 meteorological stations for the period of 1951–1960 [3].

Within the annual cycle, the extreme values of the effective radiation in Poland were observed in January and May, amounting

from $40 \text{ cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ in January (Suwalki, North-East of Poland)
to $131 \text{ cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ in May (Chodzież, Western Poland).

It is interesting to note that the maximum occurred not in summer, as one would have expected, but at the end of the spring. The thermal radiation of the active surface is proportional to the temperature of lower layers of the atmosphere. Thus, the maximum of radiation emitted by the earth surface coincides with that of the air temperature. The atmospheric radiation reaching the earth surface follows a different annual course; the atmospheric circulation plays a significant role in it. In May, advection of cool and relatively dry polar air masses of continental origin is observed over the Polish territory. Under such conditions, the backward radiation of the atmosphere is relatively small and, with the simultaneously high temperature of the earth surface, the long-wave net radiation reaches its maximum.

The geographical distribution of mean values of intensity of effective radiation for subsequent months is shown on the maps included (*Fig. 1*). The obtained picture is a very general one. It represents almost the entire country, except for the mountain regions, which were excluded from these studies.

During the cold season of the year, that is from November to March, two areas differing thoroughly in climatic conditions can be distinguished in Poland. The North-East of the country is clearly cooler with lower effective radiation and higher average cloudiness, the South-West of Poland shows higher temperature and effective radiation. In this period the effect of general atmospheric circulation predominates over the effects of local factors.

During the warm season of the year, the influence of general atmospheric circulation upon regional distribution of the effective radiation is somewhat lower. It affects the absolute values of radiation and the cloudiness upon which the radiation is dependent. During this period the effect of local factors on the distribution and amount of effective radiation is quite clear. It is possible to distinguish then the regions of lower and higher values of effective radiation as compared with the adjacent areas.

In order to verify the above results, the other method of computation has also been applied, namely the empirical diagram of *Konstantinov* [1]. This diagram descri-

bes the dependence of effective radiation of the earth from both the air temperature (at screen) and the vapour pressure.

Using this method, monthly intensities of effective radiation have been calculated for the same period and localities. A comparison was made of the statistical characteristics of these results [2]. It can be said that for the months when the results of both methods were most similar (*Fig. 2*), the values of mean intensity of radiation describe adequately the examined phenomenon.

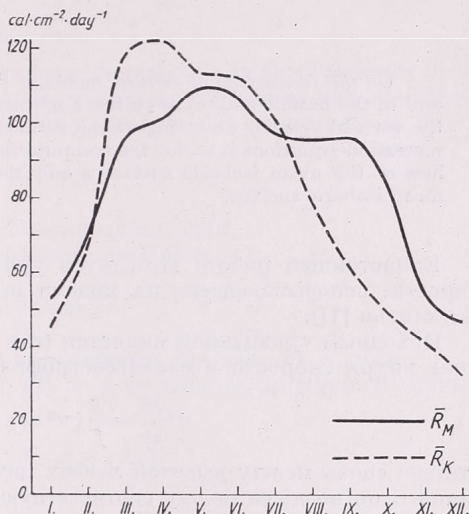


Fig. 2. Annual course of intensity of effective radiation (in $\text{cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$); \bar{R}_M — effective radiation (as long-wave net radiation) calculated after Monteith's formula, \bar{R}_K — effective radiation read from Konstantinov's diagram

Thus the values obtained for the summer months (June—July) and the winter months (December—February) seem to be reliable. The differences in mean values of effective radiation, obtained by the two methods were inconspicuous, they usually did not exceed $\pm 10 \text{ cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$.

For transient seasons of the year, the two methods gave very different results (*Fig. 2*). There is a possibility that the corrections applied in the two methods do not reflect real meteorological conditions which are typical of our country in early spring and in autumn.

REFERENCES

- [1] Konstantinov, A. R.—Gojsa, N. J.: Metodika račeta radjacionnogo balansa i effektivnogo izlučenja po temperature i vlažnosti vozduha izmierzennym na meteorologičeskikh stancjah. *Trudy Ukraїnskogo Naučno — Issledovatel'skogo Gigrometeorologičeskogo Instituta*, vyp. 35, 62—71.
- [2] Kraujalis, M. W.: Porównanie wyników określenia promieniowania efektywnego dwiema metodami (Comparison of the results of determining effective radiation, obtained from two different methods). *Przegląd Geograficzny*, XXXIX, 3, 1967.
- [3] Kraujalis, M. W.: Próba określenia wielkości promieniowania efektywnego na obszarze Polski (An attempt to determine the distribution of the effective radiation over the Polish territory). *Przegląd Geograficzny*, XXXVII, 1, 1965.
- [4] Monteith, J. L.: An empirical method for estimating long-wave radiation exchanges in the British Isles. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 87, 1961, nr. 372.
- [5] Paszynski, J.: The distribution of short-wave net radiation in Poland. *Időjárás*, 3, 1965.

ПРЕДСКАЗАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ

A függélyes sebesség előrejelzése. Az örvényességi egyenlet és a sztatika alapegyenletének felhasználásával eljárást dolgoztunk ki a 800 és 600 mb-os nyomásfelületen fellépő függélyes sebesség kiszámítására. Néhány regressziós egyenlet birtokában a függélyes sebesség kiszámításához elegendő csupán a közepes izobárfelület z magasságának és a közepes izobárfelület alatti légréteg vastagságának ismerete.

✱

On the forecasting of vertical motions. With the utilization of the vorticity equation and of the basic equation of statics a method has been developed for the computation of the vertical velocity occurring at the surface of pressure of 800 and 600 mb. Due to some regression equations it is, for the computation of vertical velocity sufficient to have the values of the mean isobaric surface z and the thickness of the air-layer situated below the mean isobaric surface.

✱

В настоящей работе выводится уравнение для вычисления вертикальной скорости, основывающееся на модели предсказания наземного поля давления (см.: статья [1]).

Исходным уравнением является (так же, как и в предыдущей работе) уравнение вихря скорости в квазигеострофическом приближении

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{g}{f} (\nabla^2 z, z) + (f, z) + \frac{f^2}{g} \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

а также связь между высотой любых двух изобарических поверхностей и толщиной слоя воздуха между соответствующими поверхностями.

$$z_0 = z - h \quad (2)$$

где z и z_0 = высота соответствующих изобарических поверхностей p и p_0 .

$h = z - z_0$ = толщина слоя между изобарическими поверхностями p и p_0 .

$\omega = dp/dt$ = вертикальная скорость в координатной системе x, y, p

f = параметр Кориолиса

g = ускорение силы тяжести

t = время, и

$$(a, b) = \left(\frac{\partial a}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial a}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial x} \right) = \text{якобиан переменных } a \text{ и } b$$

∇^2 = оператор Лапласа

Дифференцируя (2) по времени,

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} = \frac{\partial z}{\partial t} - \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (3)$$

и затем интегрируя полученное соотношение по p от $p = p_0$ до $p = 0$, имеем

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} = \frac{1}{p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial z}{\partial t} dp - \frac{1}{p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial h}{\partial t} dp,$$

где p_0 — давление на нижней границе атмосферы (у поверхности земли), а $p = 0$ — давление на ее верхней границе (на бесконечности). Если чертой обозначено

осреднение по давлению, т. е. $\bar{a} = \frac{1}{p_0} \int_{p_0}^0 a dp$ подлежащее интегрированию мож-

но записать в следующей форме:

$$\frac{\partial \bar{z}_0}{\partial t} = \frac{\partial \bar{z}}{\partial t} - \frac{\partial \bar{h}}{\partial t}, \quad (4)$$

где \bar{z} — средняя высота изобарических поверхностей для слоя от p_0 до 0 , а \bar{h} — толщина слоя между изобарическими поверхностями p и 1000 мб, где \bar{p} — давление на уровне \bar{z} . Подставляя (4) и (3) найдем

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial \bar{z}}{\partial t} - \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

Применение оператора Лапласа к обоим частям полученного равенства дает

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = \nabla^2 \frac{\partial \bar{z}}{\partial t} - \nabla^2 \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \nabla^2 \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (6)$$

Предположим, что процессы в атмосфере являются адиабатическими и пренебрежем эффектами вертикального движения, тогда уравнение для локальных изменений толщины изобарического слоя от p_0 до p дается формулой:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\bar{\mathbf{v}} \nabla h$$

где $\bar{\mathbf{v}}$ — средняя скорость ветра в рассматриваемом слое.

Используя геострофическое приближение, получим

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{g}{f}(h, \tilde{z}), \quad (7)$$

где \tilde{z} = высота средней изобарической поверхности для слоя от p_0 до p .

Если интегрируем уравнения (1) и (7) по p от нижней до верхней границы атмосферы, получим

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{g}{f}(\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) + (f, \bar{z}), \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = \frac{g}{f}(h, \tilde{z}) \quad (9)$$

где \tilde{z} = высота средней изобарической поверхности для слоя, толщина которого h . При интеграции (1) последний член правой стороны уравнения исчез, потому что было предположено, что ω равно приблизительно нулю, как на поверхности земли, так и на верхней границе атмосферы.

Подставляя уравнения (7), (8) и (9) в (6), получаем:

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{g}{f}(\nabla^2 z, z) + (f, \bar{z}) - \frac{g}{f} \nabla^2(h, \tilde{z}) + \frac{g}{f} \nabla^2(h, z). \quad (10)$$

Решая теперь уравнение (1) относительно $\partial \omega / \partial p$ получим

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{g}{f^2} \nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} - \frac{g^2}{f^3}(\nabla^2 z, z) - \frac{g}{f^2}(f, z), \quad (11)$$

и подставляя (10) в (11), для вычисления вертикальной скорости получаем

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{g^2}{f^3} \nabla^2 \bar{z}, \bar{z} + \frac{g}{f^2}(f, \bar{z}) - \frac{g^2}{f^3} \nabla^2(h, \tilde{z}) + \frac{g^2}{f^3} \nabla^2(h, z) - \frac{g^2}{f^3}(\nabla^2 z, z) - \frac{g}{f^2}(f, z). \quad (12)$$

Для того, чтобы получить формулу для определения ω , надо проинтегрировать уравнение (12) по p от $p = p_0$ до $p = p$;

$$\begin{aligned} \omega = \omega_0 + \frac{g^2(p-p_0)}{f^3}(\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) + \frac{g(p-p_0)}{f^2}(f, z) - \frac{g^2(p-p_0)}{f^3} \nabla^2(h, \tilde{z}) - \\ - \frac{g^2}{f^3} \int_{p_0}^p (\nabla^2 z, z) dp - \frac{g}{f^2} \int_{p_0}^p (f, z) dp + \frac{g^2}{f^3} \int_{p_0}^p \nabla^2(h, z) dp \end{aligned} \quad (13)$$

где ω_0 = вертикальная скорость на поверхности земли.

В уравнении (13) проводится численное интегрирование. Если разделим всю толщину атмосферы от $p = p_0$ до $p = 0$ на равные слои толщиной 200 мб, то численное интегрирование можно проводить следующим образом:

$$\omega_8 = \omega_{10} + \frac{g^2(p_8 - p_{10})}{f^3} (\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) + \frac{g(p_8 - p_{10})}{f^2} (f, \bar{z}) - \frac{g^2(p_8 - p_{10})}{f^3} \nabla^2(\bar{h}, \bar{z}) - \frac{g^2(p_8 - p_{10})}{f^3} (\nabla^2 z_9, z_9) - \frac{g(p_8 - p_{10})}{f^2} (f, z_9) + \frac{g^2(p_8 - p_{10})}{f^3} \nabla[(z_8 - z_{10})z_9] \quad (14)$$

а также

$$\omega_6 = \omega_8 + \frac{g^2(p_6 - p_8)}{f^3} (\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) + \frac{g(p_6 - p_8)}{f^2} (f, \bar{z}) - \frac{g^2(p_6 - p_8)}{f^3} \nabla^2(\bar{h}, \bar{z}) - \frac{g^2(p_6 - p_8)}{f^3} \nabla^2 z_7, z_7 - \frac{g(p_6 - p_8)}{f^2} (f, z_7) + \frac{g^2(p_6 - p_8)}{f^3} \nabla^2[(z_6 - z_8)z_7]. \quad (15)$$

где индексы относятся к поверхностям 1000, 900, 800, 700 и 600 мб.

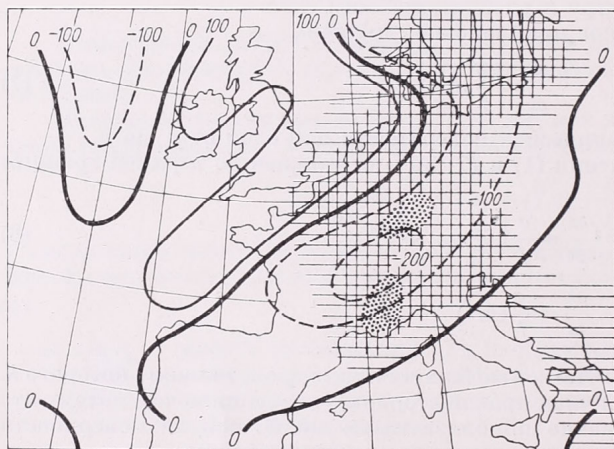


Рис. 1. Горизонтальное распределение численного ω_6 и наблюдаемой интенсивности осадков 18-го апреля 1965 в 00 GMT

Подобным образом можно написать на изобарических поверхностях 400 и 200 мб. Однако, в настоящей работе ограничиваемся вычислением вертикальной скорости, влияющей только в нижних слоях атмосферы.

Из уравнений (14) и (15) видно, что для вычисления вертикальной скорости на изобарических поверхностях 800 и 600 мб нам должны быть известны: адвекция относительного вихря и в формуле «параметр Кориолиса» не только на средней изобарической поверхности, но и на поверхностях 900 и 700 мб; а наконец: адвекция толщин слое $z_8 - z_{10}$ и $z_6 - z_8$, кроме адвекции толщины слоя $z - z_{10}$. В начале настоящей работы было упомянуто о том, что предлагается вычисление вертикальной скорости на основе модели предсказания, содержащейся в [1], где нам известны адвекция относительного вихря и «параметра Кориолиса» только на средней поверхности давления и адвекция толщины слоя $z - z_{10}$. Поэтому были вычислены следующие регрессионные уравнения:

$$(\nabla^2 z_9, z_9) = 0,25 (\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) \quad (0,59)$$

$$(\nabla^2 z_7, z_7) = 0,41 (\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) \quad (0,72)$$

$$(f, z_9) = 0,60 (f, \bar{z}) \quad (0,93)$$

$$(f, z_7) = 0,74 (f, \bar{z}) \quad (0,96)$$

$$[(z_8 - z_{10})z_9] = 0,23 (\bar{h}, \bar{z}) \quad (0,41)$$

$$[(z_6 - z_8)z_7] = 0,74 (\bar{h}, \bar{z}) \quad (0,80)$$

где цифры, написанные на правой стороне (в скобках) означают коэффициенты корреляции, полученные при вычислении уравнений регрессии.

При помощи этих уравнений регрессии можно написать (14) и (15) в следующей форме:

$$\omega_8 = \omega_{10} + 0,75 \frac{g^2(p_8 - p_{10})}{f^3} (\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) + 0,40 \frac{g(p_8 - p_{10})}{f^2} (f, \bar{z}) - 0,77 \frac{g^2(p_8 - p_{10})}{f^3} (\bar{h}, \bar{z}) \quad (16)$$

$$\omega_6 = \omega_8 + 0,59 \frac{g^2(p_6 - p_8)}{f^3} (\nabla^2 \bar{z}, \bar{z}) + 0,26 \frac{g(p_8 - p_{10})}{f^2} (f, \bar{z}) - 0,26 \frac{g^2(p_6 - p_8)}{f^3} \nabla^2 (\bar{h}, \bar{z}). \quad (17)$$

Скорость вертикального движения на изобарических поверхностях 800 и 600 мб можно приблизительно вычислять из высоты средней изобарической поверхности \bar{z} , и из толщины слоя $\bar{z} - z_0$, если употребляются уравнения (16) и (17), а если нам известны предсказанные значения \bar{z} и $\bar{z} - z_0$, можно получить, при помощи (16) и (17), предсказанные значения ω_8 и ω_6 .

В виде опыта была вычислена вертикальная скорость на изобары ческой поверхности 600 мб на основе значений \bar{z} и $\bar{z} - z_0$, наблюдаемых 18-го апреля 1965 в 00 GMT. Горизонтальное распределение вертикальной скорости показывается на рис. 1. Изолинии были нарисованы по единицам 100 мб/12 ч. Пунктирные изолинии находятся на местах, где $\omega < 0$, т. е. где происходит восходящее течение, а постоянные линии там, где $\omega > 0$, т. е. где наблюдается нисходящее течение. На рисунке 1 указывается также горизонтальное распределение наблюдаемой интенсивности выпадения осадков, происходящего одновременно с вычисленной вертикальной скоростью. Согласно тому, какими цифрами (60, 61 или (63) были обозначены осадки в синоптическом коде, заштриховалась территория с осадками. Конечно нельзя ожидать, что территории восходящего течения и выпадения осадков вполне совпадают, так как осадки являются функциями также атмосферной влажности (кроме вертикальной скорости). Однако, можно наблюдать, что осадки выпадают приблизительно над территорией максимального восходящего течения.

ЛИТЕРАТУРА

Titkos E.: Forecast of the pressure field near the ground *Időjárás*, 72. pp. 110-114. Budapest, 1968

H. K. Weickmann (Boulder, Colorado):

THE PROGRAM ON WEATHER MODIFICATION OF THE ENVIRONMENTAL SCIENCE SERVICES ADMINISTRATION (ESSA)

The above paper has been published in three parts in Vol. 72. No. 2, 3 and 4 of our journal. Owing to technical reasons some complementary remarks of the author and the references are given below:

„I would like to acknowledge the assistance I received, in the preparation of this document, to members of the staff of my Laboratory, as well as to our contractors, notably to Drs. G. McVehil, Cornell Aeronautical Laboratories, Inc., V. J. Jiusto, State University of New York, and D. L. Davis, Pennsylvania State University for their contributions in connection with the Great Lakes Winter Storm Modification

Project, and to Dr. R. Wexler, Allied Research Corporation, whose derivation we have followed in the analysis of rain augmentation.

Benton, George S. and Marino A. Estoque, 1954: "Water vapor transfer over the North American Continent." *Journal Meteorology* 11, 462-477.

To Fig. 1, 2, 3 and 4:

Weickmann, H. 1957: "Current understanding of the physical processes associated with cloud nucleation."

Beitragte Physik d. Atmosphaere 30 1, 97-118.

Fletcher, N. H., 1962: "The physics of rainclouds," Cambridge Univ. Press, Cambridge, England.

Squires, P., 1952: "The growth of cloud drops by condensation II: The formation of large cloud drops."

Australian J. Scientific Research A, 5, 473

Simpson, Joanne, Glen Brier and R. H. Simpson, 1967: "Stormfury cumulus seeding experiment 1965: statistical analysis and main results," *J. Atmospheric Sci.* 24, 508-521.

Kraus, E. B. and P. Squires, 1947: "Experiments on the stimulation of clouds to produce rain." *Nature* 159, 489.

Ross Gunn et al. See under:

Coons, R. D. and Ross Gunn, 1951: "Relation of artificial cloud-modification to the production of precipitation. Compendium of Meteorology, American Meteorology Society, Boston, Mass., 235-241.

Braham, Roscoe R., Jr., 1952: "The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development. *J. Meteorology* 9, 227.

To Fig. 11:

Bethwaite, F. D., E. J. Smith, J. A. Warburton and K. J. Heffernan, 1966: "Effects of seeding isolated cumulus clouds with silver iodide. *J. Applied Meteorology*, 5, 513-520.

Ludlam, F. H. and W. C. Macklin, 1959: "Some aspects of a severe storm in S. E. England, *Nubila II*, No. 1, 36-50.

List, Roland, 1959: "Zur Aerodynamik von Hagelkornern." *Zeitschr. Angewandt. Math. u. Phys.* (ZAMP) 10, 143-159.

Srivastava, R. C., 1967: "A study of the effect of precipitation on cumulus dynamics." *J. Atmospheric Sci.* 24, 36-45.

Browning, K. A., 1966: "The lobe structure of giant hailstones". *Quart. J. Royal Meteorology Soc.* 92, 1-14.

Iribarne, Julio V. and Rose de Pena, 1962: "The influence of particle concentration on the evolution of hailstones. *Nubila V*, No. 1, 7-30.

Sulakvelidze, G. K., N. Sh. Bibilashvili and V. F. Lapcheva, 1965: "Formation of precipitation and modification of hail processes." *Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem* 1967, 208 pp.

Sulakvelidze, G. K., 1965: "Findings of the Caucasus anti-hail expedition (1965). *Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem* 1967, 60 pp.

Wexler, R. and J. Atlas, 1958: "Moisture supply and growth of stratiform precipitation." *J. of Meteorology* 15, 531-538.

Langmuir, I. and Kath. Blodgett, 1945: "A mathematical investigation of water droplet trajectories. *General Electric Comp., Schenectady, N. Y.*, July 1945, 47 pp.

Priestley, C. H. B., 1959: "Turbulent transfer in the lower atmosphere." *Univ. of Chicago Press, Chicago*, 111, 125 pp.

Magono, Choji, 1965: "The snowfall in the winter monsoon season in Japan. *Proceedings Int. Conf. Cloud Physics, Tokyo and Sapporo*, 502-511.

Squires, P. and S. Twomey, 1960: "The relation between cloud droplet spectra and the spectrum of cloud nuclei. *Phys. of Precipitation, Geophys. Monogr. No. 5, American Geophysics Union*, 211-219.

Woodcock, A. H., 1957: "Atmospheric salt in nuclei and in raindrops." *Artificial Stimulation of Rain, Pergamon Press, London, New York Press*, 202-206.

Gillespie, G. R., and H. F. Johnstone: "Particle-size distribution in some hygroscopic aerosols." *Chemical Engineering Process* 51 (2), 74F-80F (Feb. 1955).

Weickmann, H., 1963: "A realistic appraisal of weather control." *Zeitschr. Angew. Math und Physik (ZAMP)* 14, 528-543.

Chapman, S., 1958: "Corona point discharge in wind and application to thunderclouds. *Recent Advances in Atmospheric Electricity, Pergamon Press*, 277-288.

Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1967: "Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmospheric Sciences*, 24, 241-259.

DISTRIBUTION OF SENSITIVITY ON THE SENSOR OF PYRHELIOMETERS

Érzékenységesztás pyrheleiométerek érzékelőjén. Pyrheleiométerek összehasonlításánál zavarólag hat az a tény, hogy általában a különböző műszerek érzékelőjére különböző mennyiségű cirkumszoláris sugárzás jut. A cirkumszoláris sugárzás hatásának kiértékelése *Bossy* és *Pastiels*, valamint *Pastiels* által használt karakterisztikus függvények segítségével végezhető el. Az effektív és geometriai karakterisztikus függvényekkel számított cirkumszoláris hatások az Angström 529 pyrheleiométernél jelentékenyen eltérnek egymástól. Az effektív karakterisztikus függvény kiszámításához szükséges érzékenységesztást nem méréssel, hanem számítással határoztuk meg. A dolgozat a számítás módját és eredményeit nemcsak Angström-lamellára, hanem Moll-termooszlopra és Michelson—Marten aktinómeter bimetall lemezére is bemutatja. A számítás az egyes érzékelők elméleténél szereplő feltevéseken alapul.

*

Распределение чувствительности приемников пиргелиометров. На сравнимость показаний пиргелиометров отрицательно влияет то обстоятельство, что приемники различных приборов получают, как правило, различное количество околосолнечной радиации. Оценка влияния околосолнечной радиации может осуществляться с помощью характеристических функций, применявшихся *Bossy*, и *Pastiels* а также *Pastiels*. Подсчеты влияния околосолнечной радиации с помощью эффективных и геометрических характеристических функций обнаруживает для пиргелиометра Онгстрем 529 существенные расхождения. Распределение чувствительности, необходимое для вычисления эффективной характеристической функции, определялось не измерением, а вычислением. Методика этого вычисления и полученные результаты приводятся в работе не только для ламеллы Онгстрема, но и для термостолбика Молля и для биметаллической пластинки актинометра Михельсона-Мартена. В основе вычислений лежат различные допущения, связанные с теорией отдельных приемников.

*

A keen interest on the effect of circumsolar radiation on the results of direct radiation measurements is to be noted lately. In *Technical Note No. 85* published by WMO ("Précisions des mesures pyrhéliométriques") in 1967 about the half of the material deals with the above problem.

One from among these works is that of *Pastiels*, in which the author repeats one of the basic results laid down in an earlier work, viz. when carrying out comparisons of great exactitude the instrument measuring direct radiation ought to be characterized by its effective characteristic function, in order to evaluate the effect of circumsolar radiation.

For the determination of the effective characteristic function the distribution of sensitivity on the surface of the sensor must be already known. Very few measurements concerning that are known (*Bossy* and *Pastiels* 1948, *Pastiels* 1959), and therefore the author of the present paper wants to present a computation which is of a more general validity than the measurement: by the aid of that computation it will be possible to give in some cases the distribution of sensitivity with the required exactitude.

Before coming to the above subject it will be shown in the I. part of the paper that the knowledge of the geometrical characteristic function is not enough to give an interpretation of the difference between circumsolar corrections belonging to the two different diaphragms of the pyrheleiometer A_{529} used by the Hungarian Meteorological Service. Since the central problem of the present paper is the distribution of sensitivity, no part-problems are dealt with in part I.

1.) *Fuctions of penumbra factor of the A_{529} .* The pyrheliometer has two input diaphragms. *Fig. 1* shows the geometrical and effective penumbra functions belonging to both of them. (The geometrical function of the penumbra factor yields the quota-fraction of the sensing surface attained by the radiation including an angle z with the optical axis of the pyrheliometer. In the function of the effective penumbra factor this fraction will still get weighted with the sensitivity.) On the abscissa the values have been plotted in distances proportional to their square roots in order to render the differences at the small angles mare noticeable.

As it may be seen from the figure, when applying the smaller diaphragms, the angle of slope (This is a given angle. For angles larger than this one the value of the fuction of the penumbra factor is smaller than 1) is zero, because the length of the aperture of the small diaphragm is equal to the length of the sensing plate. The angle of the slope is even in the case of the large diaphragm not more than $24'$.

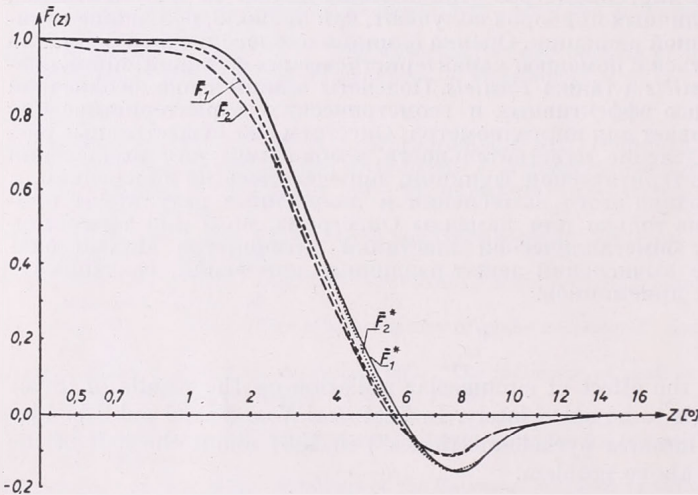


Fig. 1. Penumbra functions of the pyrheliometer A_{529} . F_1 : geometrical penumbra factor, large diaphragm, F_2 : geometrical penumbra factor, small diaphragm, F_1^* : effective penumbra factor, large diaphragm, F_2^* : effective penumbra factor, small diaphragm

The fuctions of the penumbra factor may show also negative values. From the corresponding angles a greater part of the shielded plate may be attained by the radiation than the quota-part of the exposed plate radiated from these angles. The effective functions have been determined from the distribution of sensitivity computed according to a method described later.

2.) *Circumsolar correction.* The reduction-factor x between the intensity E_1 measured when applying the larger diaphragm and the intensity E_2 measured with the smaller one is defined by the following expression:

$$E_1 = (1+x)E_2$$

In order to determine the value of x measurements were carried out: a thermoelectric actinometer of the type Savinov-Janishevski was calibrated to the pyrheliometer A_{529} functioning with the small and the large diaphragm alternately. The results are contained in *Fig. 2*.

Since the value of x is obtained from the quotient of numbers lying very near to each other, the number of the measurements is insufficient for giving a representative result. On the basis of the figures some of the values may be with great probability

considered as incorrect: by omitting them somewhat more reliable x - values will be obtained. In *Table I*. the correction coefficients belonging to the different relative air-masses are to be found together with the probable error. On the basis of that the correction can be, under the given circumsolar conditions, considered as a value falling between 0,0010 and 0,0015.

TABLE I.

Relative air masses	x
$1,5 < m_p < 1,6$	$0,0015 \pm 0,0010$
$1,6 < m_p < 1,7$	$0,00075 \pm 0,00025$
$1,9 < m_p < 2,0$	$0,00075 \pm 0,0010$

It must be added that the calibration points of the small opening will exhibit a larger dispersion than those belonging to the large diaphragm. This can be explained by the fact that in the case of an instrument with a slope-angle of O' a part of the sensor will become shaded even in the case of a very small sighting error.

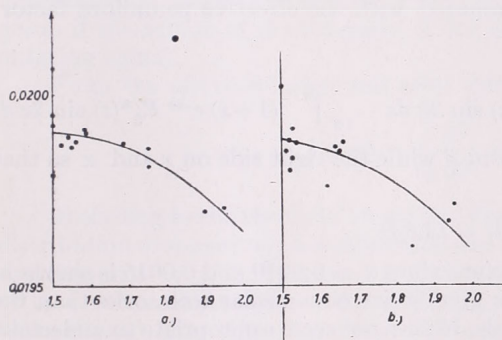


Fig. 2. Calibration coefficient of Savinov—Yanishovski's actionmeter as a function of the relative air masses, a) calibrated to the large diagram, b) calibrated to the small diaphragm. The solid line is the visual equalizing curve

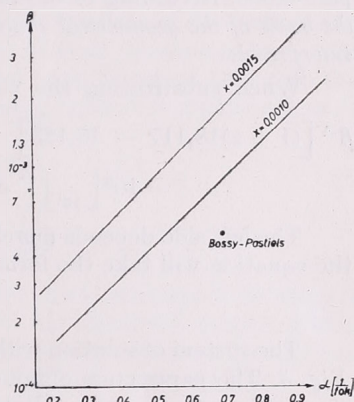


Fig. 3. Connection between the circumsolar parameters

3. *The parameters of the circumsolar sky.* According to the theory described in the work of *Bossy and Pastiels* (1948) and in that of *Pastiels* (1959) the connection between the measured intensities may be, after simplifying by some factors, written up as follows:

$$\int_0^{16'} E_{\odot}(z) F_1(z) \sin 2z \, dz + \beta \int_0^{16'} e^{-xz} F_1(z) \sin 2z \, dz =$$

$$= (1+x) \left[\int_0^{16'} E_{\odot}(z) F_2(z) \sin 2z \, dz + \beta \int_0^{16'} e^{-xz} F_2(z) \sin 2z \, dz \right]$$

where $E_{\odot}(z)$: relative energetic luminosity-distribution along the solar disc in the function of the angular distance z measured from the centre of the Sun; $F_1(z) \sin 2z$: the characteristic function belonging to the large diaphragm, where $F_2(z)$ is the function of penumbra factor belonging to the large diaphragm; $F_1(z) \sin 2z$: the same with the smaller diaphragm; βe^{-xz} the function describing the distribution (according to distance) of the relative energetic luminosity of the circumsolar sky, with para-

meters α and β ; $16'$ is the edge of the solar disc, z_1 is the bordering angle of the pyrheliometer, i. e. the largest angle from which the sensor receives radiation.

The first member of the left side is $18,123 \cdot 10^{-6}$. On the right side the integral concerning the solar disc is, if computed with the geometrical characteristic function $18,008 \cdot 10^{-6}$, and with the effective one $18,117 \cdot 10^{-6}$. The computations have been made on the basis of the relative luminosity distribution along the solar disc as made by Pettit applied by *Bossy* and *Pastriels*).

After substituting and rearranging the values computed with the geometric function the following is obtained:

$$\beta^{-1} [(1+x) 18,008 - 18,123] = 10^6 \left[\int_{16'}^{17^\circ} e^{-\alpha z} F_1(z) \sin 2z \, dz - (1+x) \int_{16'}^{17^\circ} e^{-\alpha z} F(z) \sin 2z \, dz \right]$$

side will from negative turn into positive at the value $x = 0,006$. Here the right side is still decidedly positive which means that on the basis of the geometrical function of penumbra factor the value of the circumsolar correction should have ought to surpass 0,006. According to our measurements it does not even surpass 0,002. Thus *on the basis of the geometrical characterization the actual result of measurement can not be interpreted.*

When substituting the values computed with the effective penumbra factor:

$$\beta^{-1} [(1+x)18,117 - 18,123] = 10^6 \left[\int_{16'}^{17^\circ} e^{-\alpha z} F_1^*(z) \sin 2z \, dz - \int_{16'}^{17^\circ} (1+x) e^{-\alpha z} F_2^*(z) \sin 2z \, dz \right]$$

The left side depends merely on x and β while the right side on x and α so that the equation will take the form:

$$f_1(x, \beta) = f_2(x, \alpha)$$

The system of solution with parameter values $x = 0,0010$ and $0,0015$ is shown in *Fig. 3*. The parameters obtained by us give larger circumsolar accessories than the standard parameter-pair of *Bossy-Pastriels*. It does not seem appropriate to undertake an analysis of the obtained value since the reliability of the value x is little. Here we merely wanted to point out that with *Angström-pyrheliometers* too, it is necessary to know the effective characteristic function which is not so conspicuous if only the circumsolar accessories are compared (*Table II*). The difference between the effective circumsolar yields and those computed with geometrical characteristic functions would be less if the pyrheliometer complied with the prescriptions formulated in *Davos* in 1956, i. e. if the angles of slope were between 1° and 2° . However, even within this

TABLE II.

Accessory of the circumsolar radiation in % of the direct radiation,
 $\beta = 5 \cdot 10^{-4}$

$\alpha \left[\frac{1}{\text{degree}} \right]$	0,2	0,4	0,8	1,2
L ₁ eff	5,306	3,824	1,821	1,083
L ₁ geom	5,047	3,697	1,728	1,031
L ₂ eff	5,107	3,730	1,798	1,075

L₁: accessory when applying the large diaphragm

L₂: accessory when applying the small diaphragm

range the measured differences of intensity, caused by the small deviations of the geometrical conditions, may satisfactorily be interpreted only with the aid of the effective characteristic function.

II.

1. *The surface-sensitivity.* Supposing that each part of a radiation sensor will yield to the total outgoing signal an accessory which is directly proportional to the incident energy, than the full outgoing signal will be the following:

$$V = \int_F Q(x, y) k(x, y) dx dy$$

where: $Q(x, y)$: the intensity of the incident radiation at the point $P(x, y)$ of the sensor; $k(x, y)$: the value of the proportion factor between the outgoing signal and the incident intensity at the point P , i. e. the sensitivity at the point P ; F : the whole surface of the sensor.

The supposition of the direct proportionality is theoretically not completely motivated but in the practice of radiation measurements the data of the instruments are processed almost without exception on the basis of that hypothesis both with bimetallic and thermopile sensors. Even the Angström pyrheliometers belong to this group if the square of the intensity of the compensating current is considered as an outgoing signal.

From the above relation and after differentiating:

$$k(x, y) = \frac{1}{Q} \frac{dV}{dF} = \frac{1}{Q} \lim_{\Delta F \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{\Delta F}$$

According to the theory of *Bossy* and *Pastiels* (1948) the knowledge of the relative distribution of sensitivity is sufficient to the evaluation of actimetric measurements, and thus instead of the function $k(x, y)$, obtained from the above formula the product of that value obtained from multiplying it (with an optional constant) too, may be utilized as a value of the distribution of sensitivity.

2. *Methods for determining the distribution of sensitivity.* There are two possible ways for determining the distribution of sensitivity: the measurement and the computation.

When carrying out the measurement the sensitivity of the given points of the sensing plate is determined from the values Q , ΔV and ΔF on the basis of the relation

$$k(x, y) \approx \frac{1}{Q} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta F}$$

(The sensitivity of the sensing plate of an armour actinometer, as measured by *Pastiels* in 1959, is shown in Fig. 9).

The stages of the process of measurement are followed by the steps of the computation: first the outgoing signal ΔV caused by a narrow beam of rays with an intensity Q and than from that the value $\frac{1}{Q} \lim_{\Delta F \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{\Delta F}$ is computed.

When comparing the measuring- and computing methods the former one seems to be advantageous from the point of view that the results obtained by the aid of it relate to a real sensor and reflect the "individual" features of it. These "individual" features come to appearance in the form of deviations from an optimally executed sensor. (Such ones can be noticed also in Fig. 9).

The great advantage of the computing method is that no measuring equipment is needed for its application. On the other hand, the train of thought of the computation, and sometimes even its result may be easily transferred from one sensor to the other one. It is true enough that the computation relates to an "ideal" sensor but a real sensor of a careful make cannot give but slight deviations only.

3. *Distribution of sensitivity on the plate of the Angström pyrheliometer.* On the Angström pyrheliometers the outgoing signal (taken in the above sense) is directly proportional to the difference between the temperature of the centre of the radiated plate and the temperature of the environment (Angström 1958). So this difference of temperature is to be computed.

Let us take a lamella with a length of $2a$, the width b , the thickness c and a thermal conductivity λ . Since the width of the plate is small compared with its length it

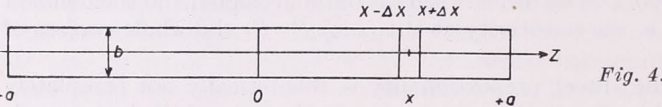


Fig. 4.

is sufficient just to suppose only the presence of a longitudinal conductivity. Thus the task will become reduced to one dimension. Let us plot a coordinate axis z longitudinally on the plate (Fig. 4.) and drop a beam of rays (with the intensity Q) to the surroundings $2\Delta x$ of the point x . In a stationary state the thermal balance of the radiated part may be expressed as follows:

$$2b \cdot \Delta x \cdot Q + \lambda bc \frac{d^2 T}{dz^2} 2 \cdot \Delta x - 4 \cdot \Delta x \cdot bh \cdot (T - T_0) = 0$$

In the remaining part of the plate the following equation is valid:

$$\lambda \cdot b \cdot c \cdot \frac{d^2 T}{dz^2} - 2 \cdot b \cdot h \cdot (T - T_0) = 0$$

Here the absorption capacity of the black paint was taken as 1, and the thickness of the plate c was neglected, with the width b ; $T(z)$: the temperature of the place z ; T_0 : the temperature of the surroundings supposed as being constant; h : the complex factor of the environmental dissipation.

After simplifying, contracting, and changing the sign of the differentiation:

$$\begin{aligned} T'' &= D^2 \cdot (T - T_0) - E & x - \Delta x \leq z \leq x + \Delta x \\ T'' &= D^2 \cdot (T - T_0) & \begin{cases} -a \leq z \leq x - \Delta x \\ x + \Delta x \leq z \leq +a \end{cases} \end{aligned}$$

and the solution of the system of differential equation is sought. The constants are the following:

$$D^2 = \frac{2 \cdot h}{c \cdot \lambda} \quad \text{and} \quad E = \frac{Q}{c \cdot \lambda}$$

The solution, the function describing the temperature profile consists of three parts:

$$\begin{aligned} T_1(z) & \quad -a \leq z \leq x - \Delta x \\ T_2(z) & \quad x - \Delta x \leq z \leq x + \Delta x \\ T_3(z) & \quad x + \Delta x \leq z \leq +a \end{aligned}$$

In the process of the solution the following terminal- and fitting conditions were employed:

$$(1) T_1(-a) = T_3(+a) = T_0,$$

which means that the two end points of the lamella are of the same temperature as the environment;

$$(2) \begin{aligned} T_1(x - \Delta x) &= T_2(x - \Delta x) \text{ and} \\ T_2(x + \Delta x) &= T_3(x + \Delta x) \end{aligned}$$

i. e. the temperature profile is continuous along the plate;

$$(3) \begin{aligned} T'_1(x - \Delta x) &= T'_2(x - \Delta x) \text{ and} \\ T'_2(x + \Delta x) &= T'_3(x + \Delta x), \end{aligned}$$

i. e. the temperature gradient too, is continuous.

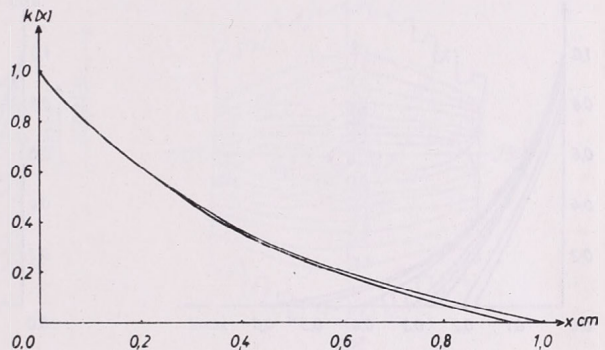


Fig. 5. Distribution of sensitivity on Angström lamellas if: $D = 2,4$

After the solution, in $x \geq 0$ cases:

$$T_1(0) - T_0 = \frac{E}{D^2} sh(D \Delta x) \cdot \frac{sh[D(a-x)]}{ch(Da)}$$

and in $x \leq 0$ cases respectively:

$$T_3(0) - T_0 = \frac{E}{D^2} sh(D \Delta x) \cdot \frac{sh[D(a+x)]}{ch(Da)}$$

Here sh is the symbol of the sinus hyperbolicus, while ch is that of the cosinus hyperbolicus.

Since the lamella is symmetrical to the starting point x of the axis z it will be sufficient to apply in the further operations e. g. the formula for the case $x \geq 0$.

If denoting with the sign U the proportion factor between the outgoing signal $V = I^2$ and the quantity $[T(0) - T_0]$, valid for the radiated plate, so the outgoing signal ΔV , arising as an effect of the radiation with the intensity Q falling on a surface-part $F = 2 \cdot \Delta x \cdot b$, will be

$$\Delta V = U \frac{E}{D^2} sh(D \cdot \Delta x) \frac{sh[D(a-x)]}{ch(Da)}$$

Since

$$\lim_{\Delta F \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{\Delta F} = \frac{UE}{2bD} \cdot \frac{sh[D(a-x)]}{ch(Da)},$$

so along the half of the lamella of the Angström pyrheliometer the distribution of sensitivity can be put in the following formula

$$k(x) = G \cdot sh[D(a-x)]$$

where the value of the parameter G is optional because even the knowledge of the relative sensitivity-distribution is sufficient.

In Fig. 5 the sensitivity-distribution of one half of an Angström lamella of the length of 2,00 cm and also of one of the length of 1,88 cm is to be seen. The value of G has been chosen in both cases with a sensitivity of the unit in the centre of the lamella. In the computations the value $D = 2,4$ has been applied; that value was found as the best one by Angström (1958).

4. *Thermopile of the type Moll.* With the knowledge of the works of Angström (1958) and Bener (1950) respectively, no special motivation is required when stating that the temperature profile forming along the lamellas of the Moll thermopile can

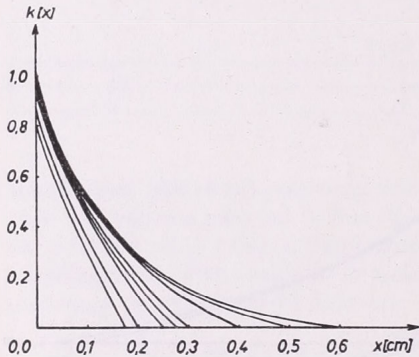


Fig. 6. Sensitivity distribution on lamellas of Moll thermopile of different length. $D^2 = 38,8$, $k = 1$ in the centre of a plate of infinite length

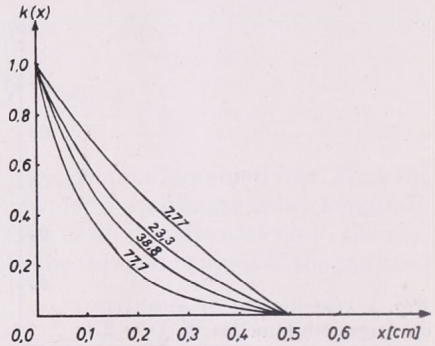


Fig. 7. Relative sensitivity distribution along the lamella of a Moll thermopile of 1 cm length, with different D^2 (i. e. h) values

be described by a function similar to that of the Angström lamella, if no heat current will take place vertically to the lamellas of the thermopile. This is assured by the structure of the thermopile.

When denoting by U the electromotric force, aroused by the temperature-difference of 1°C produced by one of the thermo-elements, the sensitivity-distribution of one half of the thermopile-lamella will be the following:

$$k(x) = \frac{UE}{2bD} \cdot \frac{sh[D(a-x)]}{ch(Da)}$$

Since the plates of the thermopile may differ in length the practical computation of the distribution of sensitivity is to be made by the formula

$$k(x) = G \frac{sh[D(a-x)]}{ch(Da)}$$

If each one of the lamelles is of the same length, so even the factor $ch(Da)$ may be included into the parameter G .

The thermo-electromotric force arising as an effect of radiation of identical intensity Q along the sensor by an oblong thermopile consisting of n lamellas, will be the following:

$$V = Q \cdot n \int_{-a}^{+a} k(x) b dx = \frac{nQU E}{D ch(Da)} \int_0^{-a} sh[D(a-x)] dx = \frac{nUQ}{2h} \left(1 - \frac{1}{ch(Da)} \right),$$

which is in conformity with the result of the first approximation of *Bener* published in his work in 1950.

Since there is no hardly any difference between the compensational pyrheliometers as to their plate-lengths, here we direct the attention to the effect of the parameter a as it may be observed in *Fig. 6*.

The effect of the other parameter (D), playing an important role in the sensitivity-distribution, is to be seen in *Fig. 7*. From among the quantities figuring in the formula $D^2 = 2h/c\lambda$ the value of c and λ is generally well known, but the more undecided is the ambient heat-transfer factor h . According to *Bener* its value is somewhere between 10^{-3} and 10^{-4} cal/cm² sec degree. The value used by *Angström* is about $3 \cdot 10^{-4}$, while *Savinov* (*Kondratjev* 1954) are of the opinion that as to the usual tem-

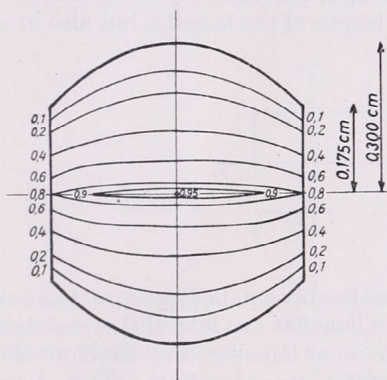


Fig. 8. Iso-lines of the sensitivity on the surface of the thermopile of an armour actinometer. $k = 1$ in the centre of a lamella of infinite length

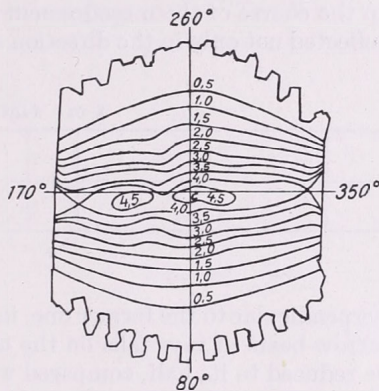


Fig. 9. Sensitivity distribution of the thermopile of an armour actinometer according to *Pastiels* (1959)

perature condition the value $6 \cdot 10^{-4}$ is characteristic. On the basis of these data it seems that the smallest error will be committed when applying $h = 5 \cdot 10^{-4}$ cal/cm² sec degree. The values h belonging to the parameters D of the curves to be found in the Figure are contained in *Table III* set up according to *Bener* (1950).

TABLE III.

h [cal/cm ² sec degree]	10^{-4}	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	10^{-3}
D^4 [1/cm]	7,77	23,3	38,8	77,7

It is to be noted that the complex heat-transfer factor is dependent on the temperature but since λ is of the same temperature-dependence, so D may be already considered as independent from the temperature (*Angström* 1958). The value of h is strongly dependent on the turbulence conditions existing in the tube of the actinometer. In consequence of that not only the computation based on simplifying hypotheses but even indoor measurements are unsuited for yielding results which might prove as entirely correct in each case to be found in the practice.

Fig. 8. has been plotted by the aid of *Fig. 6.* and it shows the surface sensitivity distribution of a thermopile. The thermopile is the sensor of an armoured actinometer. The geometrical measures have been taken from the work of *Pastiels* (1959) in order

to compare the result of the computations with the results of measurements, obtained by *Pastiels* to be seen in *Fig. 9*. In this figure the sketch of the lamellas reflects the geometrical order of the actual sensor. In the computations a simplified version of the same has been utilized as shown in *Fig. 8*.

After comparing the two figures it becomes clear that the march of the isolines is essentially identical with both of them. The deviations in the inner side of the sensor may be easily explained by the individual peculiarities of the real sensor, mentioned above, and also by the step-like character of the length of the lamellas.

The attention of the investigator is directed on another problem of greater importance by the fact that the outside plates of the real sensor prove to be more sensitive at the active soldering point than the inner plates. This can be explained by the fact that in the course of the measurement the energy, absorbed on a small surface becomes deflected not only in the direction of the length of the lamellas but also in a direc-

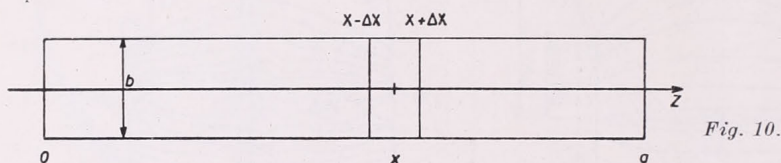


Fig. 10.

tion perpendicular to the former one, in a considerably smaller measure, to be sure when the narrow beam of rays falls on the extreme lamellas the lateral thermal deflection will be reduced to its half, compared with the inner lamellas, and therefore along the lamella a more intensive heat circulation will take place than in the inner plates. As a consequence, the temperature of the active soldering point will be higher on the extreme plates than on the inner one which means an increase of the outgoing signal. Near the ends of the lamellas this cannot be observed because the greater part of the absorbed heat becomes deflected towards the nearer end-point. The conditions experienced under factory-condition is better described by the computation because a slight cross-directed temperature gradient becomes added to the small cross-directed heat conduction factor from which it follows that the thermal current moving perpendicularly to the lamellas may be neglected as compared with that moving in longitudinal direction as it was supposed in the computations.

5. *The bimetallic sensor of the Michelson-Marten actinometer.* The description of the latest type of the Michelson-Marten actinometers is to be found in the book of *Foitzik-Hinzpeter* (1958). With this construction the basic hypotheses of the theory of *Savinov* (1949) — this is the theory serving as a basis of our computations — apply better than with that for which he originally elaborated his theory concerning the bimetallic actinometers (see: *Kondratjev* 1954).

Our coordinata-system has been placed in a way to be seen in *Fig. 10*: the starting point is at the fixed end of the plate.

The differential equations to be solved are the same as with the Angström-lamella. Here too, the complete temperature profile consists of three parts and only the limit condition, valid at the free end of the bimetal is based on another physical concept. The free end does not transfer any heat to the part holding the quartz fibre (on account of the dimensions of the latter), so the temperature gradient will disappear at this and:

$$T'(a) = 0$$

The other boundary condition is formally different from that of the Angström-lamella:

$$T(0) = T_0$$

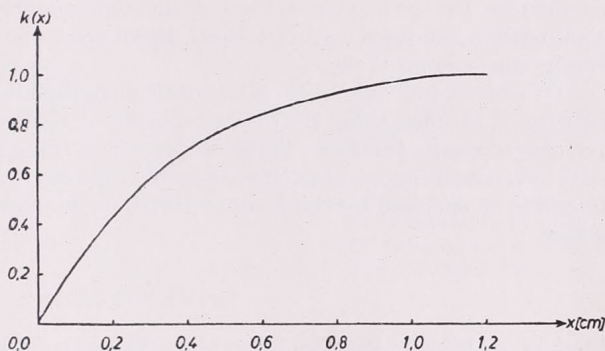
in accordance with the coordinate-system. The fitting conditions are in conformity with (2) and 3).

The solution is the following:

$$T_1(z) - T_0 = 2 \frac{E}{D^2} \operatorname{sh}(D\Delta x) \operatorname{ch}[D(a-x)] \cdot \frac{\operatorname{sh}(Dz)}{\operatorname{ch}(Da)} \quad 0 \leq z \leq x$$

$$T_3(z) - T_0 = 2 \frac{E}{D^2} \operatorname{sh}(D\Delta x) \operatorname{sh}(Dx) \cdot \frac{\operatorname{ch}[D(a-z)]}{\operatorname{ch}(Da)} \quad x \leq z \leq a$$

Fig. 11. Sensitivity distribution on the bimetallic sensor of Michelson—Marten's actinometer. $D = 2,24$



The role played by the middle part of the temperature profile of the length $2 \cdot \Delta x$ is neglected.

The outgoing signal appearing as an effect of the narrow beam of rays is:

$$\Delta V = \frac{U}{a} \int_0^a [T(z) - T_0] dz$$

where U denotes in this particular case the shifting of the fibre to be observed when the mean temperature of the bimetal undergoes a change of 1° .

The integral, computed with the abovementioned neglect is the following:

$$\Delta V = 2 \frac{EU}{aD^3} \operatorname{sh}(D \cdot \Delta x) \cdot \left[1 - \frac{\operatorname{ch}[D(a-x)]}{\operatorname{ch}(Da)} \right]$$

Thus the sensitivity will be:

$$k(x) = 2 \frac{EU}{QbD^2a} \left[1 - \frac{\operatorname{ch}[D(a-x)]}{\operatorname{ch}(Da)} \right].$$

The full outgoing signal arising as an effect of the intensity Q is:

$$V = Q \cdot b \int_0^a k(x) dx = 2 \frac{EU}{D^2} \left[1 - \frac{\operatorname{th}(Da)}{\operatorname{ch}(Da)} \right],$$

which is in conformity with the result computed by Kondratjev (1954).

Fig. 11. shows the relative sensitivity-distribution along the bimetal. The most sensitive is the free end; here the sensitivity was taken as equal to the unit. The employed values are taken partly from the work of *Foitzik* and *Hinzpeter* ($a = 1,2$ cm, $c = 0,005$ cm), and partly from *Kondratjev* ($\lambda = 0,04$ cal/cm² sec degree and $h = 5 \cdot 10^{-4}$ cal/cm³ sec degree) the latter is a value corresponding with the computations of *Savinov*.

III.

On the basis of the results shown in Part II the effective characteristic function of some types of pyrhelimeters can be determined of the geometrical data of the tube are known. The method of determination is to be found in the work of *Bossy* and *Pastiels* (1948).

The effective characteristic function could be best utilized with Angström pyrhelimeters. On the one hand, these pyrhelimeters are regularly submitted to precise examinations, and, on the other hand, there are to be found geometrically most differing ones among them.

Of course, not only with compensation pyrhelimeters but also with any other instrument for measuring the direct radiation it is most important to know the effective characteristic function. Therefore we are in full agreement with the view of *Pastiels* (1967) according to which it is desirable that the respective effective characteristic functions be enclosed by the manufacturers (or manufacturing firms) to their actinometers.

REFERENCES

- Angström, A.* 1958. On the Edge Effect at the Angström Compensation Pyrhelimeter. Annex of "On Pyrhelimetric Measurements" Tellus 3: 342-354
- Bener, P.* 1950. Untersuchung über die Wirkungsweise des Solarigraphen Moll-Gorcynski. Archiv für Met., Geophysik und Biokl. Serie B. 3: 188-249
- Bossy, L., Pastiels, R.* 1948. Étude des propriétés fondamentales des actinomètres. Mémoires de l'Institut Royal Météorologique de Belgique, Vol. XXIV.
- Foitzik, L. Hinzpeter, H.* 1958. Sonnenstrahlung und Luftrübung. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Kondratjev, K. Ya.* 1954. Luchistaya Energiya Solnca. Hydromet. Edition, Leningrad
- Pastiels, R.* 1959. Contribution a l'étude du problème de méthodes actinométriques. Publications de l'Institut Royal Météorologique de Belgique, Série A, No. 11.
- Pastiels, R.* 1967. a. Les simplifications introduites dans l'étude de la géométrie des pyrhélimètres et leurs conséquences. Notes Techniques de l'OMM No. 85.
- Pastiels, R.* 1967. b. Fonction caractéristique géométrique du pyrhélimètre d'Angström No 210. de Davos. Notes Techniques de l'OMM No. 85.
- Savinov, S. I.*: K teorii plastinchatyh aktionometrov tipa Michelsona. TRUDI GGO 1949 14 (76).

KÍSÉRLET AZ ÉVI CSAPADÉK ELŐREJELZÉSÉRE, HARMONIKUS ANALÍZISSEL

An Attempt to Forecasting Annual Precipitation Amounts by Using Harmonic Analysis.
This paper discusses an extrapolation method based on harmonic analysis. The principle is that only the harmonicals having a great amplitude are used, for which the existence of physical reality is highly probable and the phase sums of the selected harmonicals are determined from a period immediately before the elaboration of the forecast, reducing by this the possibility of a loss of phase to a minimum. Mathematically, the problem boils down to the solution of equation systems of the type 2). As the systems of type 2) are generally lacking an exact solution, there is a necessity of developing approximation methods. In the second part of the paper, we are presenting a particular example of a nomogram method using three harmonicals.

*

Опыт предсказания годовых сумм осадков с помощью гармонического анализа. В работе описывается способ экстраполяции, основывающийся на гармоническом анализе. Сущность предлагаемого метода заключается в использовании лишь гармоник с большими амплитудами, физическая реальность которых имеет высокую вероятность. При этом фазовые углы выбранных гармоник определяются по данным периода, непосредственно предшествующего предсказанию, в связи с чем возможность выпадения из фазы снижается до минимума. Математически проблема сводится к решению системы уравнений типа (2). Поскольку последние, как правило, не имеют точного решения, необходимо разработать способы приближения. Во второй части работы на конкретном примере иллюстрируется применение номограммы с использованием трех гармоник.

*

A harmonikus analízis alapján, amint ismeretes, bármilyen periodikus vagy aperiodikus függvény egy adott intervallumban, szinuszos hullámok eredőjeként állítható elő. Az alaphullám hossza (λ_0) éppen a választott intervallum hosszával egyenlő, míg a következő hullámoknál a hullámhossz $1/2 \lambda_0$, $1/3 \lambda_0$, ... $1/m \lambda_0$ lesz. Az évi csapadékmennyiség a Földnek egy adott pontján az idő függvénye $Q(t)$, melyet a harmonikus analízis alapján a következő módon fejezhetjük ki:

$$Q(t) = \frac{b_0}{2} + \sum_{m=1}^{\infty} A_m \sin(m\Theta + \varepsilon_m). \quad (1)$$

ahol $\Theta = \frac{2\pi}{T} \cdot t$ (T = a teljes periódus, a választott időköz, t = idő),

$$A_m = \sqrt{a_m^2 + b_m^2} \quad \text{és} \quad \varepsilon_m = \arctg \frac{b_m}{a_m}$$

A b_0 , a_m és b_m értékeket, az észlelt csapadékmennyiségek alapján numerikus integrálással számíthatjuk ki, a következő összefüggések felhasználásával:

$$b_0 = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} Q d\Theta; \quad a_m = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} Q \sin(m\Theta) d\Theta; \quad b_m = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} Q \cos(m\Theta) d\Theta.$$

* A tanulmány szerzője: Orbán László, a kolozsvári Mezőgazd. Intézet asszisztense (Cluj, pt. Albator, Bloc turn et. 4. ap. 14.) és Pap Géza, a kolozsvári Mezőgazd. Intézet lektora (Cluj, str. Danton, Nr. 17.)

Az így meghatározott $Q(t)$ függvény elég nagyszámú harmonikus tag (m) esetében igen jól megközelíti az adott időközben a ténylegesen észlelt értékeket. Az is megfigyelhető, hogy kisebb rész-intervallum esetében akkor is jó eredményeket lehet kapni, ha csak a nagyobb amplitúdójú harmonikusokat vesszük figyelembe.

Ha azonban az (1) függvény alapján prognózist akarunk készíteni, azaz a $Q(t)$ függvényt extrapolálni akarjuk az adott időközön kívüli „ t ” értékekre, általában nem kapunk helyes eredményeket. Ennek a jelenségnek az egyik oka az, hogy a harmonikus analízis mechanizmusa következtében a $Q(t)$ kifejezésében olyan harmonikusok is szerepelnek, amelyeknek nincs fizikai alapjuk, ezért a megismétlődésükre nem lehet számítani. Másrészt a fizikai realitást tükröző harmonikusok esetében is (pl. napfoltciklus) föllépnek olyan okok, amelyek fáziseltolódáshoz vezetnek, tehát ezeket a hullámokat a megváltozott fázisszöggel kellene extrapolálni.

A továbbiakban, a mondottak figyelembevételével, egy olyan extrapolálási eljárást ismertetünk, amelyik a következő alaptételeken épül fel:

1. Csak a nagy amplitúdójú harmonikusok jöhetnek számításba, ahol a fizikai realitás valószínűnek látszik.

2. A kiválasztott harmonikusok fázisszögeit az extrapolálást közvetlenül a megelőző időszak alapján kell meghatározni.

Általában tehát a

$$\sum_N \sin(m\Theta + \varepsilon_m) = Q(t) - \frac{b_0}{2} \quad (t = 0, 1, \dots) \quad \Theta = \frac{2\pi}{T} \cdot t \quad (2)$$

egyenletrendszerrel kell megoldani az ε_m fázisszögekre, ahol az összegezés most csak bizonyos kiválasztott értékekre történik.

A jobb érthetőség kedvéért egy példán mutatjuk be az eljárás lényegét.

I. TÁBLÁZAT

Évi csapadékösszegek Kolozsvárra (Mezőgazd. Intézet)

t	0	1	2	3
Év	1963	1964	1965	1966
Q(t) mm-ben	460,7	538,4	454,6	595,2

Legyen tehát a feladat Kolozsvár 1966. évi csapadékmennyiségének az előrejelzése, három harmonikus segítségével. A harmonikusok kiválasztásánál a budapesti adatokra támaszkodtunk, egyrészt mivel Kolozsvárra csak 86 évre végeztük el a harmonikus analízist, míg Budapest esetében ez 110 évre történt: másrészt meg akartuk mutatni, hogy elég nagy földrajzi környezetben alkalmazhatók az egy helység esetében elvégzett analízis eredményei. Az *Időjárás* 1965. évi 4–5. számában megjelent Berkes Zoltánnak „A csapadék szekuláris változásának elemzése” című cikke alapján választottuk ki az 54, 18,3 és 12,2 évi periodusú harmonikusokat, amelyek amplitúdója 108 mm, 88 mm és 81 mm volt. Az amplitúdókat a Budapest (621 mm) és Kolozsvár (590 mm) évi csapadékatlagainak arányában kisebbittük, 103, 84 és 81 mm-es kerekített értékeket nyerve. A fázisszögek meghatározására az 1963., 1964. és 1965. évi csapadékösszegeket használtuk fel, amelyek az I. táblázatban találhatók.

Ezek alapján tekintve, hogy $b_0/2 = 590$ (az évi csapadékatlag Kolozsváron),

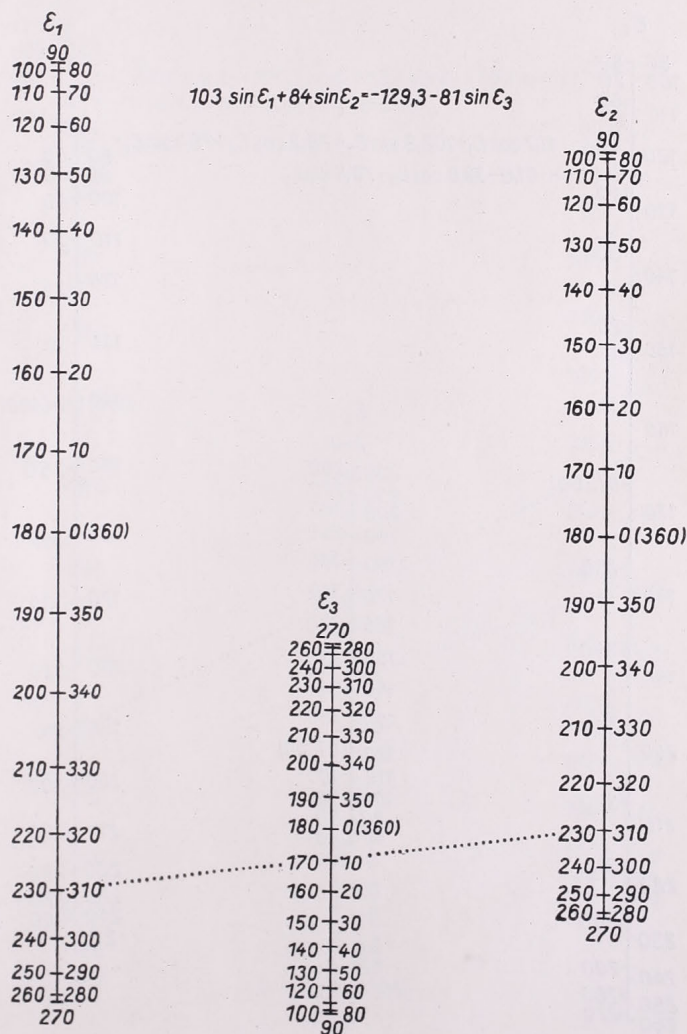
$$\Theta_1 = \frac{2\pi}{T} \cdot 1 = \frac{2\pi}{110} \approx 0,05712 \text{ rad} = 3^\circ 16' 22'',$$

míg az 54; 18,3 és 12,2 évi periódusoknak $m = 2$, $m = 6$ és $m = 9$ értékek felelnek meg, a (2) egyenletrendszer a következő formába írható:

$$\left. \begin{aligned} 103 \sin \varepsilon_1 + 84 \sin \varepsilon_2 + 81 \sin \varepsilon_3 &= -129,3 & (t=0 \text{ év}), \\ 103 \sin (2\theta_1 + \varepsilon_1) + 84 \sin (6\theta_1 + \varepsilon_2) + 81 \sin (9\theta_1 + \varepsilon_3) &= -51,6 & (t=1 \text{ év}), \\ 103 \sin (4\theta_1 + \varepsilon_1) + 84 \sin (12\theta_1 + \varepsilon_2) + 81 \sin (18\theta_1 + \varepsilon_3) &= -153,4 & (t=2 \text{ év}). \end{aligned} \right\} (3)$$

Kifejtve az összetett argumentumú szinuszos tagokat, a θ_1 értékének figyelembevételével a következő egyenletrendszert nyerjük:

$$\left. \begin{aligned} 103 \sin \varepsilon_1 + 84 \sin \varepsilon_2 + 81 \sin \varepsilon_3 &= -129,3, \\ 11,7 \cos \varepsilon_1 + 102,3 \sin \varepsilon_1 + 28,2 \cos \varepsilon_2 + 79,1 \sin \varepsilon_2 + 39,8 \cos \varepsilon_3 + \\ &+ 70,5 \sin \varepsilon_3 = -51,6 \\ 23,3 \cos \varepsilon_1 + 100,3 \sin \varepsilon_1 + 53,2 \cos \varepsilon_2 + 65,0 \sin \varepsilon_2 + 69,4 \cos \varepsilon_3 + \\ &+ 41,8 \sin \varepsilon_3 = -153,4 \end{aligned} \right\} (4)$$



1. ábra. I. nomogramm

A (4) egyenletrendszernek ε_1 , ε_2 és ε_3 -ra adott megoldásai éppen a keresett fáziszögek volnának, amelyek ismeretében az 1966. évi csapadékatlagot a $t = 3$ behelyettesítéssel a következő formában lehetne kifejezni:

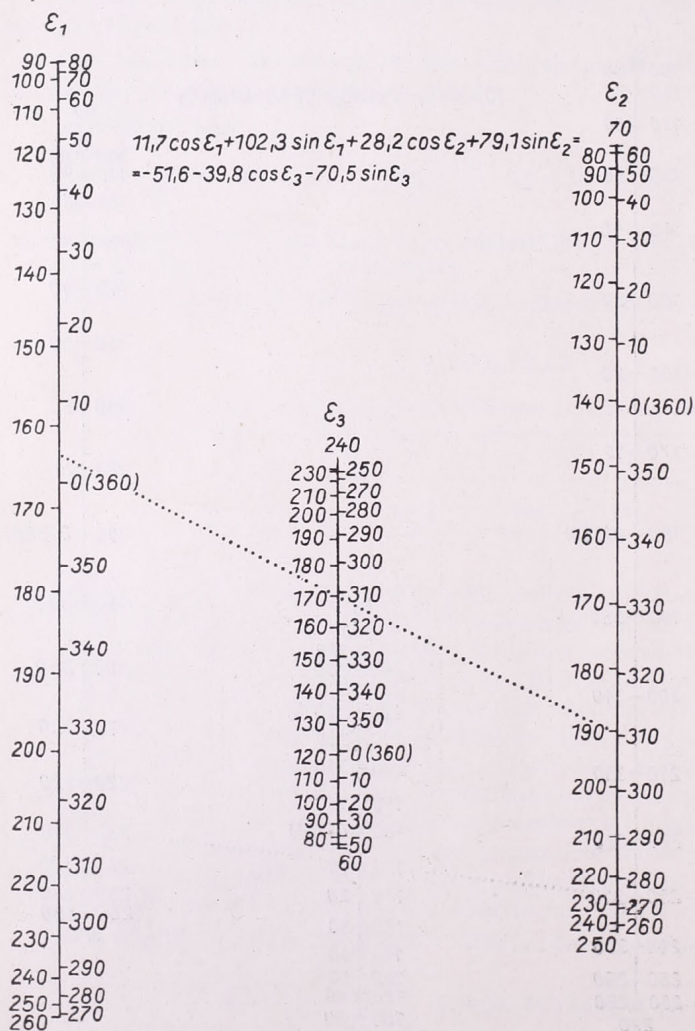
$$Q(3) = 590 + 103 \sin(6\theta_1 + \varepsilon_1) + 84 \sin(18\theta_1 + \varepsilon_2) + 81 \sin(27\theta_1 + \varepsilon_3) \quad (5)$$

A (4) egyenletrendszert könnyű lenne átalakítani a

$$\sin \varepsilon_i = \frac{2x_i}{1 + x_i^2}, \quad \cos \varepsilon_i = \frac{1 - x_i^2}{1 + x_i^2}; \quad \left(x_i = \operatorname{tg} \frac{\varepsilon_i}{2} \right)$$

behelyettesítésekkel egy algebrai egyenletrendszerre, melynek megoldása azután egy magasabb fokú egyenlet megoldására redukálna.

A (2) típusú egyenletrendszerek azonban általában nem összeférhetők, tehát rendszerint nincs egzakt megoldásuk, ezért nem érdemes az algebrai módszerrel próbálkozni, hanem inkább valamilyen közelítő eljárást kell kidolgozni, amelyik határesetben az esetleges egzakt megoldásokat szolgáltatassa.



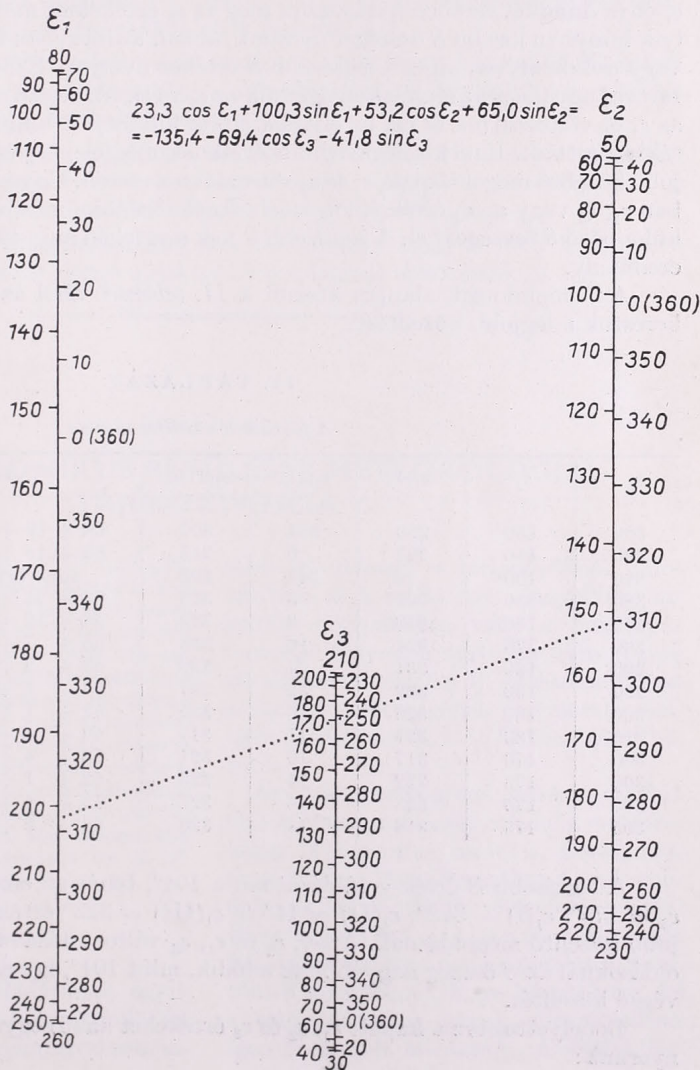
2. ábra. II. nomogramm

A (4) egyenletrendszerre vonatkozóan egy nomogrammos eljárást ismertetünk. Ezzel az eljárással, három harmonikus esetében, elég könnyen lehet az egyenletrendszer közelítő megoldását megkeresni.

A (4) egyenletrendszer minden egyenlete ugyanis a könnyen nomografizálható

$$f_1(\varepsilon_1) + f_2(\varepsilon_2) = f_3(\varepsilon_3) \quad (6)$$

alakra írható. Így mindenik egyenletre készítettünk egy-egy nomogrammot (1–3. ábra). Az egyes nomogramokon egy egyenes átfektetésével olyan $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ értékek határozhatók meg, amelyek az illető egyenletet kielégítik. Ha az egyenletrendszernek van egzakt megoldása, akkor olyan közös $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ értékek találhatók, amelyek mindhárom nomogrammon egy egyenesbe esnek. Általában azonban két kiválasztott ε értékhez (pl. ε_1 és ε_2) a nomogramokon más-más harmadik ε érték fog megfelelni



3. ábra. III. nomogramm

$[\varepsilon_3(\text{I}) \approx \varepsilon_3(\text{II}) \approx \varepsilon_3(\text{III})]$. Annál jobb közelítésről fogunk beszélni, mennél kisebb lesz a különböző ε értékek különbségeinek abszolút értékeiből alkotott összeg (S):

$$S = |\varepsilon(\text{I}) - \varepsilon(\text{II})| + |\varepsilon(\text{I}) - \varepsilon(\text{III})| + |\varepsilon(\text{II}) - \varepsilon(\text{III})| \quad (7)$$

Az $\varepsilon(\text{I})$, $\varepsilon(\text{II})$ és $\varepsilon(\text{III})$ az I., II., illetve III. nomogramokon kapott ε értékeket jelentik.

Az S összeg ugyanis, ha van egzakt megoldás, 0-val lesz egyenlő, mivel akkor $\varepsilon(\text{I}) = \varepsilon(\text{II}) = \varepsilon(\text{III})$; míg más esetben a közelítés mértékéül szolgálhat.

Az $|\varepsilon(i) - \varepsilon(k)|$ különbségek képzésénél, a szögek irányítottságától függően, mindig a kisebb értéket kell venni (pl. $|330^\circ - 30^\circ| = 300^\circ$ helyett, mivel $330^\circ \rightarrow -30^\circ$, $|-30^\circ - 30^\circ| = 60^\circ$ kell venni).

A fokozatos közelítést ezek alapján a következő módon végezhetjük: Válasszunk például olyan ε_1 és ε_2 értékeket, amelyekre mindhárom nomogramon létezik ε_3 érték. Képezzük az S összeget. Ezután, például 10° -kal növeljük, majd csökkentünk az ε_1 -et és mindkét esetben határozzuk meg az ε_3 értékeket, majd az S összegeket. Amelyik irányban kisebb S összeget nyerünk, abban az irányban folytatjuk az ε_2 növelését vagy csökkentését, amíg a legkisebb S értéket nyerjük. Ezután, az utolsó ε_1 -et megtartva, ugyanezt az eljárást elvégezzük az ε_2 -re is. Az utolsó ε_2 -t megtartva, most újra az ε_1 -et változtatjuk és ezt az eljárást addig folytatjuk, amíg a lehető legkisebb S értékhez jutunk. Ennek a legkisebb S értéknek megfelelő ε_3 értékeket tekintjük a legjobb közelítő megoldásnak, ε_1 és ε_2 változtatása esetén. Ugyanígy kiindulhatunk azonban ε_1 , ε_3 vagy ε_2 , ε_3 értékekből, amelyeknél általában más megoldást fogunk nyerni, különböző S összegekkel. A legkisebb S -nek megfelelő megoldás lesz azután a végleges eredmény.

Az elmondottak alapján készült a II. táblázat, ahol az ε_2 és ε_3 változtatásával kerestük a legjobb közelítést.

II. TÁBLÁZAT

A fokozatos közelítés menete

ε_2	ε_3	$\varepsilon_1(\text{I})^\circ$	$\varepsilon_1(\text{II})$	$\varepsilon_1(\text{III})^\circ$	S°	Megjegyzés
300	150	288	354	307	$66 + 19 + 47 = 132$	
290	150	297	0	315	$63 + 18 + 45 = 126$	
310	150	—	347	295	nincs értelmezve	
280	150	302	5	323	$63 + 21 + 42 = 126$	
290	160	310	8	323	$58 + 12 + 45 = 116$	
290	170	321	16	328	$55 + 7 + 48 = 110$	
290	180	331	24	333	$53 + 2 + 51 = 106$	
290	190	339	32	337	$53 + 2 + 55 = 110$	
300	180	326	18	325	$52 + 1 + 53 = 106$	
310	180	321	11	317	$50 + 4 + 54 = 108$	
300	170	317	10	321	$53 + 4 + 49 = 106$	
300	175	322	14	323	$52 + 1 + 51 = 104$	legkisebb érték
295	175	323	16	327	$53 + 4 + 49 = 106$	
305	175	318	11	320	$53 + 2 + 51 = 106$	

A legkisebb S érték a táblázatban a 104° , tehát az ennek megfelelő $\varepsilon_2 = 300^\circ$, $\varepsilon_3 = 175^\circ$, $\varepsilon_1(\text{I}) = 322^\circ$, $\varepsilon_1(\text{II}) = 14^\circ$ és $\varepsilon_1(\text{III}) = 323^\circ$ értékeket tekinthetjük a legjobb közelítő megoldásnak. Az ε_1 , ε_2 és ε_1 , ε_3 változtatásával kapható közelítő megoldásoknál az S összeg nagyobbak adódik, mint 104° , így az előbbi eredmény lesz a végső közelítés.

Behelyettesítve a kapott ε_1 , ε_2 és ε_3 értékeket az (5) egyenletbe, három Q értéket nyerünk:

$$Q(I) \approx 475,6 \text{ mm}; \quad Q(II) \approx 565,0 \text{ mm}; \quad Q(III) \approx 477,3 \text{ mm}.$$

Összehasonlítva ezeket az értékeket a ténylegesen regisztrált 595,2 mm-rel, látható, hogy csak a $Q(II) = 565,0$ mm ad elfogadható közelítést. Ennek az oka valószínűleg abban keresendő, hogy a csapadék menetében erősen dominál még a 2 éves periódus is; így tehát a két évvel előbbi helyzet alapján meghatározott fázisszögek adják a legjobb közelítést. A kérdés mindenesetre még további tanulmányt követel; de föltehető, hogy három harmonikus esetén a két év előtti helyzetnek megfelelő fázisszögek adják a legjobb megoldást.

Az itt vázolt nomogrammos eljárás természetesen nem az egyedüli lehetséges módszer a (4), vagy általában a (2) típusú egyenletrendszerek megoldására. Négy harmonikus esetében például, a nomogrammos eljárás már nehézkessé válik, egyrészt mivel négy változónál összetett nomogramokat kell készíteni, másrészt a közelítő lépések száma is jelentősen megnövekszik. Négy vagy öt harmonikus esetén tehát már ajánlatos olyan megoldási programot kidolgozni a (2) típusú egyenletrendszerekre, amelyeket elektronikus számítógépekkel lehet végrehajtani.

Az előrejelzés megbízhatóságát végül azzal is növelni lehet, hogy több állomásra végezzük el ugyanazon harmonikusokkal a számításokat, és figyelembe vesszük az átlagnál kisebb és nagyobb értékek gyakoriságát.

A jelen dolgozatban csak vázoltuk a harmonikus analízis alapján történő előrejelzés lehetőségeit, aminek szerintünk a legfontosabb feltétele a *fázisszögeknek az előrejelzést közvetlenül megelőző időszak alapján történő meghatározása*.

A kérdés részletes kidolgozása még sok tanulmányt igényel, de a hosszútávú előrejelzésekre ez a módszer eléggé objektív alapot látszik biztosítani.

Ozori Zoltán:

A SZUPERSZONIKUS REPÜLÉSEK METEOROLÓGIAI TÁJÉKOZTATÁSA

Meteorological Briefing for SST (Summary). After a few years the supersonic aircrafts will be introduced into operation. This event causes some problems for the meteorological services too. The crew of supersonic aircrafts will ask for informations about meteorological elements and other atmospheric phenomena, the nature and behaviour of which were more or less unknown until now or they were out of the interest of the aeronautical meteorological services. The author reviews these problems on the basis of a WMO Publication (Technical Note No 89: Meteorological Problems in the Design and Operation of Supersonic Aircraft by R. F. Jones, R. M. McInturff and S. Teweles).

✱

A világ technikai haladásának egyik jelentős tényezője, a repülés új fejlődési fázis előtt áll. Ez a fázis semmivel sem ki-

sebb jelentőségű a megelőzőknél, mint amilyen pl. a rendszeres utasszállító forgalom megindulása, vagy a dugattyús motorok helyett a turbinás hajtóművek alkalmazása volt. Az új, jelentős szakaszt a szuperszonikus gépek forgalomba állítása jelenti, amelyre 1970-ben számíthatunk.

Ám a szuperszonikus gépek üzemeltetése számos problémát vet fel a meteorológiai tájékoztatás terén is. Olyanokat, amelyekre az első pillanatban nem is gondolnánk. A WMO Repülésmeteorológiai Bizottsága 1964. évi párizsi ülésén már felhívta a meteorológiai szolgálatok vezetőinek a figyelmét, hogy készüljenek fel a szuperszonikus gépek eligazításának igen bonyolult feladatára. A WMO Tit-

kársága ezt a felkészülést megkönnyítendő egy *Technical Note*-ot (No. 89. Jones, R. F. — McInturff, R. M. — Tewes, S.: *Meteorological Problems in the Design and Operation of Supersonic Aircraft*, Genf, 1967) adott ki. Ennek a WMO-kiadványnak alapján szeretnénk rámutatni a legfontosabb kérdésekre, amelyeket meg kell oldani a szuperszonikus gépek forgalomba állítása előtt.

Annak érdekében, hogy megérthessük, miért jelent különleges feladatot a szuperszonikus gépek eligazítása, röviden foglalkoznunk kell ezeknek a gépeknek a repülési körülményeivel. A repülés négy szakaszra (fázisra) osztható: 1. a felszállás és a kezdeti emelkedés szakasza (szubszonikus fázis), 2. a hangsebesség átlépése, gyorsulás és emelkedés (transzonikus fázis), 3. az utazási szakasz, amely lassú további emelkedéssel megy végbe, s végül 4. a lassítás és leszállás szakasza.

Az egyes fázisok — géptípusoktól, ill. sebességtől függően — más-más szinten, illetve rétegekben mennek majd végbe. A jelenlegi számítások szerint a hagyományos anyagokból készült gépek maximálisan 2,2 Mach-számmal repülhetnek. (A Mach-szám az aerodinamikában használatos viszonyszám: megmondja, hogy valamely tárgy közegben viszonyított sebessége hányszorosa a hangsebességnek ugyanabban a közegben). Ezek a gépek 8—11 km-es magasságig kb. 0,9 Mach-számmal emelkednek. Ezt követi a transzonikus szakasz kb. 16 km-ig, míg az utazás közben a csúcsmagasságuk kb. 18 km lesz. Kb. a 15 km-es szintig súlyltyedve lassulnak 0,9 Mach-ra, ahonnan már mint normál turbinás gépek viselkednek a leszállásig.

A most tervezés alatt álló gépeket hamarosan követni fogják a még gyorsabb, kb. 2,7 Mach-számmal repülő gépek. Transzonikus fázisuk kb. 10 km magasan, a felszállási ponttól mintegy 400 km-re kezdődik, míg az utazási szintjük az 50 mb-os szint közelében, nagyjából 21 km-en lesz. A New York—London repülőút időbeosztása például a következőképpen alakulhat:

Időtartam perc	távolság km	magasság km	Mach szám
10—15	160	0—13	0,9
15—20	550	13—20	0,9—2,5
90—105	4300	20—22	2,5
15—20	450	22—13	2,5—0,9
10—15	90	13—0	0,9

Amint láthatjuk, a felgyorsuláshoz és lassításhoz szükséges időben a gép tekintélyes utat tesz meg. Így egy 1000—1200 km-es távon (pl. Róma—Párizs) a gépnek nincs is módjában 2,5 Mach-számmal repülni.

A szubszonikus szakaszban a gép a már használatban levő turbinás gépeknél nem kíván különlegesebb eligazítást. A transzonikus fázis azonban már jóval kritikussabb. Ebben a szakaszban a gépek üzemanyag-fogyasztása aránytalanul nagy, éppen ezért, ha a gép a célrepülőtér megközelítése során egyszer már a hangsebességnél kisebb értékre lelassult, többé nincs módja újabb felgyorsulásra. Ezért a pilótának tulajdonképpen a repülési (utazási) szint elhagyása előtt kell döntenie arról, hol fog leszállni, tehát nagyon pontos repülőtéri előrejelzésre van szüksége: katasztrófába sodorhatja a gépet, ha a megközelítési eljárás közben a célrepülőtérrel a leszállást megakadályozó rossz időjárás áll be.

A turbinák tolcereje nagymértékben függ a hőmérséklettől. Ennélfogva a szuperszonikus gépek számára — főleg a transzonikus és utazási fázisra — a hőmérséklet igen pontos előrejelzésére van szükség. Számítások szerint egy 15 foknyi fölmelegedés a gépnek mintegy 5000 kg üzemanyagfogyasztás többletet jelent, s ebből csupán magában a transzonikus fázisban 3600 kg többletre van szüksége. Minthogy a szuperszonikus szállítás csak úgy rentábilis, ha a gép maximális hasznos terhet szállít, elképzelhető, hogy a várható üzemanyagfogyasztást a személyzet a lehető legpontosabban ki akarja számítani. A hőmérséklet előrejelzése a szuperszonikus gépek számára legalább annyira fontos, mint amilyen fontos a szubszonikus gépek számára a szél-

prognózis. Viszont a szuperszonikus gépek nagy sebességére tekintettel a szél-előrejelzés már nem annyira fontos.

Számításokat végeztek arra vonatkozóan, milyen vízszintes hőmérsékleti vagy szélgradiens esetén indokolt a gépek oldalirányú kitérése kedvezőbb időjárású zónák felhasználása céljából. E számítások szerint nagyon ritkán fordul elő oly erős gradiens, ami az oldalirányú kitérést indokolttá tenné. Kedvezőbb hőmérsékletű réteg kiválasztása a troposzférában, pl. a transzónikus fázis kezdetének magasabbra helyezése, gyakrabban előfordulhat.

A hőmérséklet előrejelzését a sztratoszférában megkönnyíti az a tény, hogy itt a hőmérsékletváltozás bekövetkezésének valószínűsége kicsiny. Megnehezíti viszont az, hogy kevés a mért adat, valamint az, hogy a hőmérsékletmérés itt még nem kielégítő pontosságú.

Ismeretes, hogy a szuperszonikus repülés kellemetlen kísérő jelensége az ún. hangrobbanás, ami nemcsak kellemetlen jelenség, de előfordul, hogy kárt is okoz. A légiforgalmi társaságok számolnak azazal a lehetőséggel, hogy a hangrobbanás okozta károk elkerülése céljából az államok bizonyos kikötéseket tesznek a szuperszonikus gépek forgalmával szemben. Éppen ezért várható, hogy megkívánják majd a meteorológiai szolgálatoktól a hangrobbanás intenzitásának előrejelzését is. Az intenzitás sok tényezőtől függ; első rendben a gép sebességétől, alakjától, gyorsulásától, emelkedésétől, ill. süllyedésétől, de vannak meteorológiai tényezők is, úgymint a gép és a földfelszín közötti levegőrétegben uralkodó hőmérsékleti és szélprofil. Mindezek alapján kell majd a meteorológiai szolgálatoknak a hangrobbanás intenzitására előrejelzést készíteniök.

Nem kisebb feladat a turbulencia előrejelzése sem. Mint ismeretes, a turbulencia igen széles hullámspektrumból áll. A hullámok közül a gépek műszaki adataik szerint csak néhányra reagálnak. A rövid hullámok látszólag veszélytelenebbek,

ám a csekély, de folyamatos igénybevétellel „fárasztják” a gép anyagát, s így okozhatnak katasztrófát. A hosszú hullámok már közvetlen veszélyt jelenthetnek. Különösen kényes a gép a turbulenciára a transzónikus fázisban; itt mindenképpen el kell kerülni a gép önkéntelen helyzetváltozásait. Minthogy ennek a fázisnak a szintjein a turbulencia leggyakrabban Cb felhőzettel jár együtt, nélkülözhetetlenek a radarmegfigyelések. Természetesen az még kutatandó, hogy a Cb-ok radarképétől milyen távolságra, magasságra található még turbulencia. Nem kétséges tehát, hogy a radarhálózatot is sűríteni, valamint energiáját is növelni kell. Minthogy a felhőtlen turbulenciára vonatkozólag adatot jelenleg csupán a repülőgépes megfigyelések szolgáltatnak, ezeket kell fejleszteni. Lehetőség szerint meg kell határozni az energia elosztást a teljes hullámspektrumra, különben nem lehet nyilatkozni megadott géptípusra vonatkozólag. Folytak már kísérletek, amelyeknek során két különböző típusú gép kis távolságon belül követte egymást. Gyakran előfordult, hogy adott helyen csak az egyik gép dobálódott.

A rádiószondás mérések feldolgozási technikáján is változtatni kell. A jelenleg használt simítósos kiértékeléssel ugyanis oly rétegeket hagyunk figyelmen kívül, amelyekben turbulencia van.

A szuperszonikus gépek repülési szintjén jelentős mennyiségű ózon fordul elő. Az ózon, mint ismeretes, még kis koncentrációban is mérgező gáz. A légkörben 15–18 km-en a megengedhető koncentrációnak 10–50, 21 km-en pedig 100-szorosa is felléphet. Ebből következik, hogy védekezni kell ellene. A védekezés egyik módja lehet a nagy ózonkoncentrációjú övezetek előre jelzése, más módja pedig a kabinba komprimált levegőnek megtisztítása az ózontól. Bár az ilyen rendeltetésű szűrőberendezés nem kívánatos holt súly- és fenntartási költség-növekedést jelent, a repülőgéptervezők mai álláspontja szerint egyszerűbb a szűrők igénybevétele. Ennek ellenére számolnunk kell a nagy ózon-koncentrá-

ciójú helyekre vonatkozó előrejelzés igényével is.

Szintén probléma a hidro- és lithometeorok előfordulása a gép útvonalán. Legveszélyesebb közöttük a jégeső és a sűrű, nagy intenzitású eső. Mindkettő komoly eróziós károkat okozhat a gép felületén. Elkerülésük érdekében jelentős szerepet játszhat a fedélzeti radar. Ám nagyonis megfontolandó az a körülmény, hogy a szuperszónikus gépnek 90 foknyi fordulóhoz kb. 150 km szélességű sávra van szüksége. Ebből következik, hogy jégesővel vagy nagy intenzitású esővel fenyegető Cb tornyot kb. 300 km-ről fel kell fedezni. Ehhez viszont nagy energiájú radar kell. Tekintettel a fedélzeti radarok nagy nyílásszögére, a felhőcsúcsok magasságát csak kis pontossággal tudják megmérni. A lithometeorok közül a kénvegyületekre kell ügyelni, mert azok a turbinalapátokra lerakódhatnak.

Az utóbbi kisebb jelentőségű, de a meteorológia tárgykörébe tartozó jelenségeken kívül ki kell térnünk egy lényegesebb szerepet játszó jelenségcsoportra is, amellyel eddig tudományágunk keretén belül nem foglalkoztak. Ez a jelenségcsoport a korpuszkuláris sugárzás. A korpuszkuláris sugárzás a hajózókat és az utasokat veszélyezteti. A kozmikus sugárzás átlagos intenzitása még a szuperszónikus gépek utazási szintjén is oly csekély, hogy még ezeken a szinteken sokat tartózkodó hajózók sem érik el a megengedett dózis felső határát. A veszélyt a napkitörésekből származó protonok és másodlagos neutronok jelentik. A tőlük eredő sugárdózis néhány órán belül elérheti a kritikus értéket. Emiatt kell ellenük védekezni. Minthogy a közvetlen védekezés költséges és túlságosan megterhelné a gépet, a célra vezetőbb a sugárzási szintek elhagyása. Előfordulhat, hogy egy szakasz megtétele után a sze-

mélyzetet cserélni kell, az utasokat alacsonyabb szinten haladó szubszónikus gépekre kell átirányítani, mert további sugárdózis már káros lehet számukra. Annak érdekében, hogy a napkitörésekből származó protonok ne érijék váratlanul a szuperszónikus gépeken utazókat, világméretű Nap-figyelő szolgálat szervezése kezdődött meg. Mivel ez nem meteorológus feladat, az érdekelt államok maguk döntik el s intézkednek afelől, hogy milyen szervük foglalkozzék a korpuszkuláris sugárzás megfigyelésével és riasztó szolgálat ellátásával. Akár a meteorológiai szolgálat keretébe utalják, akár nem, nagyon valószínű, hogy a hajózók a közvetlen tájékoztatást a repülőtéri meteorológiai szolgálatától kapják, mivel a repülőtéren a meteorológiai szolgálaton kívül nincs olyan szerv, amely ezzel foglalkozhatna.

Befejezésül az említett *Technical Note* néhány sorát idézzük:

„A szuperszónikus repülések megindulásával a repülési előrejelzőben kialakul majd az a nézet, hogy tevékenységi körét kiterjesztették a légkörnek saját cirkulációjú magasabb rétegeire. Foglalkoznia kell néhány kevésbé ismert paraméterrel, és új hangsúlyt kell adnia néhány megszokott szakterületnek. A megfigyelések felvételére, kiadására és feldolgozására, az előrejelzések kibocsátására rendelkezésre álló idő viszont nagyon lerövidül. Nem vitás, hogy bízunk kell az automatikus adatfeldolgozásban, minthogy az információk mennyisége együtt nő a fölöttébb komplex, folyamatosan kibocsátott előrejelzések iránti követelménnyel. Nem készíthetők eléggé korán tervek a szükséges berendezések kifejlesztésére és beszerzésére, s egyetlen lépés sem korai annak érdekében, hogy a jólképzett meteorológusok időben rendelkezésre álljanak.”

FAUST, H.: *Der Aufbau der Erdatmosphäre (A földi légkör szerkezete)*. F. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 1968. 307 o.

Negyed évszázaddal ezelőtt a meteorológus vajmi keveset ismert azokról a rétegekről, melyek a rádiósondák elérte maximális szint fölött találhatóak. Csak sejtett valamit — jól-rosszul megalapozottan — a légkör szerkezetéről, s annak magasan fekvő részeiről.

Ismereteink rohamos gyarapodása a rakéták és mesterséges bolygók fellövésének pillanatában indult meg: a közvetlenül mért adatok birtokában — szinte máról holnapra — gyökeréig alkult át a légkör szerkezetéről alkotott képünk. Tüstént megállapíthatjuk: Földünk légköre messzebbre terjed a térben, mint ahogyan azt addig föltételeztük. Kiderült, hogy a sugárzások minden fajtáját gyengítetlenül magába fogadó magaslégkör pompás fizikai laboratórium, páratlan a maga nemében, mert a földfelszínen aligha utánozható folyamatok észlelhetők benne. A hőmérséklet- és sűrűségváltozások kapcsán azt jegyezzük meg, hogy a valóság rácáfolt a képzeletre: az észlelt adatok rajzolta kép merőben más, mint a hipotetikus, bármennyire fantasztikusnak is tűnt az valaha.

Még szaporíthatnók a legfelsőbb régiókban fölfedezett folyamatoknak izgalmas sorát, de e helyt most már inkább csak ismereteink legfontosabbikára utalunk, arra a fizikai realitásra, hogy légkörünk két, jól elkülöníthető részre osztható: a homoszféra, s a kereken 100 km magasság feletti heteroszféra. Jelenleg kb. azt mondhatjuk, hogy a 100 km-ig terjedő homoszféra folyamatait a meteorológusok vizsgálják, ámde a heteroszféraéit az ionosféra-kutatók éppúgy, mint a fizikusok, geofizikusok és csillagászok, sőt még a kémikusok is.

Ez a tény lényegében azt jelenti, hogy a légkör komplex fizikája csak a természettudományi diszciplínák szakértőinek sokoldalú együttműködésével deríthető fel, s az is bizonyos, hogy a földi légkörről írandó monográfia nem tekinthető manapság könnyű vállalkozásnak.

Szerző, aki régóta lelkes híve az űrkutatásnak, derekas munkát végzett, mert nem csak a rakéta- és műholdas kutatások legfrissebb eredményeiről, a magaslégkör fizikájáról ad számot, hanem a homoszféra jellemzőiről is, amelyeknek kutatásában ő maga is jelentős szerepet vállalt.

A könyv mindazokhoz szól, akik a modern légkörkutatás problémáinak rövid áttekintését igénylik.

Dési Frigyes

J. C. ГАНДИН—А. С. ДУБОВ: *Численные методы краткосрочного прогноза погоды (A rövidtávú időjárásjelzés numerikus módszerei)*. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád 1968. 428 old. 21 × 14,5 cm. 50 ábra 8 táblázat.

A hidrodinamikai alapokon nyugvó számszerű időjáráselőrejelzés irodalma a közelmúltban új könyvvel gyarapodott. Leszámítva Ph. Thompson orosz nyelven is megjelent hasonló témájú könyvét, ez a negyedik szovjet, ezúttal szerzőpár által írott mű a numerikus előrejelzés területén. S mindez alig tíz év termése, ami komoly eredménynek számít egyetlen országban, s egy viszonylag szűk és fiatal tudományágban.

A leningrádi szerzők munkája az ottani meteorológusképzést kívánja elősegíteni, tehát első-sorban egyetlen tankönyv, nem pedig monográfia. Ennek ellenére, mint az alábbi rövid tartalmi ismertetésből is kiténik, alapvető feladatának teljesítése mellett a rövidtávú hidrodinamikai előrejelzés szinte minden aktuális problémájára kitér.

Az első két fejezet az alapegyenletek felállításával, nagyságrendi analízisével s a prognózis-feladat megfogalmazásával foglalkozik igen részletesen, de csak a későbbi fejezetek igényeinek mértékéig. Így pl. említés sem történik az egyenletek szférikus koordináta-rendszerbeli alakjáról, vagy a poláris koordináta-rendszerrel. Ez utóbbit véleményünk szerint kár volt kihagyni, mert egy fejezettel később az örvénységi egyenlet polárkoordinátás alakja minden előzetes megjegyzés nélkül jelenik meg.

A harmadik és negyedik fejezet a barotróp előrejelzési egyenletekkel, s megoldásuk többféle változatával ismerteti meg az olvasót.

Az ötödik fejezetben az előbbieknél háromdimenziós, baroklin légkörre való kiterjesztése található, néhány további megoldási módszerrel. Megjegyezzük, hogy mind ez ideig adiabatikus, kvázigeosztrófikus modellekről volt szó.

E „korlátok” részleges eltávolítása következik a könyv második felében. A hatodik fejezet a vertikális sebesség számítási módszereivel, a domborzat és surlódás figyelembevételével, következményeivel foglalkozik.

A nem-adiabatikus modellek (7. fejezet) segítségével lehetővé válik a nedvesség, a felhőzet és a csapadék numerikus előrejelzése, az ageosztrofikus modellek pedig (8. fejezet) közelebb visznek a valóságos légkör áramlási viszonyaihoz.

A rövid 9. fejezetben néhány speciális, de nagy gyakorlati fontosságú kérdéssel, a trópusi viharok vonulásának prognózisával, a tropopauza magasságának és a sztratoszférikus légmozgások előrejelzési kísérleteivel ismerkedhetünk meg.

Annál bővebb a 10. fejezet, amely a *primitív* (elhanyagolások nélküli) *mozgásegyenletek* megoldásával foglalkozik. Mint az utóbbi néhány év gyakorlata bizonyítja, az így készült modellek jobban használhatók az előrejelzésben, mint a kvázigeosztrofikus modellek. Természetesen ebben a fejezetben a korábbiaktól eltérő megoldási módszereket is kellett adni.

Az utolsó fejezetben az előrejelzésekkel kapcsolatos gyakorlati problémák kaptak helyet, így a Szovjetunióban jelenleg készülő rövidtávú numerikus előrejelzések listája, az előrejelzések minőségi vizsgálata, a jellegzetes, rendszeres hibák kiküszöbölésének lehetséges módjai, stb.

A nagy gonddal és önállósággal összeállított mű minden bizonnyal hasznos segítőtársa lesz nemcsak a tanuló ifjúságnak, hanem a végzett szakembereknek is. A könyvben írottak teljes megértése mindenesetre alapos matematikai felkészültséget igényel. E helyen meg kell említenünk, hogy a mátrix számítás alapjairól nyújtott három oldalnyi összefoglaló (a könyv függeléke) lehetett volna bőségesebb, és ide lehetne áthelyezni a 10. fejezetbe beélt operátorszámítási alfejezeteket is.

A tartalomban és terjedelemben gazdag könyvben jól szerkesztett tárgymutató is segít eligazodni. Ugyanakkor meg kell említenünk, hogy az egyébként jó kiállítású könyvben a szerzők nem éltek azokkal a nyomdatechnikai lehetőségekkel — fontos definíciók dőltbetűs szedése, másodrendű fontosságú részek apró betűkkel —, amelyek egy tankönyvnél nagyon sok segítséget nyújthatnak a témában még kevésbé jártas fiatal olvasóknak.

A hasonló tárgyú szovjet könyvekkel szemben szokatlan, hogy ezúttal szinte alig van irodalmi forrásmunkákra hivatkozás (mindössze nyolc a legutolsó fejezetben) annak ellenére, hogy nevek jócskán szerepelnek.

Úgy gondoljuk, hogy *Gandin* és *Dubov* könyvének lapjait a magyar szakemberek is haszonnal forgatják majd.

Ambrózy Pál

KRÓNIKA

DR. GOLL GYÖRGY 1902—1968

Távozásával szakterületünk lelkes barátját, folyóiratunk eredményes külső munkatársát, a Magyar Meteorológiai Társaság buzgó tagját, Vándorgyűléseinek aktív részvevőjét veszette el örökre.

1902. június 17-én született Budapesten. Tanulmányait Székesfehérvárott és Budapesten végezte. 1926-ban vegyészmérnöki oklevelet, 1937-ben műszaki doktorátust szerzett. Egyetemének fizikai-kémiai tanszékén adjunktus, majd tanszékvezető. 1938—39-ben a nagyhírű Physikalische Technische Reichsanstalt munkatársa, majd a Haditechnikai Intézet főmérnöke. 1946-tól nyugdíjazásáig (1964) a Nitrokémia Ipartételek fizikai laboratóriumának vezetője, közben hat éven át a Veszprémi Vegyipari Egyetem tanszékvezető docense.

Sokoldalú természettudományos érdeklődését pályafutása, sőt élete végéig megőrizte.

Széles körű ismereteinek kincsestárából értékes gyöngyszemeket juttatott a meteorológia számára is. Minden munkáját jellemzi a tárgyhoz ragaszkodó hűség, a pontos mérés, a megbízható észlelés és a logikus okfejtés. Pályája legfelső ívelésén visszatért érdeklődése egy fiatalkori úttörő kutatásához: a hazai talajfajták fényvisszaverő-képességének vizsgálatahoz (*Időírás*, 1960, 1963, 1964). Szívéhez legközelebb álló téma a mérés technikai finomságok terén gyűjtött bőséges tapasztalatainak átadása szűkebb-tágabb-körü baráti eszmecseréken, leveleiben, — ritkábban nyomtatásban. Több értekezésben foglalkozik a tranzistor-hőmérők mikroklimatológiai alkalmazásával (1957, 1958) és a talajközeli légtér gyorslefolvasás hőmérséklet-ingadozásaival (1960). A sugárzásfajtákra és a hőmérsékleti fluktuációkra irányuló eredeti ötletű kísérleteit folytatta nyugdíjazása után is balatonfűzfői laboratóriumában és saját költségű meteorológiai állomásán, de 1968. szeptember 23-án bekövetkezett halála megakadályozta az eredmények összegezését. Személyes kapcsol-

lataiban mindenkor kifogástalanul korrekt és egyben szívélyesen baráti volt. Emlékét minden szaktársa és meteorológus barátja szeretettel megőrzi.

(Takács L.)

✱

A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET HIDROMETEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGÁNAK HARMADIK ÜLÉSE

A Meteorológiai Világszervezet a Hidrometeorológiai Bizottság harmadik ülését Genfben rendezte meg 1968. szeptember 9—21 között. A Bizottság ülésén 39 tagállam 71 delegátusa, továbbá 9 kormányközi ill. nemzetközi szervezet megfigyelője vett részt. A Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálatát *Péczely György* tud. osztályvezető képviselte.

A Bizottság ülését szeptember 9-én délelőtti nyitotta meg *M. A. Kohler* elnök a WMO tanácstermében, majd *D. A. Davies*, a WMO főtitkára üdvözölte az egybegyűlteket.

A Bizottság ülésén 18 napirendi tárgyalása szerepelt. Ez szám szerint ugyanannyi, mint ahány a Hidrometeorológiai Bizottság négy év előtti varsói ülésén megvitatásra került. Ám míg ott a legtöbb munkadokumentum a *Hidrometeorológiai Útmutató* elkészítésével, a hidrometeorológiai hálózatok problémáival foglalkozott s a Nemzetközi Hidrológiai Dekáddal összefüggő kérdésekre vonatkozott, a jelen ülés megelőzését fejezte ki az e téren végzett eredményes munka fölött, fő tevékenységét további fontos problémák tisztázására fordította.

A konferencia munkájának mintegy a gerincét alkotó kérdések az alábbiak voltak:

1. A világ vízmérlegének feltárása, a kísérleti és reprezentatív vízgyűjtők vízháztartásának meghatározására irányuló operatív és kutatási tennivalók,

2. A hidrológiai előrejelzések problémaköre,

3. Meteorológiai és hidrológiai adatok felhasználása különböző vízhasznosítási és vízgazdálkodási tervek elkészítésénél, különös tekintettel a vízgyűjtők tér- és időbeli mértékadó csapadékhozamainak elemzésére, s a várható maximális vízhozamok meghatározására,

4. A Meteorológiai Világszolgálat (WWV) programjának hidrológiai vonatkozású kérdései, figyelembe véve e program biztosította adatközlő rendszerek és meteorológiai mesterséges holdak felhasználását a hidrológiai előrejelzések elkészítésénél,

5. A különböző nemzetközi szervezetekkel s a Nemzetközi Hidrológiai Dekáddal történő további együttműködés kérdései,

6. A Bizottság különböző munkacsoportjainak felállítása és raportörök kijelölése.

Az ülésszak 17 határozatot és 9 ajánlást dolgozott ki. A határozatok a Bizottság külön-

böző munkacsoportjainak felállítását és egyes fontos témakörök raportörjeinek kijelölését tartalmazzák. A jövőben megoldandó feladatok érdekében a következő munkacsoportok felállítására került sor: 1. Hidrometeorológiai Útmutató és technikai szabályzat, 2. Műszerek és mérési módszerek, 3. Vízállás- és vízhozammérés, 4. Reprezentatív és kísérleti vízgyűjtők tanulmányozása, 5. Hidrológiai előrejelzések, 6. Hálózatok tervezése, 7. A Meteorológiai Világszolgálat hidrológiai vonatkozásai, 8. Gépi adatfeldolgozás, 9. Tanácsadó Munkacsoport. A reprezentatív és kísérleti vízgyűjtők munkacsoportjába a jelölő bizottság javaslata alapján az ülésen részt vett magyar delegátust is beválasztották.

A raportörökét a következő témák koordinálására és további fejlesztésének biztosítására jelölték: 1. Műszeregységesítés, 2. Tavak és víztározók párolgása, 3. A szárazság és aszály világméretű tanulmányozása, 4. Hálózatok tervezése, 5. Hidrológiai képzés, 6. Maximális árvízi hozamok meghatározása, 7. Hidrológiai terminológia egységesítése, 8. Univerzális decimális osztályozás a hidrológiában.

Az ülésen elfogadott javaslatok egy része a meteorológiai és hidrológiai szolgálatok különböző szervezete folytán jelentkező problémákkal foglalkozott. Szükségesnek látta a Bizottság a jelen helyzet országonkénti részletesebb felmérését, továbbá a meteorológiai, hidrológiai és vízgazdálkodási kérdések koordinációs elveinek tisztázását olyan körülmények között, ahol e három szakterület különböző felügyeleti szervekhez tartozik. A koordináció az ajánlások értelmében főként a hálózatszervezés közös szempontjaira, a hidrológiai előrejelzésekhez és vízháztartás-számításokhoz szükséges adatanyag kölesítésére irányuljon.

Hosszas és szenvedélyes vita előzte meg azon javaslat kidolgozását, amely a Hidrometeorológiai Bizottság nevének *Hidrológiai Bizottságra* történő megváltoztatását látja indokoltnak. A javaslat indoklásául azt hozták föl, hogy a „hidrometeorológiai” elnevezés korlátokat von a Bizottságban szükséges hidrológiai kérdések megtárgyalása elé. Az elhúzódozó vitát végül is szavazás döntötte el, amelynek során csekély szavazattöbbséggel jutott elfogadásra a megváltoztatási javaslat, amelyet jóváhagyás végett a Bizottság az *Executive Committee* elé terjeszt.

Az ülésen néhány tudományos dolgozat bemutatása is szerepelt, amelyek közül a csapadékmérés problémáit igen sokoldalúan, kellő elméleti megfontolások és részletes kísérleti mérési anyag alapján ismertető előadást (szerzői az angol *A. Bleasdale* és *J. C. Rodda*), s a hidrológiai előrejelzések elektronikus számítógépekre alkalmazható alapvető modelljeit tárgyaló tanulmányt (szerzője a szovjet *E. G. Popov* professzor) emeljük ki.

Az ülés utolsó napján került sor a Bizottság új elnökének és alelnökének megválasztására.

Az elnöki tisztségre két jelölés történt a szovjet *E. G. Popov* és a norvég *J. Otnes* személyében. A szavazás során *E. G. Popov* kapta meg a szükséges szavazattöbbséget, míg alelnökké az ülés egyhangúan a francia *J. Rodier-t* választotta. Az ülés befejezése előtt a holland delegáció vezetője tolmácsolta kormánya meghívását a WMO felé, hogy a Bizottság 1972-ben soron következő negyedik ülését Hollandiában tartsák meg.

(Péczely Gy.)

*

ENNSZ-KONFERENCIA A VILÁGŪR KUTATÁSÁRÓL ÉS BÉKÉS FELHASZNÁLÁSÁRÓL

1968. augusztus 14—28 között Bécsben, a Hofburgban zajlott le az ENNSZ-nek a világűr kutatása és békés felhasználása tárgyában rendezett konferenciája. A találkozáson 71 ország mintegy 500 küldötte vett részt. A konferencia elnöke *K. Waldheim* osztrák külügy-miniszter volt, míg a tudományos elnöki teendőket *V. Sarabhai*, a nemzetközi Atomenergia Bizottság elnöke látta el. A megnyitón megjelent és felszólalt *F. Jonas* osztrák köztársasági elnök. A magyar delegációt *Dési Frigyes* professzor, az Űrkatatási Bizottság Meteorológiai Szakbizottságának elnöke vezette. Szakértőként *Tánczer Tibor* tud. munkatárs, a Szakbizottság tagja is jelen volt.

A konferencia az űrkatatás első évtizede tudományos eredményeinek hatalmas demonstrációja volt. Napirendjén az űrkatatás rakéta- és műholdtechnikai, telekommunikációs, meteorológiai, navigációs, geodéziai, biológiai, politikai, jogi, gazdasági és szociális jellegű kérdései szerepeltek. Az előadások mellett egy-egy fontosabb problémakörnek vitautest szenteltek. Az előadások tekintélyes szerepet játszottak a meteorológiai tárgyú előadások. Felszínre került, hogy a mesterséges holdaknak milyen hatalmas jelentősége van a tudomány fejlődésében, de közelebről megáznak az időjárás előrejelzésének pontosabbá tételében is. A meteorológiai szekcióban *J. S. Sawyer* elnökölt. Az előadások öt téma köré csoportosultak:

1. A meteorológiai műholdakról általában,
2. Automatikus képtovábbító rendszer (APT),
3. Regionális kutatások a műholdképek alapján,
4. Műholdakkal végzett sugárzásmérések felhasználása, és
5. A magaslégkör kutatása meteorológiai rakétákkal.

1. A meteorológiai műholdak történetét, mérési programját, a fejlődés jelenlegi tendenciáit, a perspektívákat szovjet részről *V. A. Bugajev*, a moszkvai Meteorológiai Világ-

központ igazgatója, amerikai részről *D. S. Johnson*, az USA műholdközpontjának igazgatója ismertette. Mindketten hangsúlyozták, hogy a műholdak révén a meteorológus mintegy új dimenziót nyert az időjárás analíziséhez. A műholdak lehetővé teszik az időjárás megfigyelését a Föld minden részén. Az előadók részletesen kitértek a műholdakkal szerzett meteorológiai információkra. Derűs optimizmussal nyilatkoztak mindazokról a lehetőségekről, amelyek az időjárás előrejelzése terén a jövőben a műholdaktól várhatók. Tájékoztatót kaptunk a meteorológiai műholdak fejlesztési terveiről: a *Kozmosz*, *TIROS M*, *ATS* és *Nimbus* sorozatról, valamint az emberrel utazó űrhajók bekapcsolásáról a meteorológiai megfigyelésekbe (*M. Tepper*). Impozáns látványt nyújtott az Amazonas torkolata fölött „álló” geoszinkron meteorológiai műhold, az *ATS-III* felvételeiből összeállított gazdag képanyag. A hallgatóság színes képekben láthatta földgömbi méretben (Európa, Afrika, Amerika, Atlanti-óceán) az időjárás képződményeket kísérő felhőrendszerek mozgását, fejlődését a mintegy fél óránként készült felvételek alapján (*V. E. Suomi*).

Az egész Földre kiterjedő időjárás megfigyelő és veszélyjelentő szolgálat, a WWW kiépítésében döntő szerep jut a meteorológiai műholdaknak (*G. Tarakanov*, WMO). A kérdés fontosságára és népszerűségére jellemző, hogy ennek a témának külön vitautest rendeztek. A meteorológiai műholdak teszik lehetővé az ún. EOLE-program megvalósítását, amelynek során amerikai—francia együttműködéssel 1970-ben többszáz úszó-ballont bocsátanak fel a légkör különböző paramétereinek a mérésére a Déli-félféteken, ahol az időjárás folyamatok természete a legkevésbé ismert. A ballonok mérési adatait műholdak gyűjtik össze (*J. Muller*).

A konferencia pozitívan értékelte a meteorológiai műholdak nem-meteorológiai (elsősorban hidrológiai és navigációs) jelentőségét, mely különösen a sarkvidékek jégviszonyairól nyújtott tájékoztatással jelent figyelemreméltó segítséget a hajózás számára (*K. P. Vasziljev*). A *Meteor* elnevezésű meteorológiai műhold-rendszer megfigyeléseinek sokoldalú felhasználását a szovjet delegáció filmmel illusztrálta.

Napirendre került a műholdakkal nyert meteorológiai információk feldolgozásának automatizálása, az elektronikus számítógépek beépítése a felhőanalízis és a sugárzási adatok kiértékelésének munkájába (*D. M. Szonyecskín*).

2. Több előadás tárgyalta az automatikus képtovábbító rendszer (APT) előnyeit. Jelenleg a Földön már közel 400 ilyen vevőállomás működik. Az APT-képek az operatív előrejelző szolgálatok munkájának szerves részévé váltak (*V. J. Oliver*). Az előadók kitértek az APT-képek felhasználásának fontosságára a

repülési és tengeri előrejelző szolgálatokban. A felvételeken ugyanis a veszélyes időjárási jelenségek könnyen felismerhetők. Az amerikai meteorológusok a konferencia tartamára a helyszínen APT-állomást állítottak fel, és a képeken megjelenő felhőrendszerekről vitát rendeztek. A Väisälä-cég ugyanakkor új, sajáttervezésű APT vevőberendezést mutatott be.

3. Az előadások egész sora foglalkozott mindazokkal a tudományos eredményekkel, amelyeket akár hemiszférikus méretekben, akár székebb régióin belül a műholdképek alapján értek el. Különös jelentősége van az időjárás műholdas megfigyelésének az adatszegény területeken, elsősorban a Déli-féltéken és a trópusokon. Sok veszélyes trópusi ciklont fedeztek fel a műholdképek alapján. A képeket hasznosítják a planetáris méretű légköri cirkuláció mennyiségi megközelítésében és előrejelzésében (S. A. Muszajjan). Fény derült arra is, hogy a két féltéke között kb. 5%-os levegőcsere megy végbe. A műholdképek alapján sikereket értek el a monszun kutatásában is (K. Tsuchiya).

A műholdak jelentősége nem szorul háttérbe olyan területeken sem, ahol a konvencionális megfigyelőhálózat elegendő sűrű, mint például Európában, Észak-Amerikában. A műholdképek révén ezeken a területeken ismereteink szintén teljesebbé válnak az időjárásról, és elősegítik a légköri jelenségek (ciklon, squall line, tornádó stb.) behatóbb vizsgálatát (L. Kletter, V. J. Oliver).

4. A perspektívákat tekintve, elsősorban távprognosztikai szempontból, talán még fontosabb a Földről a világtér felé távozó sugárzások mérése. A sugárzásmérések által nyílik lehetőség a Föld-légkör rendszer sugárzási egyenlegének beépítésére a numerikus előrejelzési modellekbe (M. I. Jogyin). Meghatározhatóvá válik adott pontban a légkör átlagos hőmérsékleti profilja (W. Nordberg). Pontosabbá tehető a Föld éghajlati képe is. A Kozmosz-holdak mérései alapján történtek ilyen próbálkozások. Kiszámították a rövid- és hosszú hullámú sugárzási egyenleg meridionális profiljait az egyes hónapokra (Ju. V. Kurilova).

Az időjárás analízise szempontjából különösen az ún. vízgőz-ablakban végzett infravörös sugárzásmérések fontosak, melyekből a kisugárzó felszín (talajfelszín, ill. a felhőzet felső szintje) hőmérséklete számítható. A légkör hőmérsékleti rétegződésének ismeretében így a felhőzet tetéjének a magassága is megállapítható. Az infravörös tartományban mért sugárzás intenzitásában a legnagyobb kontraszt a trópusi vidékeken tapasztalható, ahol a nagy magasságokig felnyúló zivatarfelhők hideg tetéje és a meleg szárazföld vagy óceán között nagy hőmérsékleti különbség áll fenn. Ezért a szovjet meteorológusok az infravörös sugárzásméréseket előszeretettel alkalmazzák

a trópusi ciklonok és a konvergencia-zónák vizsgálatában (P. N. Belov).

5. A magaslégkör kutatását, különösen a rádiószondák és műholdak számára „hozzáférhetetlen” kb. 30—180 km közötti magasságokban, meteorológiai rakéták segítségével végzik. A rakéatechnika fejlődésének eredményeképpen ma már az egész Földre kiterjedő rakétahálózat működik. A rakétahálózat mérési programjában szerepel a légköri állapotjelzők mérésén túlmenően a légkör összetételének kutatása. Célul tűzték ki a világítóelhők, a légköri árapály jelensége, a gravitációs hullámok, a 26 havi periódus tanulmányozását (C. S. Teveles). Gazdag magaslégkörkutató programot mutatott be az Egyesült Királyság (N. Simmons). A rakétaszondázásban kialakult nemzetközi együttműködés kérését is többen érintették (B. N. Petrov, C. M. Poloszkov).

A vendéglátók a konferenciát mintaszerűen szervezték. Az üléseken kívül is gazdag programot állítottak össze. Egy alkalommal a bécsi polgármester látta vendégül a résztvevőket, másszor az osztrák kormány adott fogadást Schönbrunnban. Látogatást szerveztek a bécsi repülőterre, a műholdvevő megtekintésére Rutzenorfba, továbbá az osztrák Atomkutató Központba Seibersdorfba. Ezen felül egésznapos autóbusz kirándulást rendeztek Alsó-Ausztriába.

(Tánczer T.)

*

FELHŐFIZIKAI KONFERENCIA KANADÁBAN

Az UGGI Nemzetközi Meteorológiai és Légkörfizikai Asszociációja, valamint a Meteorológiai Világszervezet, néhány kanadai és amerikai tudományos társasággal karöltve, 1968. augusztus 26—30 között Torontóban nagyszabású nemzetközi felhőfizikai konferenciát rendezett. A szervezőbizottság elnöke Prof. R. List (University of Toronto), a svájci származású neves felhőfizikus volt. Felhőfizikai tárgyú tudományos összejeveleteket az UGGI és a WMO általában néhány éves időközönként szervez. Ennek a konferenciának a jelentősége azonban túlnőtt az eddigi hasonló jellegű szimpozionokon. Először vett ui. részt az előadássorozaton a már korábbiakban is képviselt Szovjetunió és Csehszlovákia mellett néhány további szocialista ország (Bulgária, Lengyelország és Románia) delegátusa is. Jelen ismertetést a *Bulletin of the American Meteorological Society* 49. kötetének 5. számában megjelent közlemény alapján állítottuk össze, amely az előadások összefoglalóit is tartalmazza.

A szerzők az előadásokat tíz szekcióba sorolták: (1) Aktív kondenzációs magvak, (2) Fo-

lyékony felhő-részecskék, (3) Jégmagvak és jég-nukleáció (4) Jég- és hókristályok, (5) Csapadékképződés, (6) Jégesőképződés, (7) Felhődinamika, (8) A felhők és a csapadékok elektromos jelenségei, (9) Az időjárás módosítása, és végül (10) Felhőfizikai kísérletek fizikus hallgatók számára. A felosztás a felhőfizikát alkotó főbb kutatási ágak alapján készült. Ki kell azonban emelnünk az utóljára említett program-pontot. Ennek beállításával ui. a szervezőbizottságnak az volt a célja, hogy a felhőfizika gyakorlati oktatásának kérdéseit, a felhőfizika történetében először, nemzetközi szinten vitassák meg.

A konferenciára 154 előadást jelentettek be, amelyből tíz az egyes szekciók megnyitására bevezető előadásként szolgált. Már az előadások egyszerű felsorolása is messze meghaladná e rövid ismertetés kereteit. Ezért, az előadások ismertetése helyett, a továbbiakban a konferencia figyelemre méltó tudományos szerzőségről ejtünk néhány szót.

Mind egyik szekció előadásain nemzetközileg elismert, kiváló szakemberek elnökölték. Az első előadást minden esetben egy (az elnökkel nem azonos) neves specialista tartotta, aki röviden áttekintette az illető tárgykörre vonatkozó legfontosabb eredményeket és problémákat. Az összes előadást az idő rövidsége miatt természetesen nem lehetett megtartani, mivel az egyes szekciók ülései egymás után következtek. Ezért az előadásokat, kb. ötösével, ún. *lead speaker*-eknek osztották ki, akik jól ismerték az általuk ismertetendő tanulmányok probléma körét, az előadásokban azonban személy szerint nem voltak érdekelve. Az elhangzott összefoglalók után a felmerülő kérdésekre már természetesen maguk a szerzők válaszoltak. Ehhez azt is hozzá kell tennünk, hogy az előadások teljes szövegét minden résztvevő előre megkapta és így előre áttanulmányozhatta.

Az elmondottakból is kiténik korunk nemzetközi tudományos konferenciáinak nagyproblémája: az idő rövidsége. Jelen sorok írójának nincs tudomása, hogy a változt rendszer hogyan vált be. Az azonban nyilvánvaló, hogy az ilyen jellegű konferenciáknak, az említett nehézségek ellenére, nagy jelentősége van, mivel lehetővé teszik a világ különböző részein azonos témákkal foglalkozó kutatók találkozását, illetve a problémák (sokszor programon kívüli) személyes és részletes megvitatását.

(Mészáros E.)

*

ÚRKUTATÁSI KONFERENCIA SZÓFIÁBAN

1968. augusztus 29 és szeptember 6 között a szocialista országok űrkutatási szakembereinek képviselői Szófiában megvitaták az együttműködés lehetőségeit és annak konkrét for-

máit a felsőlégkör jelenségeinek kutatásában. A Magyar Népköztársaságot *Dési Frigyes* professzor, az Űrkutatási Bizottság Meteorológiai Szakbizottságának elnöke és *Tánczer Tibor* tud. munkatárs, a Szakbizottság tagja képviselte.

A konferencián megállapodás született, hogy az együttműködés keretében a felsőlégkör állapotjelzőinek mérésére a Szovjetunióban mesterséges holdat bocsátanak fel, míg a kísérletben résztvevő többi országban egyidejűleg földi méréseket végeznek. Ezek a mérések a meteorológusok mellett a geofizikusokat és csillagászokat is érintik. A mérési programban többek között szerepel az ionoszféra vertikális szondázása, a whistlerek megfigyelése, az ionoszféra elnyelésének mérése, a hirtelen ionoszférikus háborgások észlelése, a műhold optikai megfigyelése.

A konferencia összeállította a fő kutatási témákat. Megállapította a műhold átvonulásával kapcsolatban végzett földi mérések rendjét. A magyar delegáció a potenciális lehetőségeket figyelembe véve valamennyi témában bejelentette részvételét. Az előterjesztett hazai mérési programot a konferencia jóváhagyta.

A tárgyalások mindvégig baráti légkörben folytak. A hivatalos üléseken kívül a résztvevők meglátogattak több ionoszféra állomást. Kirándulást tettek a Szófia környéki hegyekbe, a Vitosára, az egyik hegyi üdülőhelyre, Borovicza, és a régészeti emlékeiről híres városba, Plovdivba.

(Tánczer T.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ANKÉTTJA AZ AUTOMATIZÁLÁSRÓL

A Magyar Meteorológiai Társaság, a Mérés-technikai és Automatizálási Tudományos Egyesülettel közösen, ankétot rendezett 1968. október 24-én „Az automatizálás szerepe a meteorológiai észlelésben, adatfeldolgozásban és tájékoztatásban” címmel. Az ankétot *Béll Béla*, a Marcell György Aerológiai Főobszervatórium igazgatója, a fizikai tudományok doktora nyitotta meg. Bevezetőjében rámutatott, hogy a meteorológiai tájékoztatási igények, valamint a korszerű prognózisadás szorosan kapcsolódnak a légköri folyamatok feltárásának problémáihoz, s ezek megoldásához elengedhetlenül szükséges az automatizálás magas szintje.

Az elnöki megnyitó után *Orbán Miklós*, az MTA Automatizálási Kutató Intézet Számítógéptudomány vezetője tartott előadást az „Információfeldolgozás gépesítése, automatizálása és alkalmazása mérési adatok folyamatos kiértékelésére” címmel. Előadásában változta a meteorológiai információfeldolgozás menetét. Részletesen foglalkozott a légköri folyamatok leírására alkalmas matematikai apparátus

benyolultságával, és kitért a kívánt folytonos eloszlás helyett diszkrét eloszlású információ-annyaggal fellépő metodikai és technikai problémákra.

Mezősi Miklós, a meteorológiai szolgálat műszaki vezetője „*Digitális távmérés a meteorológiában*” című előadásában ismertette a meteorológia azon területeit, amelyek a digitális mérés technika a számjegyvesztés regisztrálása, a leolvasási hiba eliminálása, a nagy méréshatár és a közvetlen gépi adatfeldolgozási lehetőségek révén hatékonyan alkalmazható. Bemutatta az Intézet Műszereszerkesztő osztályán kifejlesztett digitális távmérő felépítését. Befejezésül a jövő évi tervekről szólt, amelyek szerint a szarvasi hőháztartás mérésénél üzembehelyezendő első digitális távmérőn kívül még két digitális berendezés kerül majd felállításra.

Kozák Béla, az Aerológiai Főobszervatórium főosztályvezető-helyettese, a *meteorológiai műholdak felhőképeinek vételéről* tartott előadást. A meteorológiai műholdak az automatizálás egyik legmagasabb fokát képviselve lehetővé tették az információ-gyűjtés kiterjesztését a Föld egész felületére, megszüntetve az eddigi ún. fehér foltokat. Az előadó bemutatta a műholdak képtovábbítás fejlődését a felvételek mágnesszalagos tárolásának kezdeti technikájától az automatikus képtovábbító rendszerig, majd ismertette az Aerológiai Főobszervatóriumban megépített, műholdas felhőképek vételére alkalmas vevőállomás működését. Az érdekes előadást sok felhőfelvétel bemutatása tette még színesebbé.

Varga Miklós, az Aerológiai Főobszervatórium tudományos munkatársa „*A rádiószondás mérések és feldolgozások automatizálási vonatkozásai*” című előadása vázolta a hazai rádiószondás automatizálásának jelenlegi állását. Bár a rádiószonda által sugárzott információ rögzítése nyers adatként automatikusan történik (automata regisztráló alakítja át a szonda kódjeleit decimális rendszerbe), a tényleges értékeket kalibráló görbe segítségével, manuális munkával állítják elő. Az így kapott adatokat a rádióteodolitos szélmérési adataival együtt lyukszalagra rögzítik, feldolgozásukat a továbbiakban elektronikus számítógép végzi.

Ezt követően *Micheller István*, a Központi Meteorológiai Intézet osztályvezetője tartott előadást „*Szinoptikus állomások meteorológiai észleléseinek gépi úton történő feldolgozása*” címmel. A klimatológiai adatok statisztikai feldolgozása és évkönyvi formátumra való előkészítése korábban kézierővel történt. Húsz főfoglalkozású szinoptikus állomás adatainak feldolgozását ma már elektronikus számítógép végzi. Az előadó bemutatta a számítógépes feldolgozás végtermékeit, az évkönyv összeállítására fotózás után közvetlenül alkalmas

táblázatos kimutatást és a tájékoztatás céljainak jól megfelelő új klímaívet.

Az ankét befejező előadása *Szakácsné Farkas Amília*, a Központi Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa „*Elektronikus számítógépek alkalmazása a csapadék megfigyelések ellenőrzésénél és feldolgozásánál*” című munkája volt. A csapadékatatok számítógépes ellenőrzésénél jelenleg használt matematikai modell kialakítását a csapadékmezők statisztikai szerkezetének vizsgálata, a szerkezeti és autokorrelációs függvények előállítása előzte meg. A modell a vizsgálatok tapasztalataira épül.

Az előadásorozatot több hozzászólás követte. *Szepesi Dezső* a meteorológiai tájékoztatás automatizálási lehetőségeiről szólt, hangsúlyozva az elektronikus számítógépek szerepét a szakvélemények megadásánál, a népgazdasági szervek által igényelt fejlesztési kutatások végzésénél. *Bucsy József*, Varga Miklós előadásához kapcsolódva felvetette, hogy a rádióteodolitos légkömbkövetésnél és a magaslégköri adatok kiszámításánál fellépő manuális munkát szükséges lenne elektronikus számítógéppel végezni. *Ozoraí Zoltán* hozzászólásában elmondta, hogy a repülőtéri meteorológiai gyakorlatban hasznos lenne digitális mérőműszer alkalmazása, elsősorban a nedvesség mérésénél, továbbá segítséget jelentene a felhőképek is. A rádiószondás mérések számítógépes kiértékelésével kapcsolatban felhívta a figyelmet arra a veszélyre, hogy a gép az aerológiai adatok mezejét esetleg fokozottan simítja.

Az érdekes előadásokban gazdag ankét *Béll Béla* elnöki zárszavával ért véget.

(*Orendi K.*)

*

AZ 1968. ÉVI BALATONI VIHARJELZÉSI IDÉNY

1968. szeptember 29-én befejezte munkáját a balatoni viharjelző szolgálat. A szolgálat idén is sikerrel oldotta meg feladatait. A siófoki obszervatórium szélregisztrátumai alapján május 1 és szeptember 30 között 27 vihar (9-cel kevesebb az 1958—63. évek átlagánál) vonult át a tavon: májusban 4, júniusban 5, júliusban 7, augusztusban 6, szeptemberben 5. Ezek közül mindössze 2 tartozott a különösen veszélyes, hirtelen kitörő viharok csoportjába. A legerősebb vihar június 21-én söpört végig a Balatonon 24 m/sec-os maximális széllelkéssel. Az idény elején a szélviszonyok megfeleltek az átlagosnak, a július és a szeptember annál szelesebb, míg az augusztus kevésbé szeles volt.

A szolgálat valamennyi vihar előrejelzését sikeresen hajtotta végre. A viharfigyelmeztetések értékét emeli, hogy a vihar kitörését megelőzően a sárga rakéták kilövését mindannyi-

szor piros is követte. Siófok térségében 83 esetben került sor riasztásra, 50-szer sárga és 33-szor piros rakéta formájában. Ezeknél a számoknál figyelembe kell vennünk azt a körülményt, hogy a szolgálat már az erős (11 m/sec-ot elérő) szél előrejelzését is feladatának tekinti. A riasztások beválás szerinti megoszlása a következő volt: jó 57%, felesleges 31% és 12%-nál a riasztás a már meglévő élénk, esetleg erős szélre történt, amelyet azonban további szélgyorsulás már nem követett. A felesleges riasztások viszonylag magas száma rámutat a szolgálat manapság egyik legnagyobb problémájára, a túlzott óvatosságra. Ezen a téren a műszaki fejlesztéstől (radar, automatikus szélmérő hálózat), a tudományos kutatásoktól (elsősorban a konvektív zivatarokat illetően), továbbá a folyamatos éjszakai szolgálat bevezetésétől várható javulás. A 12 óras szél-előrejelzések 68%-a volt megfelelő, 30%-a hibás egy fokozati eltéréssel (pl. élénk szél helyett csak mérsékelt) és mindössze 2%-nál fordult elő két fokozati eltérés.

Hőmérsékletileg a viharjelzési idény két szakaszra volt osztható. Az időszak első fele, július közepéig, az átlagnál melegebb (Siófokon 12 hőségnap), az időszak második fele hűvösebb volt (30° fölé már nem emelkedett a hőmérséklet). Az abszolút maximumot július 11-én mérték a Balatonon, amikor Siófokon 36,0°, Keszthelyen 37,3° volt. A tó vizének hőmérséklete is ekkor érte el a maximumot, 29,2°-kal. A 2°-os intervallumot megadó hőmérsékleti prognózisok a maximumoknak 60%-ában, a minimumoknak pedig 50%-ában a ténylegesen bekövetkezett értékeket szolgáltatták. $\pm 2^\circ$ túréssal azonban az előbbieket előrejelzése 96%-ban, az utóbbiaké 88%-ban mondható eredményesnek.

A nyár első fele rendkívüli szárazságával is kitűnt (júniusban Siófokon csupán 21 mm eső esett), amelyet azután a nyárutó kellő mértékben (augusztusban 119 mm) kárpótolt. Ennek megfelelően az utóbbi évek egyik legnaposabb júniusa (315 óra napfénytartam) és napfényben legszegényebb augusztusa (204 napsütötte óra) köszöntött a Balatonra. Május-szeptember folyamán Siófokon 33 zivataros napot figyeltek meg, különösen sokat augusztusban (12) és szeptemberben (8). A 12 órára szóló prognózisok 97 esetben tettek említést a várható zivartartevékenységről. Ilyen módon sikerült előrejelezni a zivatarok 87%-át (szám szerint 61-ből 53-at), 44 esetben nem következett be zivatar, és mindössze 8 zivatar előrejelzése maradt el. Megjegyezzük, hogy a zivatar-prognózisok több éve objektív előrejelzési séma alapján készülnek.

A műszaki fejlesztés keretében az idény folyamán közvetlen URH rádiótelefon összeköttetés létesült a szolgálat és a dunántúli szinoptikus állomások között. Így a viharjelző a jövőben ezen állomásokról bármikor

időjárási felvilágosítást kérhet, illetve az észlelők a veszélyes időjárási jelenség (zivatar, szélvihar stb.) fellépését azonnal, közvetlenül jelenteni tudják a viharjelző szolgálatnak.

(Tánczer T.)

*

HIDROMETEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS ÜLÉSSZAK THARANDTBAN

Az NDK Meteorológiai Társasága a Technikai Kamarával, a Vízügyi Szakegyesülettel, a Hidrológiai Szakbizottsággal és a Drezdai Műszaki Egyetem Erdészeti Meteorológiai és Klímatudató Intézetével közösen, 1968. szeptember 25—27 között Tharandtban, a hidrometeorológia tárgyában érdekelt szinte valamennyi belföldi — több mint száz — szakember részvételével tudományos ülésszakot rendezett. Két és fél napon át, öt szakülés keretében öt témából negyven előadás hangzott el.

A *hidrometeorológia helye a földtudományok rendszerében* c. első témában átfogó, áttekintő előadások hangzottak el a hidrometeorológia fogalmáról, feladatokról, jelentőségéről, valamint e tudományág NDK-beli hagyományairól, fejlődéséről és perspektíváiról.

A következő három szakülés a hidrometeorológiai kutatásokban legfontosabb három tényező, a csapadék, a párolgás és a talajnedvesség problematikájával foglalkozott.

A *csapadékkal* foglalkozó szakülésen a csapadékmérés hibái és javításuk lehetősége, a területi átlag számítása konvektív csapadékok esetében, a nagy mennyiségű napi csapadékok eloszlása, a zúzmaralerakódás intenzitása és gyakorisága, a hótakaró olvadási folyamatának vizsgálata, továbbá a hótakaró szél okozta lerakódásának és sűrűsödésének problémái kerültek előadásra és széleskörű megvitatásra.

A *párolgás* témában a területi párolgás rutinszerű módszerrel történő meghatározásáról, a párolgásnak egy új evaporigráffal történő regisztrálásáról, a talajadakkal mért párolgás és az erre vonatkoztatott párolgászámítások első eredményeiről, a Spremberg és Pöhl völgyzárógátáknál folyó párolgásmérésnek eddigi eredményeiről, a klimatológiai adatokból meghatározott effektív párolgásról, valamint a közepes évi összpárolgás NDK-beli területi eloszlásáról hangzottak el érdekes előadások.

A *talajnedvességgel* foglalkozó szakülésen a következők kerültek megvitatásra: a talajvíz mint a vízkörzés része, az evapotranspiráció és a talajnedvesség meghatározása különböző típusú nagy liziméterekkel, a különböző módon mért talajnedvességek összehasonlító vizsgálata, a tényleges víztartalom és a gravitációs lefolyás a talajban.

A befejező, 5. ülésszakon, a *vízkörzés és vízháztartás* c. témában került sor az NDK külön-

böző, hidrológiai szempontból reprezentatív vízgvíjtő területein folyó vízháztartás vizsgálatok módszerének és eredményeinek ismertetésére, az ezen vizsgálatokat megelőző geológiai és talajtani előtanulmányok bemutatására, az erdők vízháztartására irányuló kutatások és a csapadékméző hidrometeorológiai interpretációja útján előállított lefolyási térkép ismertetésére.

Rövid kirándulás alkalmával a résztvevők a *Wildacker* hidrometeorológiai kísérleti állomást nézték meg a tharandti erdőben.

Az üléssorozaton Magyarországról e sorok írója vett részt, akinek — mivel hidrometeorológiai tárgyú KGST tanulmányút keretében szeptember 14—28-ig az NDK-ban tartózkodott — az ülésszakon elhangzottak szerencsés módon, mintegy összefoglalásul, teljes képet nyújtottak az NDK-ban folyó jól szervezett, sokoldalú hidrometeorológiai kutatásokról.

(*Szepesiné Lőrincz A.*)

*

AZ ESRO MESTERSÉGES HOLDJAI

Az 1964 márciusában létrehozott *European Space Research Organisation* (ESRO), a nyugat-európai országok űrkutatási szervezete aktivitását három fő irányvonalban határozták meg: (a) az operatív program megtervezése, (b) a rakéta-szondák és műholdak hasznos terhelésének (műszereinek) kifejlesztésével, konstrukciójával és kipróbálásával kapcsolatos gyakorlati munka lebonyolítása, és (c) a kilövési és kilövés utáni tevékenység végrehajtása. Az egyes munkaterületek irányítását a *programozási és tervezési direktorátus*, az *európai űrkutatási és technológiai központ* (ESTEC), ill. az *európai űr-operációs központ* (ESOC) végzi. A világűr tanulmányozásával összefüggő laboratóriumi kísérletek és alapkutatások (elsősorban a plazma-fizikára alapozva) az *európai űrkutatási intézetben* (ESRIN) folynak.

A rakéta-szondázási program keretében 1964—1966 között különböző olasz, svéd és görög kilövőhelyeken összesen 34 kísérletet hajtottak végre. 1966 novemberében az észak-svédországi Kiruna közelében elkészült az ESRO saját kilövő bázisa, ahonnan eddig mintegy 65 (főleg francia *Centaure* és angol *Skylark* típusú) rakétát lőttek föl.

A szervezet első műholdját közös ESRO/NA-SA program keretében 1968. május 17-én a californiai kísérleti telepről indították el. Az ESRO II jelzést viselő (eredetileg IRIS néven regisztrált) 70 kg súlyú, pörgés-stabilizált műhold 98°-os retrográd, elliptikus pályára került (perigeuma 325 km, apogeuma 1100 km, keringési ideje kb. 100 perc). A műhold a Nap korpuszkuláris és röntgen-sugárzását, a koz-

mikus sugarak fluxusát és energiáját, valamint a sugárzási övek részecskéit méri. A megfigyelési adatok folytonos kisugárzásra kerülnek, de egyben mágnesszalagon is rögzítődnek, hogy a közvetlen vételre nem kerülő információ ne vesszen kárba.

Az ESRO-I, a szervezet második tudományos műholdja, szintén amerikai együttműködéssel került pályára a californiai Vandenberg légitámaszpontonról, 1968. október 4-én. A 80 kg súlyú, ugyancsak elliptikus poláris pályára juttatott hold stabilizációját a holdtengely mentén rögzített rúd-mágnes biztosítja. A műhold segítségével elsősorban a sarki fényjelenségek természetét és az ionoszféra összetételét kívánják tanulmányozni.

A floridai Cape Kennedy támaszponton a tervek szerint még ez év folyamán fellövik az ESTEC által tervezett HEOS-A (Highly Eccentric Orbit Satellite) műholdat, amely — mint a neve mutatja — szélsőségesen elnyúlt pályára kerül: perigeuma 500 km, apogeuma pedig 250 000 km (kb. 40 Föld-sugár) lesz. Feladatát a magnetoszféra és az interplanetáris tér mágneses és korpuszkuláris környezetének mérését tűzték ki.

Az európai tervezésű hordozórakéták kifejlesztésére irányuló különböző nemzeti programok összehangolására már 1962-ben létrehoztak egy kormányközi szervet. A *European Launcher Development Organisation* (ELDO) programjában olyan hordozórakéta megtervezése és építése szerepel, amely 1200 kg terhet hivatott alacsony pályára, vagy 170 kg terhet képes geostacionér pályára (36 ezer km magasságba) juttatni. Ez a kapacitás messze meghaladja bármely más európai hordozórakéta teljesítőképességét; az ELDO-rakéta megépítését 1971-re tervezik.

(*Götz G.*)

*

SUGÁRZÁSI ÜLÉSSOROZAT BERGENBEN

A Meteorológiai Világszervezet VI. Régiójának Sugárzási Munkacsoportja 1968. augusztus 19 és 21 között ülést tartott a norvégiai Bergenben. A Műszerek és Megfigyelési Módszerek Bizottsága (CI MO) két külön sugárzási munkacsoportjának tanácskozásain hozott határozatokhoz csatlakozva megállapodott abban, hogy továbbra is legfőbb regionális feladatának tekinti az európai meteorológiai szolgálatok skálahordozó műszereinek öt évenkénti nemzetközi összehasonlítását, továbbá az abszolút műszerek tökéletesítésének, valamint a módszerek egységesítésének a kérdéseit.

Ezeket az üléseket követően a WMO és a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió (IUGG) augusztus 22. és 28. között Bergenben sugárzási szimpoziumt rendezett. 26 állam közel 200 kiküldöttje előtt nagyszámú előadás

számolt be az általános légkörfizikai sugárzási problémák és a Föld mesterséges holdjaival kapcsolatos geofizikai sugárzási kutatások elméleti, műszerteknikai, spektroszkópiái és sugárzáséghajlati eredményeiről.

(Takács L.)

*

A METEOROLÓGIAI MEGFIGYELÉSEK ÚJ ESZKÖZE: A MESTERSÉGES HOLD

Tánczer Tibor, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. munkatársa a MTESZ Központi Asztromutatói Szakosztálya 1968. október 28-i ülésén a műholdak meteorológiai alkalmazásáról tartott előadást. A bevezetőben vázolta az információszerzés szükségességét a légköri folyamatok megismerésében és az időjárás numerikus modellekre épülő objektív előrejelzésében. A háromdimenziós légkör teljes terjedelmére a szükséges adatok megszerzése hatalmas áldozatokat kíván, s ebben a munkában kitüntetett szerepet kapnak a meteorológiai műholdak, amelyek először biztosítottak globális megfigyelést a Föld felhőzetéről és sugárzási viszonyairól.

A TIROS, ESSA, Nimbus és Kosmosz-holdak berendezéseinek rövid áttekintése után az előadó a televíziós felhőképek meteorológiai értelmezését ismertette. Képekkel illusztrálta a frontok, ciklonok és futóáramlások felhőrendszereit, az óceánok fölött kialakuló konvekciós cellákat, a hegynyulatok mögött képződő hullámfelhőket és a felveteleken megjelenő érdekes felszíni formákat. Beszélt a képek földrajzi azonosításának kérdéséről, majd a műholdakkal végzett sugárzásmérésekről és éjszakai infravörös felhőfelvételekről.

A magyar meteorológiai szolgálat mind az operatív, mind a kutató munkában széles körben felhasználja a műholdak által biztosított információkat. Az APT-vevővel nyert felvételekből naponta készített képmozaiakok a szinoptikus térképanalízis nélkülözhetetlen segédletét képezik; a kutatás elsősorban a felhőzeti mező számszerű interpretálására, a konvekciós cellák leírására, valamint a földközi-tengeri ciklonok és frontok elemzésére irányul.

Befejezésül az előadó a jövőbe pillantva az ATS-holdak szerepéről és a különböző műholdas távközlési kísérletekről ejtett néhány szót; a tervek megvalósulása nyomán az elkövetkező évtized közepére gyakorlatilag megoldódik a részletes és gyors információszerzés oly régóta kísértő problémája.

Az előadást élénk vita követte. Ennek során Almár Iván felvetette azt a kérdést, vajon a rohamosan bővülő információs anyag a légköri folyamatok elméleti értelmezését is elősegíti-e, vagy a sok adat esetleg egymásnak ellentmondó tényeket is alátámaszt? Érdi Krausz György a ciklonok energetikájával, a

jet-áramlás előrejelzésével és a televízió képek torzulásával kapcsolatban említett meg néhány szempontot, Ferenczi Csaba pedig az ATS-III hold időben kissé ingadozó pozíciójának előrejelzésére alkalmas diagramokat ajánlotta fel a meteorológiai szolgálat műholdképvető részlegének. Az ülés Fonó Albert akadémikus zárásával ért véget.

(Götz G.)

*

MAGYAR KÜLDÖTTSÉG LÁTOGATÁSA A SZOVJETUNIÓBAN A JÉGESŐ ELLENI VÉDEKEZÉS TANULMÁNYOZÁSÁRA

Ismeretes, hogy az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság a jégeső elleni védekezés hazai bevezetésének lehetőségeit albizottság keretében tanulmányozza. A vizsgálat egyik mozzanata az albizottság négy, különböző szakterületet képviselő tagjának kéthetes szovjetunióbeli látogatása volt. Ennek keretében Bálint György, a Kertészet és Szőlészet felelős szerkesztője, Csaplak Andor ezredes, Czako Flórián, az Állami Biztosító osztályvezetője és Wirth Endre, az OMI tud. munkatársa 1968. szeptember 20. és október 3. között megtekintették Grúziában, az Alazáni-völgyben és az észak-kaukázusi körzet krasznodári területén folyó jégelhárítás munkáját. Az Alazáni-völgyben mintegy 450 000 hektárnyi területet védenek, itt a beavatkozások sikere 70—80%-os. A krasznodári területen kb. 500 000 hektár védelmét biztosító expedíció pedig 80—85%-os eredményt képes felmutatni.

A technikai és azezt megalapozó tudományos munkát Grúziában a Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetének osztályvezetője, A. I. Karcivadze, az észak-kaukázusi körzetben pedig G. K. Szulakvelidze, a nalcsiki Magashegyi Geofizikai Intézet igazgatója irányítja. Hipotéziseik mind a jégeső keletkezését, mind a beavatkozások végrehajtásának eszközeit illetően némileg eltérők — az utóbbról itt csupán annyit említünk, hogy a kristályosító anyag bejuttatását a felhőbe az egyik helyen rakétákkal, a másikon légvédelmi ágyúk segítségével végzik. Mindkét módszer megegyezik azonban abban a kérdésben, hogy a feljuttató eszköz irányítását kizárólag meteorológiai radar alkalmazásával lehet megoldani. A különböző módszerekkel végrehajtott becslések és gazdaságossági számítások ma még nem képesek dönteni a két eljárás hatékonyságát illetően. Általánosságban kimutatható azonban, hogy a védekezés költségei a beavatkozás előtti évek jégkárainak mindössze 10%-át teszik ki.

A küldöttség meglátogatott több kolhozt, szovhozt, továbbá közigazgatási szerveket,

amelyek aláhúzták az elhárítás sikerét és hangoztatták, hogy támogatni kívánják annak további kiszélesítését.

A Hidrometeorológiai Szolgálat megszervezte a küldöttségnek a *Vnyestehnikanika* külkereskedelmi vállalattal, a szovjet állami biztosítóval és a Szolgálat igazgatójával való találkozását. *E. K. Fjodorov* akadémikus felajánlotta segítségét a módszer magyarországi bevezetésében, amelynek során véleménye szerint két megoldás jöhet számításba: 1. Komplet expedíciós felszerelés vásárlása (Bulgáriához hasonlóan); 2. A Magyarországon rendelkezésre álló berendezések átalakítása szovjet szakemberek segítségével, továbbá egyes eszközök (pl. rakéták) megvásárlása, ill. hazai előállítás.

A látogatás eredményeit értékelve megállapítható, hogy a küldöttség minden részletkérdésre kimerítő választ kapott. Ezek alapján képes olyan átfogó tanulmány elkészítésére, amelynek segítségével eldönthető az az alapvető kérdés, hogy legyen-e Magyarországon jégeső elleni védekezés, vagy sem. Reméljük, hogy a döntésben a gazdasági kihatások mellett a meteorológiai érdekek is jelentősen közreműködnek.

(Wirth E.)

*

AZ EGYESÜLT ÁLLAMOK ELŐREJELZŐ HÁLÓZATÁNAK ÁTSZERVEZÉSE

George P. Cressman, a Weather Bureau igazgatója bejelentette, hogy a következő évek során átszervezik az Egyesült Államok területére időjárási előrejelzéseket készítő szolgálatok hálózatát. Szavait idézve, a cél „a lehető legjobb eredmények elérése a lehetséges minimális személyi és anyagi ráfordítással”. A jelenleg működő 24 körzeti előrejelző központ számát öt éven belül ötvenre emelik, ezek a *Weather Forecast Office* (WFO — időjárás előrejelző szolgálat) elnevezést kapják. A körzetükre szóló prognózisok kidolgozásához szükséges adatokat mindegyik szolgálat közvetlenül a három regionális időjárás központtól: a nemzeti meteorológiai központtól, a nemzeti hurrikán központtól és a nemzeti konvektív vihar-előrejelző központtól szerzi be. A veszélyjelentések koordinálását, a nagyobb távolságú légijáratok eligazítását és a prognózisértékelés munkáját a regionális időjárás központok veszik át.

A Weather Bureau már meglévő további hivatalait a jövőben *Weather Service Office*-nak (WSO — időjárás eligazító szolgálat) fogják nevezni. A mintegy 200 WSO meteorológiai megfigyeléseket végez, adaptálja a WFO előrejelzéseit saját körzetére és eljuttatja azokat a felhasználóknak. Néhány WSO kulcsszerepet kap a speciális agrometeorológiai és tűzveszélyes időjárás előrejelzési prog-

ramokban, a nagyobb városok eligazító szolgálatainál pedig külön meteorológusokat alkalmaznak majd különböző szolgáltatási munkák végrehajtására.

Az átszervezés megvalósítása után a jelenlegi 30-cal szemben az Egyesült Államok több mint 50 pontján működik majd 24 órás szakmeteorológusi szolgálat. Az elképzelések szerint a prognózisok és veszélyjelentések minőségének és aktualitásának javulásán kívül az új rendszerben lényegesen megnövekszik a meteorológusok előmeneteli lehetősége is.

(Götz G.)

*

DINAMIKUS METEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT NORVÉGIÁBAN

A Kulturális Kapcsolatok Intézetének szervezésében *Tiltkos Ervin*, az Országos Meteorológiai Intézet tud. osztályvezetője 1968. augusztus 16—30 között tanulmányúton járt Norvégiában. Megismerkedett az oslói meteorológiai intézetben folyó matematikai előrejelzések elméleti alapjaival és gyakorlatával. Megtekintette a gépi számolórészleget, ahol naponta kétszer készítik el a főszintek topográfiai objektív analízisét, továbbá az 1000, 700, 500 és 300 mb-os AT, valamint a 300/700 mb-os RT térképek numerikus előrejelzését. Ez a munka azonban nem annyira az operatív tevékenységet, mint inkább a kutatást szolgálja — a matematikai modelleken alapuló prognózisoknak még nem sikerült a gyakorlatban az őket megillető helyet elfoglalniuk.

A szakmai eszmecsere során elsősorban a topográfia térképek matematikai analízisének módszerei, továbbá az előrejelzési eljárás folyamán fellépő káros, „zajok” kiszűrésének lehetőségei kerültek szóba. A Magyarországon végrehajtott numerikus előrejelzési kísérletekről tartott beszámolóban az oslói szakemberek érdeklődését különösen az orográfia hatására, az aktív frontokra és a ciklogenezisre vonatkozó eredmények keltették föl.

A tanulmányút programjában szerepelt az oslói egyetem meteorológiai tanszékének és az oslói geofizikai intézetnek a meglátogatása is, továbbá lehetőség nyílt a Bergenben rendezett sugárzási szimpoziumon való részvételre. Itt a tanulmányút témájába tartozó előadások is elhangzottak: a műholdak a sugárzás mérése és spektrális fölbontása révén milyen információkat szolgáltatnak, és azok hogyan hasznosíthatók a matematikai analízisben és előrejelzésben.

A norvégiai látogatás igen értékes tapasztalatokat nyújtott a folyamatban levő hazai számítógépes kísérletek kiszélesítéséhez, azoknak az előrejelző szolgálatba történő — már a közeljövőre tervezett — bevezetéséhez.

(Götz G.)

A MAGYAR RÁDIÓ ADÁSAINAK VÉTELI LEHETŐSÉGE AZ ANTARKTISZON

1968. október 3-án *Saikó János*, az Ionoszféra osztály tud. munkatársa előadást tartott a Magyar Meteorológiai Társaságban „A Szülőföldem magyar rádióadó vételi lehetősége az Antarktiszon” címmel. A feldolgozás alapján *Barát József* igazgatóhelyettesnek, a XI. szovjet antarktisi expedíció magyar résztvevőjének feljegyzései szolgáltak. 1966 május-december folyamán rendszeresen figyelte a Szülőföldem adásait, és a vételt kiváló, jó, közepes, valamint gyenge minősítéssel látta el. A rendelkezésre álló 317 esetből közepesnél jobb átlagot kapott. Hazatérve a megfigyelési eredményeket közölte *Saikó Jánossal*, aki azok alapján igen érdekes és figyelemreméltó rádióhullámterjedési vizsgálatokat végzett. A számításokban felhasználta erre az időszakra az ionoszféra állapotára vonatkozó megfigyeléseket, ill. értékelte az ionoszféra előrejelzéseket. Megállapította, hogy az előrejelzések a ténylegesnél rendszerint rosszabb hullámterjedési eredményt adtak. Ebben a körülményben a vártnál alacsonyabb napaktivitás játszhatott közre. Kiderült az is, hogy a poláris sapka az adásokat lényegesen nem befolyásolja. A számítások szerint a rádióhullámok a Mirnij-állomásig 25 400 km utat tettek meg, és az F_2 réteg magasságát 320 km-nek feltételezve 11-szeres hullámugrással, közel 10° -os beesési szög mellett érkeztek meg. A vétel a május-október időszakban általában jó volt, míg november-december folyamán gyengébbnek bizonyult. Ezt valószínűleg az F_2 réteg inhomogenitása, ill. a D réteg fokozott elnyelése okozta.

Az előadás végén *Barát József* bemutatta magnetofon-szalagról a Szülőföldem adásának egyik antarktisi vételét. *Flórián Endre* több értékes kiegészítést tett, majd az elnöklő *Béll Béla* méltatta az előadást, amely nemcsak a meteorológusok, hanem a hírközlés szakemberei számára is igen tanulságos lehet.

(Tánczer T.)

*

KÜLÖNBÖZŐ KÖTÖTTSGŰ TALAJOK NEDVESSÉGVISZONYAI

címmel tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztálya 1968. szeptember 12-i ülésén *Varga-Hasznits Zoltán*, az OMI mezőgazdasági tájékoztató csoportjának vezetője. A talaj hidrofizikai jellemzőinek (hervadási pont, vízkapacitás stb.) meghatározására — talajnedvesség-mérési adatok birtokában — új, statisztikai módszert ismertetett, s a segítségével számított értékeket összevetette más eljárások útján kapott adatokkal. Magyarország három fő talajtípusára (a vályog-, agyag- és homoktalajokra), Karcag, Szarvas és Kecskemét több mint tíz évi adatsora alapján, meghatározta a talajnedvesség átlagos évi menetét, amely — a csapadék és a tényleges párolgás évi járásával összevetve — sok érdekes következtetésre nyújt lehetőséget.

A számos, eddig még kellőképpen ki nem fejtett törvényszerűséget bemutató, ill. hazánkban még nem érintett területet felölelő előadást követően *Kozák Imre* adjunktus, az ülés elnöke, továbbá *Pletser János* és *Dunay Sándor* tud. munkatársak tettek föl kérdéseket és fűztek gondolatokat a hallottakhoz.

(Dunay S.)

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató

68 3581

100 éves az Athenacum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
VÁNDORGYŰLÉSEINEK ANYAGÁT

tartalmazó kötetek korlátozott példányszámban még
kaphatók:

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

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

CONTENTS—INHALT—SOMMAIRE—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Tánczer, T.</i> : Differences between Cloud Coverages Observed from Ground Stations and Satellites (English Text)	321
<i>Berkes, Z.</i> : Jährliche Veränderung der atlantisch-europäischen Luftdruckverteilung (Deutscher Text)	330
<i>Krawjalis, M. W. (Warszawa)</i> : Effective Radiation over the Territory of Poland (English Text)	341
<i>Titkos, E.</i> : On the Forecasting of Vertical Motions (Russian Text)	346
<i>Weickmann, H. K. (Boulder, Col.)</i> : The Program on Weather Modification of the Environmental Science Services Administration (ESSA) — (English Text)	349
<i>Major, G.</i> : Distribution of Sensitivity on the Sensor of Pyrheliometers (English Text)	351
<i>Orbán, L.—Pap, G. (Cluj)</i> : An Attempt to Forecasting Annual Precipitation Amounts by Using Harmonic Analysis	363
<i>Ozorai, Z.</i> : Meteorological Briefing for SST	369
 <i>Literature</i>	
<i>Faust, H.</i> : Der Aufbau der Erdatmosphäre (<i>Dési, F.</i>)	373
<i>Гандин, Л. С.—Дубов, А. С.</i> : Численные методы краткосрочного прогноза погоды (<i>Ambrózy, P.</i>)	373
<i>Chronicle</i>	374