

Merrich Jvow

# IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

90. ÉVF. ★ 4. SZÁM ★ 1986. JÚLIUS—AUGUSZTUS

## TARTALOM

<i>Pretel, J.—Zelený, J. —Smolen, F.: Sugárzás és turbulenciamérések Kopistyben (angol nyelven) .....</i>	<i>193</i>
<i>Koflanovits-Adámy Erika—Szentimrey Tamás: A csapadékmennyiség változása századunk folyamán a Kárpátok térségében (angol nyelven) .....</i>	<i>206</i>
<i>Reuter, H.: A szinoptika jelentősége a modern meteorológiában .....</i>	<i>217</i>
<i>Hunkár Márta: Napsugárzásmérleg és fényhasznosulás kukoricaállományban .....</i>	<i>221</i>
<i>Gyenes Lajos: Jetek felismerése műholdképeken .....</i>	<i>228</i>
<i>Matyasovszky István: Meteorológiai idősorok modellezése ARMA-folyamatok segítségével .....</i>	<i>240</i>
<i>Irodalom .....</i>	<i>251</i>
<i>Krónika .....</i>	<i>254</i>

## CONTENTS

<i>Pretel, J.—Zelený, J. —Smolen, F.: The Kopisty radiationturbulent experiment (in English) .....</i>	<i>193</i>
<i>Koflanovits-Adámy, E.—Szentimrey, T.: The variations of the precipitation amounts in the Carpathian Basin during the present century (in English) .....</i>	<i>206</i>
<i>Reuter, H.: The importance of synoptic in the modern meteorology .....</i>	<i>217</i>
<i>Hunkár, M.: Solar radiation balance and efficiency in a maize stand .....</i>	<i>221</i>
<i>Gyenes, L.: Recognition of jets on satellite images .....</i>	<i>228</i>
<i>Matyasovszky, I.: Modeling of meteorological time series by ARMA processes .....</i>	<i>240</i>
<i>Literature .....</i>	<i>251</i>
<i>Chronicle .....</i>	<i>254</i>

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 90. ★ NO. 4. ★ JULY—AUGUST 1986. ★ BUDAPEST

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata  
Journal of the Hungarian Meteorological Service

## SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	MILOSHEV, G. (Sofia)
ANTAL E. (Budapest)	PRÁGER T. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
BÖHME, W. (Potsdam)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
FISHER, B. (Leatherhead)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	SPÁNKUCH, D. (Potsdam)
GÖTZ G. (Budapest)	STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsaw)	TAYLOR, F. W. (Oxford)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	TÁNCZER T. (Budapest)
KAPOVITS A. (Budapest)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KONDRATYEV, K.YA. (Leningrad)	VITEK, V. (Praha)
MAJOR GY. (Budapest)	WHELPPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MESINGER, F. (Beograd)	WIRTH E. (Pécs)

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Előfizetés: 1 évre 300 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán  
Budapest, 1024 Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként.

Egyes szám ára 50 Ft

---

Editorial Office: H-1525 Budapest P. O. B. 38. This journal, published bimonthly can be purchased  
from the distributor: KULTURA, H-1389 Budapest P. O. B. 149

The actual subscription rate is determined by the distributor

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 4. szám, 1986. július–augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 90. No 4. July–August 1986 Budapest*

## The Kopisty radiation-turbulent experiment

PRETEL, J. and ZELÉNY, J., *Institute of Physics of the Atmosphere of the Czech. Acad. of Sci., 141 31 Prague, Boční 11/1401, Czechoslovakia*, SMOLEN, F., *Geophysical Institute of the Slovak Acad. of Sci., 842 28 Bratislava, Dúbravská cesta, Czechoslovakia*

*Sugárzás és turbulenciameérések Kopistyben.* A szerzők 1984. július 2 és 13 között a Kopisty-ben levő Meteorológiai Observatóriumban mérték a sugárzási és turbulens áramot. Egyidejűleg Csehország északnyugati területére meghatározták az energiamérleg értékét. Ennek alapján megvizsgálták a bonyolult terepviszonyoknak és az emberi tevékenységnek a légkör talajközeli energiakicserélődésére gyakorolt hatását.

✱

*The Kopisty radiation-turbulent experiment.* Radiant and turbulent fluxes were measured at the Kopisty Atmospheric Observatory from July 2nd to July 13th, 1984. Synchronous measurements of the energy balances of a rural area in the north-west part of Bohemia are used to investigate the impact of complex terrain and anthropogenic influence on energy exchange in the surface layer of the atmosphere.

✱

Within the frame of cooperation between the Institute of the Physics of the Atmosphere of the Czechoslovak Academy of Sciences and the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Science, the joint „Radiation Turbulence Experiment” (RTE) ran from July 2 through July 13, 1984 at the Kopisty Atmospheric Observatory (KAO), part of the Institute of the Physics of the Atmosphere. This observatory is located in the center of a most polluted area in the north-west part of Bohemia (13°38'E, 50°33' N) in a complicated, non-homogeneous and undulated terrain. The topographical and geomorphological details near the KAO are described in *Pretel and Zelený* (1985) and *Zelený* (1985) inclusive of a description of the 80 m meteorological tower in the KAO.

The RTE is aimed at extending the knowledge on radiant and thermal energy transfer and its connections with turbulence processes in the surface layer of the atmosphere in a considerably polluted environment over a complex terrain.

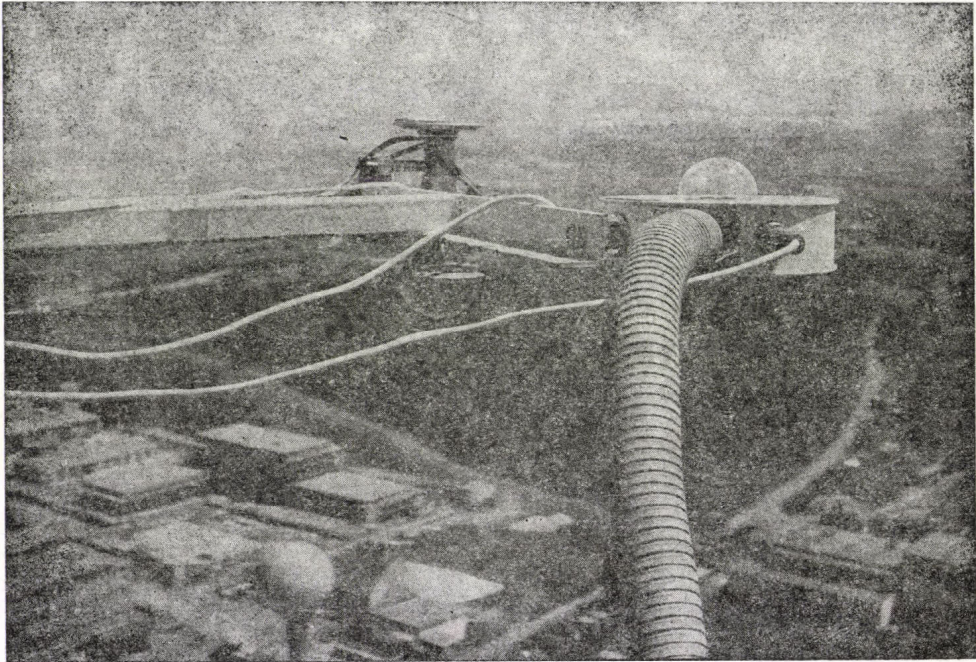
Measurements of three components of the wind, of air temperature and its fluctuations and radiant fluxes at various levels on the tower were underlying the examination of these processes.

### 1. Radiant flux measurements

Radiant flux measurement was made at two levels of the surface layer of the atmosphere. The lower level was in agreement with generally accepted standards for actinometric measurements. Devices were installed at a height of 1.5 m above the active surface. The second level, 80 m above the active

surface, was given by the height of the meteorological tower. At both the levels chosen, radiant flux measurements were made with the same devices and by the same method. Out of short-wave radiant fluxes, the downward ( $K_{\downarrow}$ ) and the upward solar radiations ( $K_{\uparrow}$ ) were measured. In addition to net radiation ( $Q^*$ ), the corresponding long-wave fluxes ( $L_{\downarrow}$ ,  $L_{\uparrow}$ ) and the net long-wave radiation were examined ( $L^*$ ).

To measure the downward and the upward radiation, use was made of



*Fig. 1: General view of radiation devices placement*

the universal pyranometer M-80. To measure net radiation and long-wave radiant fluxes use was made of Schulze's pyrradiometer (*Fig. 1*).

Measurements of all radiant fluxes were made in the way so as to find with the aid of the underlying results some laws between the turbulence and radiant fluxes in the surface layer of the atmosphere in the articulated and considerably polluted environment and, at the same time, to make it feasible by the radiant flux measurements at two different atmospheric levels to keep track of the effect of the polluted environment upon the irradiation both in the short-wave and long-wave spectrum domains.

## *2. Turbulent measurements*

The main instrumentation for turbulent measurements during the RTE consisted of wind velocity and air temperature fluctuation sensors at 10 m and 80 m height (Gill 3-component anemometer type W-173-A3 (*Fig. 2*) and height sensitive resistance thermometer of platinum wire of 20  $\mu\text{m}$  diameter and 100 ohm resistance) combined with sensors for mean wind

velocity and air temperature profiles at 2 m (only temperature), 10, 20, 40, 60 and 80 m height (cup anemometers type W-103 B and 100 ohm platinum resistance thermometer). The data were monitored continuously (Nyquist frequency  $f_N = 0.125$  Hz) by Data Acquisition System METRA MT 143.1 and recorded on a punch tape. The characteristics of turbulence from 33 runs were calculated as 30 minutes averages using ROBOTRON KRS 4200 computer.

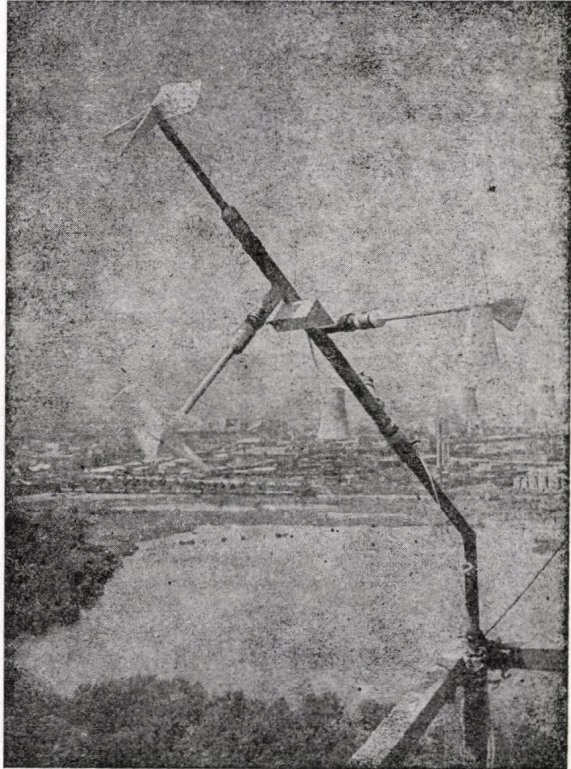


Fig. 2: General view of turbulent devices placement

### 3. Radiation measurements results

The measurement of all radiant fluxes was carried out under different atmospheric conditions. On the days between July 4-7, the degree of the sky cover by clouds amounted practically to 8/8 of the type Cu, Fc, St, Sc, Fs which made itself manifest mainly in the spatial and time variability of the individual radiant fluxes.

At the time of our measurements, the sky was completely cloudless on July 8-9, allowing us to keep excellent track of the vertical change of radiant fluxes in the polluted atmosphere made itself manifest in both short-wave and long-wave radiant fluxes.

3.1. *Short-wave radiant fluxes.* Figure 3 shows the mean hourly totals of the downward ( $K\downarrow$ ) upward ( $K\uparrow$ ) solar radiation fluxes on the cloudless days of July 8-9, 1984 at the 1.5 m and 80 m levels. It can be seen from the course of the individual curves that  $K\downarrow$  at the 80 m level is higher throughout

the day than  $K\downarrow$  at the 1.5 m level, the greatest difference of  $96 \cdot 10^{-3} \text{ MJ m}^{-2}$  falling to the share of the time interval of 14–15 h when during the RTE the vertical gradient ( $\gamma_{K\downarrow}$ ) of  $K\downarrow$  amounted to  $1.223 \cdot 10^{-1} \text{ MJ m}^{-2} / 100 \text{ m}$ . On the basis of  $\gamma_{K\downarrow}$  inference can be made as to the vertical stability of the surface layer of the atmosphere. A higher vertical stability of the surface

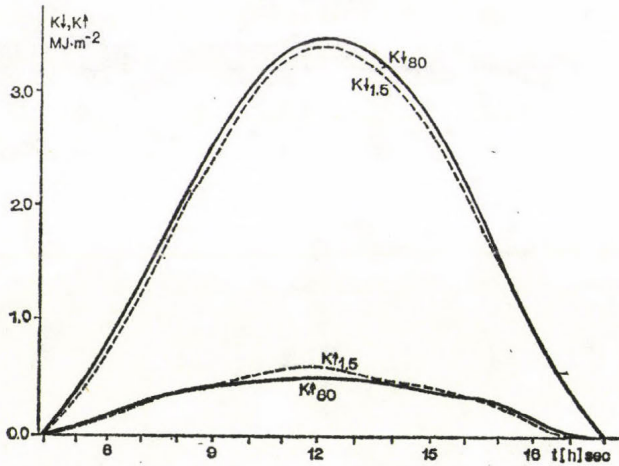


Fig. 3: Daily course of the downward ( $K\downarrow$ ) and the upward ( $K\uparrow$ ) solar radiation flux for July 8–9, 1984 at the 1.5 m and 80 m levels

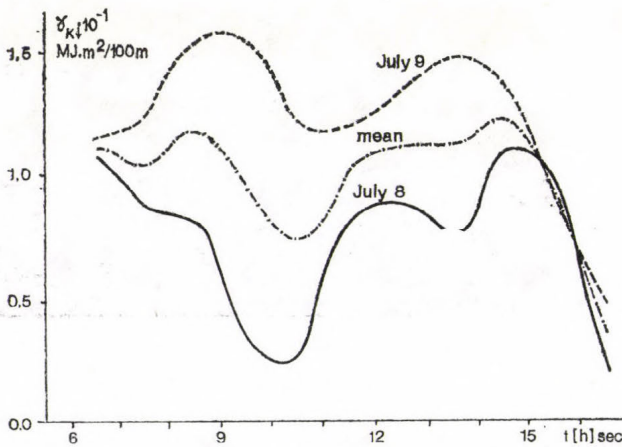


Fig. 4: Daily course of the vertical gradient  $\gamma_{K\downarrow}$  under cloudless sky during RTE on the July 8, July 9, 1984, and the mean

layer of the atmosphere (if small sun's heights above the horizon are not considered) corresponds to higher  $\gamma_{K\downarrow}$  values.

Comparing  $\gamma_{K\downarrow}$  on July 8 and 9, we can see that from the point of view of the vertical stability the cloudless days are of two different types. While on July 8, the vertical stability is relatively variable, on July 9 the surface layer acquires a more stationary status. On the basis of the daily course of  $\gamma_{K\downarrow}$  on both days, something like a double wave of impairing the stability of the atmosphere can be observed (see Fig. 4). Comparing the daily mean of  $\gamma_{K\downarrow}$  obtained during the RTE with the July daily mean in Bratislava, the  $\gamma_{K\downarrow}$  value at Kopisty is found to be 1.48 times higher in the daily mean under cloudless sky than the monthly average in Bratislava.

Results of July 6–7, when cloudiness of the Cu, Fe, St, Sc, Ac type covered 6–8/8 of the sky, show changes of  $K\downarrow$  at the 80 m and 1.5 m levels under conditions of cloudiness. The considerable variation of  $K\downarrow$  at both the levels can be seen from the cloudiness data. For that reason we cannot explicitly speak about a change of  $K\downarrow$  with height, caused by the air pollution

TABLE I

*The variation coefficient  $C_v$  for the hourly totals of downward solar radiation  $K\downarrow$  on the days of July 6–9, 1984.*

Sky status	Level	Day of measurement	$C_v$
Cloudless sky	1.5 m	July 8	0.60
		July 9	0.62
	80 m	July 8	0.60
		July 9	0.62
Sky covered with clouds	1.5 m	July 6	0.89
		July 7	0.77
	80 m	July 6	0.91
		July 7	0.75

effects. By comparing the mean daily totals of  $K\downarrow$  at both levels, it is found that on cloudy days there comes 2.5 % more  $K\downarrow$  at the 1.5 m than at the 80 m level, that is  $0.542 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$  in absolute value. As the mean variation coefficient shows, the diffusion of the hourly  $K\downarrow$  totals around the arithmetic mean is essentially higher at the occurrence of cloudiness than under a cloudless sky at both measurement levels (*Table I*).

The daily course of the upward solar radiation  $K\uparrow$  under a cloudless sky is shown in Fig. 3. That under cloudless sky  $K\downarrow$  in a considerably polluted environment declines with height, can be seen from this figure. This decline attains the highest values at noontime, when the analogical vertical gradient  $\gamma_{K\downarrow}$  amounts to  $-0.777 \cdot 10^{-1} \text{ MJ m}^{-2}/100 \text{ m}$ . In the early morning hours, approximately until 8 a. m., and in the late afternoon hours, approximately from 4 p. m., the values of  $\gamma_{K\downarrow}$  acquire a positive sign, meaning that in the mentioned time intervals  $K\uparrow$  at the 80 m level is higher than at the 1.5 m level. This phenomenon may be explained by the increased reflecting ability of the active surface at the sun's small altitudes. The decline of  $K\uparrow$  with height between 8 a. m. and 4 p. m. is due to the weakened  $K\uparrow$  in the layer between the active surface and the 80 m level. If the decline of  $K\uparrow$  in the examined surface layer under a cloudless sky at noon represents, some  $87 \cdot 10^{-3} \text{ MJ m}^{-2}$  on average in absolute value, in the same time interval the weakening of  $K\uparrow$  amounts to  $99 \cdot 10^{-3} \text{ MJ m}^{-2}$ . The daily totals of  $K\uparrow$  during cloudless and during cloudy days show that while on a cloudless sky the  $K\uparrow$  is by 31 % higher at the 1.5 m level, this difference amounts to only 28 % at the 80 m level, which means that within the examined layer 3 % fall to the share of weakening due to turbidity. A similar value of weakening caused by turbidity is also obtained if we compare the daily totals of  $K\uparrow$  in the examined layers in a cloudless sky. The indicated datum for the weakening of  $K\uparrow$  appears to apply in general for short-wave radiant fluxes. The same value of weakening is also obtained for the incoming short-wave radiation.

3.2. *Long-wave radiant fluxes and net radiation.* On the basis of the data obtained during the RTE would be interested in the time and

spatial variability of downward long-wave radiation  $L_{\downarrow}$ , the net long-wave radiation  $L^*$  and net radiation  $Q^*$ . This time and spatial variability in a cloudless sky is shown in Fig. 5. Under a cloudless sky the flux  $L_{\downarrow}$  changes relatively little during the day, both at the 1.5 m and the 80 m levels. The mean daily total of  $L_{\downarrow}$  on July 8–9, 1984 amounts to  $19.628 \text{ MJ m}^{-2}$  at the 80 m level and to  $20.140 \text{ MJ m}^{-2}$  at the 1.5 m level. We can see that in the daily mean  $L_{\downarrow}$  rises toward the soil surface. The hourly variability of  $L_{\downarrow}$  under a cloudless sky at the examined levels shows that approximately until 2 p. m., higher values of  $L_{\downarrow}$  can be observed at the 80 m level. After 2 p. m. until the evening,  $L_{\downarrow}$  at the 1.5 m level starts rising suddenly, exceeding the values at the 80 m level and thus causes a reduction

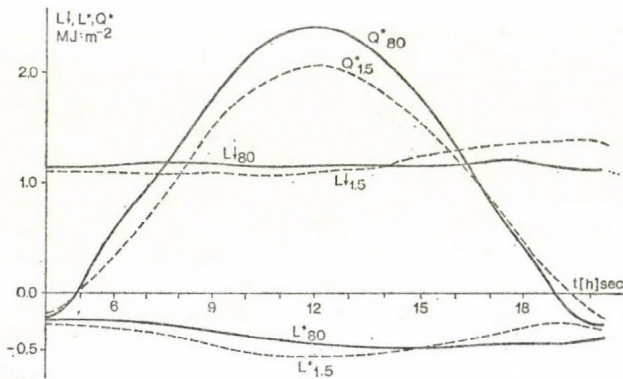


Fig. 5: Daily course of the downward long-wave radiation ( $L_{\downarrow}$ ), net long-wave radiation ( $L^*$ ) and net radiation ( $Q^*$ ) for July 8–9, 1984 at the 1.5 m and 80 m levels

of the actual radiation energy loss produced by  $L_{\uparrow}$  from the active surface. The lower values of  $L_{\downarrow}$  at the 1.5 m level until 2 p. m. can be explained by the appearance emergence of a layer with reduced permeability for long-wave radiant fluxes between the 80 m and 1.5 m levels owing to increased turbidity. From the sudden drop of the vertical gradient  $\gamma_{K_1}$ , it may be inferred that the mentioned absorption layer disintegrates quickly, allowing for its increased permeability for long-wave radiant fluxes. Due to the dynamics of the physical state of the surface layer, a certain rise of  $L_{\downarrow}$  may be observed at the 1.5 m level. The irradiation of  $L_{\downarrow}$  declines (with a slight time shift) owing to the increased  $L_{\uparrow}$ , which implies a rise of the net radiation at the 1.5 m level. The time variability of long-wave radiant fluxes as well as of the net radiation is evident from both Fig. 5 and the daily course of the differences of  $L_{\downarrow}$ ,  $L^*$  and  $Q^*$  at the 1.5 m and at the 80 m level. The numerical values of these differences are presented in Table II.

Such regularity in the change of long-wave radiant fluxes cannot be observed at the occurrence of cloudiness. In this case, the vertical stratification of turbidity and the amount of cloudiness, or the type of clouds raise, too.

The time variability of long-wave radiant fluxes at the 1.5 m and 80 m levels as an average for the cloudy days of July 6 and 7, 1984 is presented in Table III.

By the underlying comparison of the mean daily totals of long-wave radiant fluxes measured under a cloudless sky and on days with cloudiness, it may be said that:

1. While on cloudy days  $L_{\downarrow}$  is by 2 % higher at the 80 m level compared

TABLE II

Differences of long-wave radiant fluxes between the 80 m and 1.5 m levels under cloudless sky

Day	July 8			July 9			Mean			
	Quantity	$L\downarrow$	$L^*$	$Q^*$	$L\downarrow$	$L^*$	$Q^*$	$L\downarrow$	$L^*$	$Q^*$
Between 1.5 m and 80 m levels [ $10^3$ MJ $m^{-2}$ ]	4-5	63	-3	88	-151	-122	2	-4	-63	45
	5-6	52	-2	-175	-159	-121	-175	-54	-62	-186
	6-7	-4	-34	-238	-175	-154	-377	-90	-94	-307
	7-8	-107	-107	-215	-126	-137	-305	-116	-122	-260
	8-9	-131	-146	-292	-36	-65	-320	-84	-106	-286
	9-10	-136	-182	-343	-5	-75	-382	-70	-128	-363
	10-11	-125	-182	-363	-4	-142	-443	-65	-162	-405
	11-12	-68	-183	-367	-6	-144	-442	-36	-141	-405
	12-13	-15	-96	-349	-28	-102	-416	-21	-99	-382
	13-14	21	-68	-295	-11	-65	-386	4	-66	-340
	14-15	52	-41	-202	60	-9	-302	56	-26	-252
	15-16	117	21	-97	89	18	-189	103	20	-142
	16-17	142	45	9	78	34	-45	110	40	-18
	17-18	141	64	104	101	50	126	120	78	116
	18-19	231	180	25	158	168	12	195	174	19
	19-20	318	222	68	198	115	125	258	168	96
	20-21	280	113	20	211	-33	70	264	40	45

with cloudless days, the value of  $L\downarrow$  at the 1.5 m level does not practically change.

2. On the days of July 8-9, when air pollution in the surface layer was predominantly concentrated into the layer of several dozens of metres above the active surface, the 80 m thick layer of the atmosphere increased the value of  $L\downarrow$  practically by 3%. On the days of July 6-7, under increased turbulence and considerable cloudiness, the rise of  $L\downarrow$  only amounted to 1% in the mentioned layer of the atmosphere.

TABLE III

The mean daily behaviour of long-wave radiant fluxes on the 1.5 m and 80 m levels above the active surface at Kopisty for the period of July 6-7, 1984

Measured quantity	$L\downarrow$		$L^*$		$Q^*$		
	1.5	80	1.5	80	1.5	80	
Irradiation [ $10^{-3}$ MJ $m^{-2}$ ]	4-5	1198	1183	-197	-207	-164	-171
	5-6	1205	1186	-195	-204	-92	98
	6-7	1220	1204	-186	-194	108	192
	7-8	1226	1224	-172	-172	304	343
	8-9	1172	1243	-246	-168	1058	1194
	9-10	1074	1227	-366	-202	1426	1660
	10-11	1078	1201	-380	-242	1378	1600
	11-12	1138	1106	-365	-373	1704	1762
	12-13	1159	1127	-341	-382	1954	1948
	13-14	1226	1194	-284	-308	1804	1786
	14-15	1262	1164	-274	-322	1402	1312
	15-16	1246	1190	-278	-304	1151	1134
	16-17	1244	1190	-273	-306	806	808
	17-18	1230	1167	-268	-304	479	414
	18-19	1206	1154	-260	-284	142	149
	19-20	1168	1156	-260	-260	-94	-132
	20-21	1096	1110	-301	-294	-228	-268

The net long-wave radiation  $L^*$  representing the actual thermal energy loss from the active surface has the daily maximum under a cloudless sky at the 1.5 m level around noon, with the value of  $-0.560 \text{ MJ m}^{-2}$ . At the 80 m level this maximum is shifted to 3–4 p. m. with the value of  $-0.492 \text{ MJ m}^{-2}$ .

The comparison of the daily totals of  $L^*$  on July 8 and 9 demonstrates that the larger the value of  $\gamma_K$ , the larger the differences of long-wave balance between the 1.5 m and 30 m levels. The mean daily total of  $L^*$  on July 8 and 9 at the 80 m level is by 8 % higher contrary to the 1.5 m level. Expressing the mean daily total of  $L^*$  at a cloudless sky in absolute values, we find that while at the 80 m level the actual thermal energy loss between 4 a. m. – 8 p. m. represents  $-6.528 \text{ MJ m}^{-2}$ , at the 1.5 m level this value drops to  $-7.077 \text{ MJ m}^{-2}$ . The difference between  $L^*$  on days with a cloudless sky and on cloudy days allows us to estimate the effect of cloudiness on the real loss of the radiant energy from the active surface owing to its radiation. By the underlying totals of  $L^*$  between 4 a. m. – 8 p. m. it may be said that cloudiness reduces the mean thermal energy loss due to the radiation of the active surface by 31 % at the 80 m level and by 34 % at the 1.5 m level. The indicated difference bears out again that the examined 80 m layer radiates downward to the surface on average 3 % of  $L\downarrow$  at the 1.5 m level, which represents  $0.115 \text{ MJ m}^{-2}$  in absolute value.

Interesting results were obtained by the analyses of the net radiation  $Q^*$ . The  $Q^*$  under a cloudless sky is higher at the 80 m level during the major part of the day (see Fig. 5). After 2 p. m., owing to the increasing  $L\downarrow$  at the 1.5 m level,  $Q^*$  is levelled out approximately at 5 p. m. in the whole 80 m thick surface layer. In the subsequent hours until the evening  $Q^*$  is higher at the 1.5 m level. We can see the change of  $L\downarrow$  is reflected in  $Q^*$  (under the given atmospheric conditions) with a delay of approximately 3 hours. Under other meteorological conditions (especially under cloudiness) such a time shift may be inconspicuous, or it may pass off within a shorter interval of time. The daily average of  $Q^*$  in a cloudless sky at the 1.5 m level is by 15 % lower contrary to  $Q^*$  at the 80 m level. In general, cloudiness reduces  $Q^*$ , the difference in net radiation values between the mentioned levels being also levelled out at the same time. On cloudy days this difference only amounts to 5 %. On cloudy days net radiation drops at the 1.5 m level by 22 % and at the 80 m level by 30 % versus cloudless sky values. The transition from negative to positive values of  $Q^*$  falls in the morning hours approximately at 5 a. m. and in the evening hours between 7–8 p. m.

#### 4. Sensible heat flux and net radiation comparison

According to *Coantic and Sequin* (1971) there exists quite satisfactory relation between the net radiation  $Q^*$  and the sensible heat flux  $H$  ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (1)$$

where  $\rho$  is the density of air,  $c_p$  specific heat at constant pressure and  $\overline{w'T'}$  are fluctuations of the vertical component of wind speed and air temperature, respectively.

Comparing net radiation values  $Q^*$  at the 1.5 m level and sensible heat flux values  $H$  measured at the 10 m level, we obtain relation

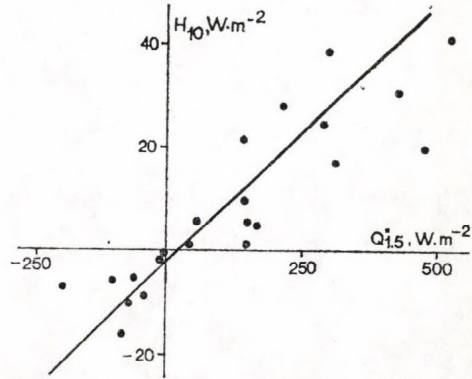
$$H_{10} = 0.10 Q^* - 2.51, \quad (2)$$

where the value of the correlation coefficient is 0.80 (see *Fig. 6*).

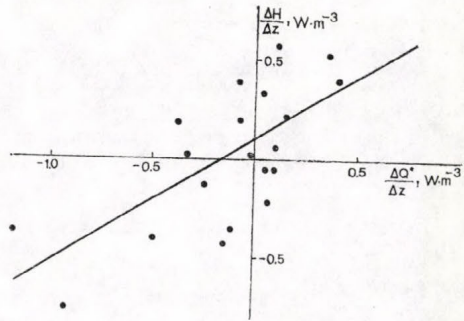
The net radiation fluxes at 80 m height are defined by

$$\Delta Q^* = Q^*_{80} - Q^*_{1.5}, \quad (3)$$

where  $Q^*_{1.5}$  and  $Q^*_{80}$  are the values of the net radiation at 1.5 m and 80 m



*Fig. 6*: Sensible heat flux ( $H$ ) as a function of net radiation ( $Q^*$ )



*Fig. 7*: Relation between the vertical gradients of sensible heat flux and net radiation

levels respectively. Comparing net radiation fluxes  $Q^*$  and the values of the sensible heat flux  $H$  at the 80 m level, we get

$$H_{80} = -0.53 \Delta Q^* + 5.21, \quad (4)$$

with a value of the correlation coefficient of 0.71. In general we can say if the influx at the top of a surface layer is greater than at the bottom, then the fluxes  $H_{80}$  are mostly negative (going downward to the ground).

In *Fig. 7*, the relations between  $\Delta H / \Delta z$  and  $\Delta Q^* / \Delta z$  in the surface layer of 70 m (for  $H$ ) and 78.5 m (for  $Q^*$ ) thickness can be seen.

For the values from the RTE we get

$$\Delta H / \Delta z = 0.62 \Delta Q^* / \Delta z + 0.10 \quad (W \cdot m^{-3}) \quad (5)$$

The correlation coefficient in this case is 0.68.

The relationship between the values of the sensible heat flux  $H$  at 80 m and the net radiation  $Q^*$  at 80 m or 1.5 m levels is not very evident (the correlation coefficient is less than 0.50).

For the vertical sensible heat flux profiles it implies in *Kucharetz et al'* (1980), *Koprov and Sokolov* (1975) and *Gavrilov and Lajchtman* (1972) that the sensible heat flux is independent of a height (i. e. it has a constant value) in the first 30–60 m and it decreases above this height. The analyses of the RTE data also indicated the evidence of an increase or decrease of the  $H$  in the first 80 m. This fact is likely to be caused by the influence of the radiant fluxes and an aerodynamically fully rough surface (or undulated terrain) inclusive of anthropogenic factors, i. e. the presence of the aerosols in the atmosphere.

### 5. Local temperature changes in the surface layer

A study of the mechanism underlying the thermal excess in the surface layer over industrial areas (or cities) restricted largely to modeling efforts with relatively little direct observations. The models are helpful in providing an insight but they require field verification not only in terms of their output but also their process underpinnings. Such work might reasonably start by investigating the main causes (increased absorption of short-wave radiation, anthropogenic heat sources and changes of sensible heat input from below and from above).

Let us consider now the vertical profile of heat flux, which has two non-zero components (in general) over a horizontally homogeneous terrain. One of these, the streamwise component, is rather a curious feature arising from the wind shear, and it is of little importance here. We are interested in the vertical heat flux, and it is appropriate at this point to broaden our discussion to include the important role played by diurnal changes. In the morning, the ground receives heat by solar radiation and warmth, setting up an upward heat flux through the lowest air layer. For homogeneous condition, the mean air temperature corresponds to *Wyngaard* (1973)

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' T')} = 0 \quad (6)$$

The heat flux profiles seem to be sensitive to a horizontal inhomogeneity and from the general equation and Eq (6) we get

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' T')} = 0 \quad (7)$$

Supposing now the horizontal advection terms  $u \cdot \partial T / \partial x$ ,  $v \cdot \partial T / \partial y$  to be less than the term or a vertical temperature change  $w \cdot \partial T / \partial z$  we have

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_\gamma + \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_H, \quad (8)$$

where  $(\partial T / \partial t)_\gamma = -w \cdot \partial T / \partial z$  is a part of the local temperature changes caused by the effect of the vertical temperature stratification and  $(\partial T / \partial t)_H = -\partial \overline{(w' T')} / \partial z$  is a part of the local temperature changes caused by the effect of vertical divergence of the heat flux.

The cooling or warming experienced by a layer of air due to the divergence of net irradiance may be calculated from the principle of energy conservation. If the net radiation  $Q^*$  is smaller at the bottom of the layer

than at the top, the difference must be used to a warming of this layer (Lajchtman, 1976). Thus

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R = \frac{1}{c_p \rho} \cdot \frac{\partial Q^*}{\partial z} \quad (9)$$

The term  $(\partial T/\partial t)_R$  is referred to as the divergence of net irradiance or it is a

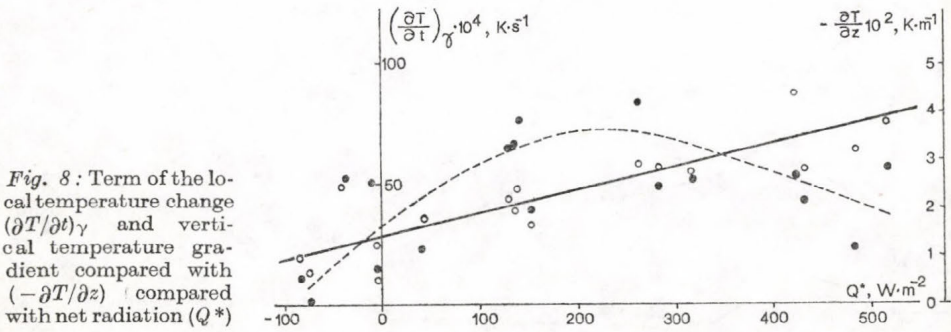


Fig. 8: Term of the local temperature change  $(\partial T/\partial t)_\gamma$  and vertical temperature gradient compared with  $(-\partial T/\partial z)$  compared with net radiation ( $Q^*$ )

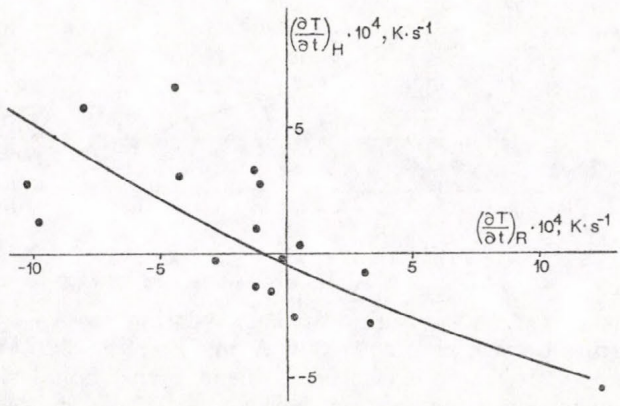


Fig. 9: Comparison of terms  $(\partial T/\partial t)_H$  and  $(\partial T/\partial t)_R$  (see Eq. 10)

next part of the local temperature changes in an atmospheric surface layer due to the effect of the downward radiation.

After inserting Eq.(9) to Eq.(8), it may be written

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_T = \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_\gamma + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_H + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R \quad (10)$$

where  $(\partial T/\partial t)_T$  is a total local temperature change in the surface layer of 80m thickness (or total warming/cooling rate).

The individual components of the total temperature changes for a series of the RTE measurements show that the greatest part of a total changes is due to the effect of the vertical temperature stratification and the influences of terms  $(\partial T/\partial t)_H$  and  $(\partial T/\partial t)_R$  are 1–2 orders less depending on the value

of the vertical velocity component  $w$  and the mean vertical temperature gradient  $-\partial T/\partial z$  of the layer.

Fig. 8 gives a comparison between the mean value of net radiation  $Q^*$  in the surface layer of 80 m thickness and term  $(\partial T/\partial t)_\gamma$  (dashed line) and value the of vertical temperature gradient  $-\partial T/\partial z$  (solid line). As opposed to continuously increasing values of  $-\partial T/\partial z$  with increasing

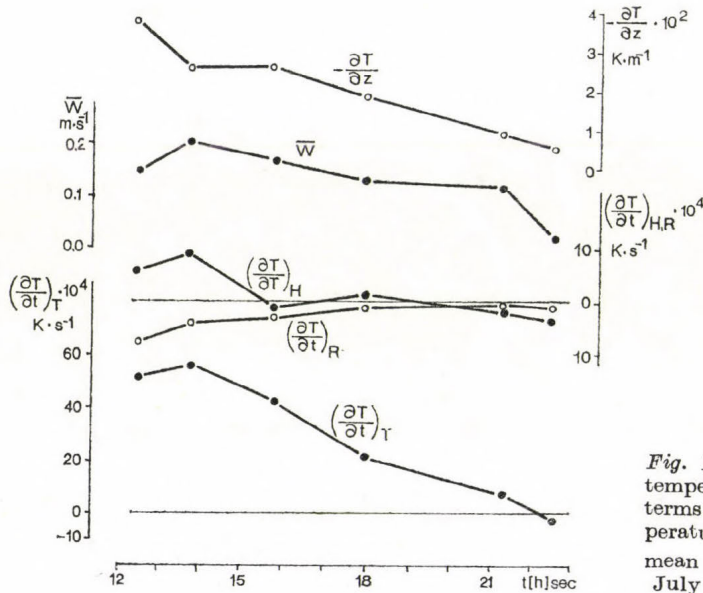


Fig. 10: Daily course of local temperature changes  $(\partial T/\partial t)_T$ , terms  $(\partial T/\partial t)_{H, R}$ , vertical temperature gradient  $(-\partial T/\partial z)$  and mean vertical velocity  $(\bar{w})$  for July 6, 1984.

values of  $Q^*$ , the warming of the layer increases very strongly only to the net radiation values of 200–300  $\text{W}/\text{m}^2$ . For  $Q^* > 300 \text{ W}/\text{m}^2$  the warming effect due to stratification is unchangeable or rather smaller. The observed decrease of the warming for greater values of  $Q^*$  is caused by the decrease of the vertical velocity component  $\bar{w}$  regardless of the relatively high values of the horizontal velocity components  $u$  and  $v$ . An explanation of that phenomenon awaits a better understanding of the inter-connections between meteorology, orography, and anthropogenic factors.

The relation between terms  $(\partial T/\partial t)_H$  and  $(\partial T/\partial t)_R$  is quasilinear (see Fig. 9). Generally it is possible to see, that a contribution of term  $(\partial T/\partial t)_H$  to the warming or cooling of the layer is counterbalanced by term  $(\partial T/\partial t)_R$ , but the agreement between these two terms is not very good. This is due to a relatively large variability of the turbulent fluxes especially in the mid-morning hourly values and from day-to-day. This matter of fact valid for industrial and urban areas was observed earlier by Oke and McCaughey (1983), Yap and Oke (1974).

In Fig. 10, an example of the composite budget of all terms in Eq. (10) for afternoontime of July 6th can be seen.

## 6. Conclusion

This pilot radiative-turbulent experiment in KAO has yielded a number of unexpected, possibly controversial, results. These largely arise out of a special set of circumstances, involving a set of surface environments which were suddenly exposed to our conditions. The present paper only shows a feasible connection of the results of radiation and turbulent measurements in the very polluted air and above a non-homogeneous terrain.

A correct interpretation of the results obtained during the RTE may contribute to elucidating some of the processes of thermal and transport energy in the surface layer of the atmosphere.

It can be concluded from the foregoing that in meteorological terms, the radiative-turbulent structure of the surface layer is adequately described but rather poorly understood. The major challenge is to identify the relevant processes in the surface layer over a complex terrain and to provide consistent generalization and syntheses as a basis from which to develop and test different numerical models.

## REFERENCES

- Coantic, M. and Sequin, B., 1971: On the interaction of turbulent and radiation transfer in the surface layer. *Boundary Layer Met.* 3, 245-263.
- Gavrilov, A. S. and Lajchtman, D. L., 1973: The influence of radiative heat transfer on the regime of atmospheric surface layer. *Izv. AN SSSR, FAO*, 9, 27-33 (in Russian).
- Koprov, B. M. and Sokolov, D. Yu., 1975: On experimental investigation of heat flux variability in the atmospheric surface layer. *Izv. AN SSSR, FAO*, 11, 743-746 (in Russian).
- Kucharetz, V. P., Tsvang, L. R. and Yaglom, A. M., 1980: Connection of turbulent characteristics in the surface layer with this one in the boundary layer of the atmosphere. In: *Physics of the atmosphere and the climate problems*. Nauka, Moskva, 162-193 (in Russian).
- Lajchtman, D. L., 1976: *Dynamic meteorology*. Gidrometeoizdat, Leningrad (in Russian).
- Oke, T. R. and McCaughey, J. H., 1983: Suburban-rural energy balance comparisons for Vancouver, B. C.: An extreme case? *Boundary Layer Met.* 26, 337-350.
- Pretel, J. and Zelený, J., 1985: Effect of non-homogeneous terrain and roughness on turbulence in surface boundary layer. *Időjárás* 89, 249-256.
- Wyngaard, J. C., 1973: On surface layer turbulence. In: *Workshop on meteorology*. Am. Met. Soc., 101-150.
- Yap, D. H. and Oke, T. R., 1974: Sensible heat fluxes over an urban area - Vancouver, B. C. *J. Appl. Meteorol.* 13, 880-890.
- Zelený, J., 1985: Investigation of the structure of the atmospheric surface layer over an inhomogeneous terrain. *12th Inter. Conf. on Carpatian Met., Beograd 1985*, 176-178 (in Russian).

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 4. szám, 1986. július–augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 90. No 4. July–August 1986 Budapest*

## The variations of the precipitation amounts in the Carpathian Basin during the present century\*

ERIKA KOFLANOVITS-ADÁMY and TAMÁS SZENTIMREY, Központi Meteorológiai Intézet, H—1525  
Budapest, POB 38

*A csapadékmennyiség változása századunk folyamán a Kárpátok térségében.* A vizsgálat célja annak eldöntése, volt-e a Kárpátok földrajzi térségében a csapadékmennyiségben hosszútávú változás, ha igen, milyen irányú és értékű. A kiinduló adatbázist a Kárpát-medencében és az azt övező hegyvonulatok környezetében lévő 32 észlelésiállomáson 1901–1984 közötti időszakban mért havi csapadékmennyiség adatai képezik (1. ábra). E hosszú sorokat lineáris trendelemzésnek vetettük alá, egy, a szokásosnál általánosabb értelmezés szerint. Abból a modellből indultunk ki, hogy egy vizsgált csapadéksor, egy determinisztikus trendfüggvény és egy tiszta véletlen folyamat összegeként áll elő. Ez esetben hosszútávú változás alaptendenciáját a trendfüggvény jellemzi, éppen ezért ennek közelítése volt a célunk az adott sor alapján. A lineáris trendvizsgálat általános gyakorlatától eltérően, az alakjára vonatkozóan semmilyen feltételezéssel nem éltünk, ugyanis ezzel kapcsolatban nem volt, sőt általában nem is nagyon lehet információnk. Ehelyett a trendfüggvényt – a négyzetes eltérésre nézve – legjobban közelítő egyenes iránytangensét ( $\beta$ ) becsültük, tekintettel arra, hogy a trendfüggvény lineáris csökkenése vagy növekedése ezzel a  $\beta$  iránytangenssel jellemezhető. Ehhez a becsüléshez a vizsgált csapadéksort – a négyzetes eltérésre nézve – legjobban közelítő egyenes iránytangensét ( $\beta$ ) használtuk fel, amelynek segítségével intervallumbecslést is adtunk  $\beta$ -ra. Vizsgálatainknál ezek alapján jellemeztük a csapadékmennyiség évszakos – és évi változását.

Táblázatainkban feltüntetjük a vonatkozó időszak átlagos csapadékmennyisége mellett az évi lineáris változás becsült értékeit ( $\hat{\beta}$ ), e változás 84 évre vonatkozó becsült értékeit ( $\hat{\beta} \cdot 84$ ) a konfidencia-határokkal együtt, valamint a 84 évi lineáris változás becsült értékeit az átlagos csapadékmennyiség százalékában. A felsorolt értékeket csak a 0,1 szinten szignifikáns változások eseteiben tüntettük föl. A csapadék mennyiségi változásának területi eloszlását térkép-sémán szemléltettük mind az évszakos, mind az évi csapadékmennyiségre vonatkozóan, pozitív, ill. negatív előjellel jelölve a szignifikáns növekedések, ill. csökkenések helyeit.

A csapadékmennyiség hosszútávú változása az elmúlt 84 év folyamán az egyes évszakokban eltérő. Legerősebb csökkenés a tavaszi csapadékban volt becsülhető a terület nyugati és középső részén. Ősszel az egész területen általában volt a csapadékmennyiség csökkenése, a csökkenés mértéke azonban általában kevesebb, mint tavasszal. Nyáron alig volt változás, a csapadék mennyisége inkább növekedett, szignifikáns értéket csak a Kárpátoktól keletre és délre ért el. A téli csapadékmennyiség a terület északnyugati részén csökkent, a délkeleti részen növekedett.

Az eltérő értékű és előjelű évszakos változások végül is nem egyenlítették ki egymást, s így számításaink arra vezettek, hogy az évi csapadékmennyiség hosszútávú változásában a Kárpátok térségében századunk folyamán egy csökkenő tendencia érvényesült. Egyértelműen pozitív tendencia csak a Kárpátok vonulatától keletre és délre mutatható ki.

Hangsúlyozzuk, hogy számításaink eredményei lassú változási folyamatra utalnak, ha ezeket rövidebb időre vonatkoztatnánk, az súlyos tévedésekre vezetne.

✱

\* The paper was presented at the 12th International Conference on Carpathian Meteorology in Belgrade, 1–5 October 1985

The variations of the precipitation amounts in the Carpathian Basin during the present century. The aim of the present study was to reveal longterm changes in the precipitation amounts in the Carpathian region and to determine their tendency and rate.

The long series of precipitation amounts were submitted to a generalized form of the "linear trend analysis". In case of this analysis we don't assume any linearity of the trend function, but it makes to interpret the annual linear change of this one possible. Moreover the annual linear change of the trend function can be estimated both by a value  $\hat{\beta}$  and by some confidence limits.

In the tables the following parameters are given: the mean seasonal and annual precipitation amount, the estimator of annual linear change in mm ( $\hat{\beta}$ ), the estimator of the linear change during 84 years ( $\hat{\beta} \cdot 84$ ) in mm within the confidence limits on level 0.1, and the estimation of 84 years linear change expressed in % of average precipitation amount within the confidence limits on level 0.1. The territorial distribution of the changes in precipitation amounts were indicated for all the seasons and for the whole year on sketch maps, where the increasing or decreasing tendency of the changes are marked by positive and negative signs, respectively.

The longterm changes in the precipitation amounts during the last 84 years were different in the four seasons. In spring were estimated the greatest decreases of precipitation amount in the wester and middle parts of the region. In autumn over the whole studied territory was a decreasing tendency, however the rate of it wasn't as high as in spring. In the summer precipitation amounts significant changes are scarcely perceivable. The winter precipitation amounts decreased over the northwest part and increased over the southeast part of region. The changes of different signes didn't equalize each other in the four seasons. That means, that in overwhelming part of the Carpathian Basin the long-term change in the annual precipitation amount showed decreasing tendency during this century.

\*

The aim of the present study was to reveal longterm changes in the precipitation amounts in the Carpathian Region and to determine their tendency and rate.

The data base used for this purpose consists of the monthly precipitation data received during the period 1901 to 1984 by 32 stations located in the Carpathian Basin and in the surrounding mountain range, i. e. in the region roughly limited by the geographical coordinates 14° – 28° E and 44° – 51° N (Fig. 1). For some parts of this region considerable investigations have also been carried out concerning the longterm changes of precipitation amounts in the recent years (Samaj – Valovic, 1980; Gajic – Capka, 1982; Kozuchowski, 1982).

The continuity of the climatic data acquisition was interrupted several

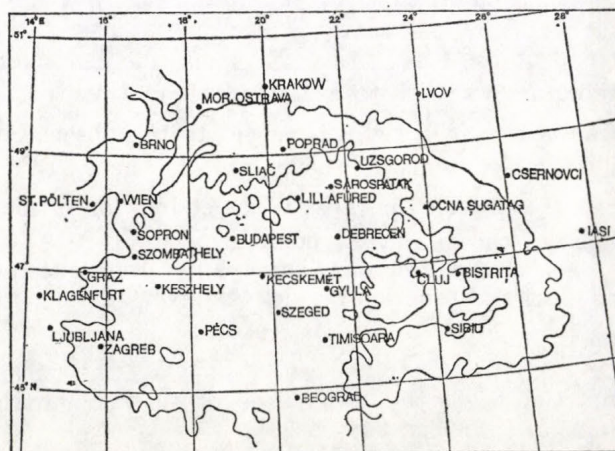


Fig. 1: Network of meteorological stations

times by historical, political events causing significant losses in the data series. Thus, a lot of valuable data sets could not be involved in the analyses. We had to content ourselves with the fact that areas with analogical or similar physical and geographical features were represented by not more than 1 to 2 stations. The elevation of the stations, Poprad excepted is less than 500 m. In the figure the 500 m isohypsens are drawn and so only the contours

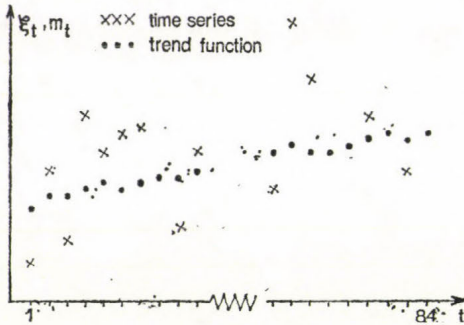


Fig. 2: The illustration of the time series and the trend function

of the mountain range are given. Due to the orographical conditions of the different stations as well as to the proximity of high mountains, differences in the variations of the precipitation amounts were to be expected in spite of the nearly equal elevations of the stations.

### The mathematical model

Our method to this problem is a statistical one thereupon the model of a given series of the precipitation amounts is a statistical time series  $\{\xi_t\}_{t=1}^{84}$ . More exactly we suppose that the time series  $\{\xi_t\}_{t=1}^{84}$  consists of two parts i. e.

$$\xi_t = m_t + \varepsilon_t \quad t = 1, 2, \dots, 84$$

where the elements of the time series  $\{\varepsilon_t\}_{t=1}^{84}$  are totally independent, identically distributed both with expectation 0 and variance  $\sigma^2$  and the sequence of numbers  $\{m_t\}_{t=1}^{84}$  is the so called trend function. In this case the trend of the time series  $\{\xi_t\}_{t=1}^{84}$  may be characterized by the trend function, therefore we wish to estimate this one using a sample of size one from the time series  $\{\xi_t\}_{t=1}^{84}$ . With respect to the absence of some data i. e. we have observations only in the points of time  $t_1, t_2, \dots, t_n$  ( $n \leq 84$ ), so our more exactly specified purpose is the estimation of the part  $\{m_{t_i}\}_{i=1}^n$  ( $n \leq 84$ ) in the light of the next view points:

- i, We do not have any information in connection with shape of the trend function besides the given sample of size one from the time series  $\{\xi_{t_i}\}_{i=1}^n$
- ii, But in our case we may assume only a slow change of the trend function i. e. the differences of its neighbouring elements are much less than  $\sigma$ . (See Fig. 2)

With respect to these principles we applied a generalized form of the "linear trend analysis" (Szentimrey, 1983). It was worked out for analysing the trend of changes of precipitation amounts in the geographical region of lake Balaton within the Carpathian Basin (Adámy-Koflanovits-Szentimrey, 1984). The essence of the method is the following:

We wish to estimate the linear function of the time  $\alpha + \beta t$  which is the

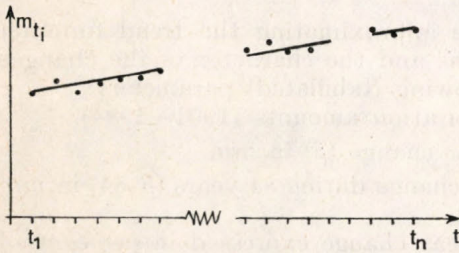


Fig. 3: The linear approximation of the trend function  $\{m_{t_i}\}_{i=1}^n$  by the method of least squares

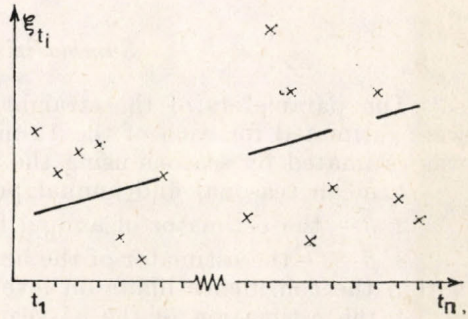


Fig. 4: The linear approximation of the time series by  $\{\xi_{t_i}\}_{i=1}^n$  the method of least squares

best linear approximation of the part  $\{m_{t_i}\}_{i=1}^n$  in respect of the square deviation i. e.

$$\sum_{i=1}^n (m_{t_i} - [\alpha + \beta t_i])^2 = \min_{a, b} \sum_{i=1}^n (m_{t_i} - [a + b t_i])^2$$

(See Fig. 3).

In this case the linear decrease or increase of the trend function may be characterized by the coefficient  $\beta$  in the given term and we can estimate this  $\beta$  using the coefficient  $\hat{\beta}$  defined by the method of least squares

$$\sum_{i=1}^n (\xi_{t_i} - [\hat{\alpha} + \hat{\beta} t_i])^2 = \min_{\hat{a}, \hat{b}} \sum_{i=1}^n (\xi_{t_i} - [\hat{a} + \hat{b} t_i])^2$$

(See Fig. 4).

Now let us see the most important features of this estimator  $\hat{\beta}$ :

i,  $\hat{\beta}$  is an unbiased estimator of  $\beta$  i. e. the expectation of  $\hat{\beta}$  is  $\beta$ .

ii, If "n" is a "large" value we can give some confidence intervals for  $\beta$  using  $\hat{\beta}$  on the basis of the next inequality:

$$P(\beta \in [\beta_p^1, \beta_p^2]) \geq p \quad (0 \leq p < 1)$$

i. e. the random interval  $(\beta_p^1, \beta_p^2)$  covers the coefficient  $\beta$  with probability  $p$  at least, where

$$\beta_p = \hat{\beta} - \frac{X_p}{\|t_i\|_n} \cdot \sqrt{S_n^2}; \quad \beta_p^2 = \hat{\beta} + \frac{X_p}{\|t_i\|_n} \cdot \sqrt{S_n^2}$$

$$\sqrt{S_n^2} = \frac{1}{n-2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\xi_{t_i} - [\hat{\alpha} + \hat{\beta} t_i])^2}$$

i. e. the "standard error of estimate"

$$\|t_i\|_n = \sqrt{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2} \quad \bar{t} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n t_i$$

$$2\Phi(X_p) - 1 = p; \quad (0 \leq p < 1)$$

$\Phi(x)$  is the standard normal distribution function. The latest fact implies that

$$P(\beta \cdot 84 \in [\beta_p^1 \cdot 84, \beta_p^2 \cdot 84]) \geq p$$

where  $\beta \cdot 84$  the "linear change during 84 years".

### Summarizing of the results

The parameters of the straight line approximating the trend function were estimated for each of the 12 months and the character of the changes was estimated by seasons using the following (tabulated) parameters:

1. mean seasonal and annual precipitation amounts (1901–1984).

2.  $\hat{\beta}$  – the estimator of annual linear change ( $\beta$ ) in mm

3.  $\hat{\beta} \cdot 84$  – the estimator of the linear change during 84 years ( $\beta \cdot 84$ ) in mm within the confidence limits on level 0.1.

4. the estimation of the 84-year linear change expressed in per cent of average precipitation amount within the confidence limits on level 0.1.

In the attached tables the parameters 2, 3 and 4 are given only for significant changes on level 0.1.

In order to facilitate the analysis of the territorial distribution of the

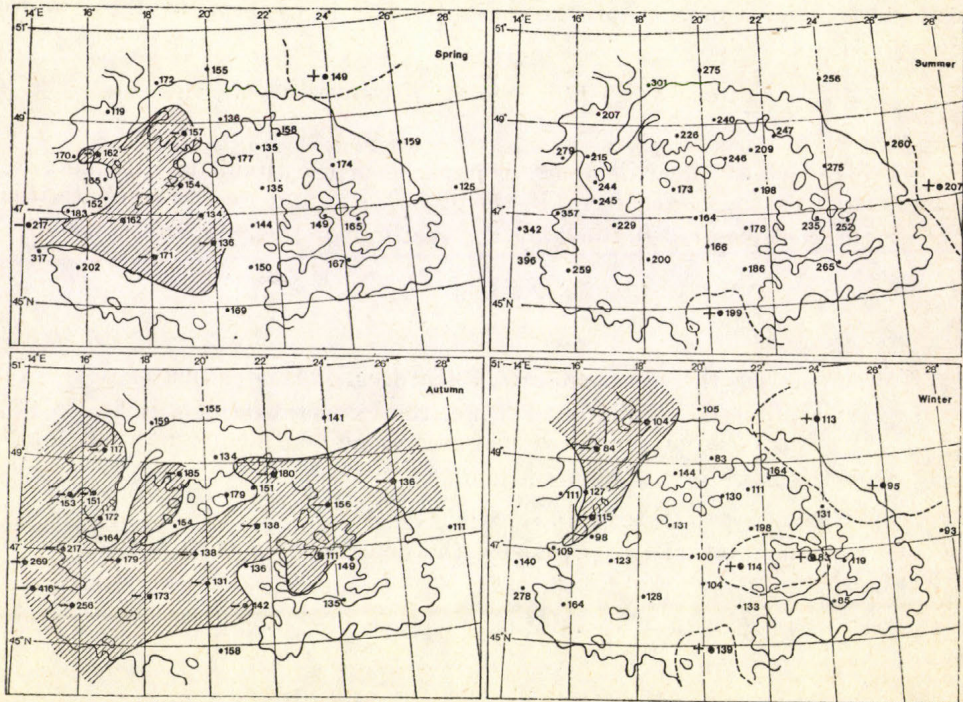


Fig. 5: Spatial distribution of significant precipitation trends with the means (mm) in the four seasons

TABLE I

Characteristics of significant trends of precipitation amounts in spring, summer, autumn and winter

Meteorological stations	$\hat{\beta}$ mm/yr	Estimation of change during 84 years in mm and in % of mean, with confidence limits (0.1)					
		lower limits		estimations		upper limits	
		mm	%	mm	%	mm	%
Spring							
Klagenfurt	-0,6	-93	-43	-54	-25	-15	-7
Wien	-0,4	-64	-44	-32	-20	-1	-0.6
Sliač	-0,6	-78	-50	-46	-30	-14	-9
Lvov	0,4	0.3	0	31	21	61	41
Pécs	-0,7	-92	-54	-61	-35	-29	-17
Keszthely	-0,8	-95	-59	-65	-40	-36	-22
Budapest	-0,7	-87	-57	-57	-37	-27	-18
Kecskemét	-0,6	-76	-57	-52	-39	-27	-20
Szeged	-0,5	-73	-53	-44	-32	-14	-11
Summer							
Iași	0,6	1	1	50	24	98	47
Beograd	0,6	4	2	52	26	100	50
Autumn							
Klagenfurt	-1,0	-145	-54	-88	-33	-31	-12
Graz	-0,7	-100	-46	-56	-26	-12	-5
St. Pölten	-0,4	-73	-48	-38	-25	-3	-2
Wien	-0,5	-81	-54	-42	-28	-4	-3
Brno	-0,5	-71	-60	-42	-36	-13	-11
Sliač	-0,7	-105	-57	-57	-31	-9	-5
Uzsgorod	-0,5	-87	-48	-43	-24	1	1
Csernovci	-0,5	-83	-61	-42	-31	-2	-1
Ocna Șugatag	-0,5	-80	-51	-44	-29	-10	-6
Cluj	-0,4	-66	-60	-35	-32	-4	-3
Timișoara	-0,5	-75	-53	-39	-27	-3	-2
Zagreb	-0,7	-120	-47	-60	-24	0	0
Ljubljana	-1,2	-198	-48	-103	-25	-8	-2
Pécs	-0,5	-95	-55	-49	-28	-3	-2
Keszthely	-0,6	-96	-54	-53	-30	-11	-6
Sopron	-0,6	-91	-53	-48	-28	-5	-3
Debrecen	-0,5	-71	-51	-38	-28	-6	-4
Kecskemét	-0,7	-89	-65	-56	-40	-23	-16
Szeged	-0,6	-86	-66	-51	-39	-17	-13
Winter							
Brno	-0,2	-40	-47	-20	-24	-0,7	-0.8
Mor. Ostrava	-0,5	-63	-61	-39	-37	-15	-14
Lvov	0,8	35	31	65	57	95	84
Csernovci	0,4	15	16	35	37	55	58
Cluj	0,3	3	3	23	27	43	51
Beograd	0,7	26	18	58	42	90	65
Sopron	-0,4	-63	-55	-34	-29	-5	-4
Gyula	0,4	6	5	32	28	58	51

significant changes, their places were indicated for all the seasons and for the whole year on the sketch map shown in Fig. 1. where the increasing or decreasing tendency of the changes are marked by positive and negative signs, respectively.

In the following the results of the calculations are summed up, first of all, for the four seasons.

In spring (March, April, May) the precipitation amount decreases over a great part of the whole region (Fig. 5). The decrease is significant to the west of the Poprad – Szeged line showing the highest values in the western parts of the Carpathian Basin and in the area between the rivers Danube and Tisza, where they reach as much as 20 to 22 per cent of average even at the lower confidence limit (Table I). But advancing eastward the decrease loses its significant character and beyond the Carpathians, in Lvov, the spring amount of precipitation shows already a significant increase. Considering the monthly precipitation amounts the decrease is associated mainly with April, i. e. with mid-spring.

In the summer (June, July, August) precipitation amounts significant changes are scarcely perceivable (Fig. 5). Over the whole territory a small increase of the precipitation amounts could be revealed reaching significant values only in the data of Iasi and Beograd but not exceeding 1 to 2 per cent of average at the lower confidence limit (Table I).

The autumn (September, October, November) precipitation amount showed decreasing tendency during the past 84 years over the whole studied territory (Fig. 5). The rate of the decrease is varying but even at the lower confidence limit it exceeds 10 per cent of average autumn amount in several places and even 13 to 16 per cent in the region limited by the rivers Danube and Tisza (Table I). The greatest changes during the autumn occurred in September and October while in November no significant decrease was found.

For the past 84 years the winter (December, January, February) precipitation amounts have decreased in certain areas and increased in other ones. It seems that the sign reversal took place just within the Carpathian Basin (Fig. 5). To the NW of the Klagenfurt – Keszthely – Poprad line the amounts of winter precipitation decreased everywhere, in some places even significantly, while south- and eastward of this line a –sometimes significant– increasing

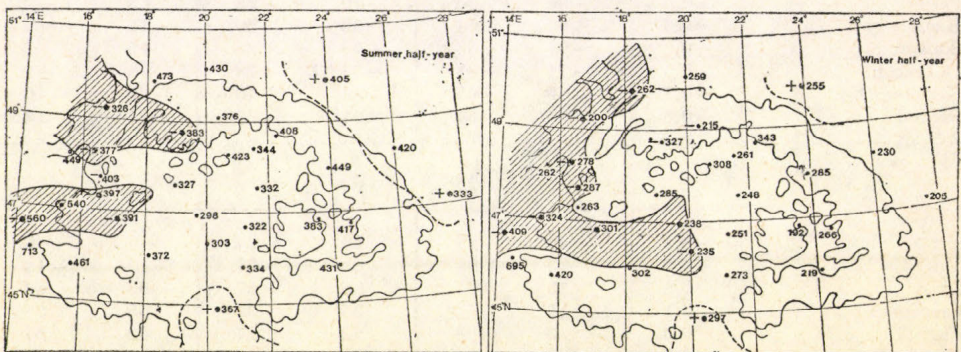


Fig. 6: Spatial distribution of significant precipitation trends with the means (mm) in summer half-year and in winter half-year

tendency could be observed. The reversal of the tendency in the region in question is reflected also by the variations in the rate of the changes (*Table I*). Even the significant trends have rather different values. The most considerable decrease of the winter precipitation amounting to at least 14 per cent of average took place in the area of Moravsca Ostrava while the greatest increase, by at least 31 per cent, in Lvov.

For practical purposes, mainly for perspective planning, often information is required on the quantitative changes of precipitation for a period longer than a season, e. g. for a half-year or year.

During the half-year covering spring and summer (from March to August) the precipitation amount shows decreasing tendency in the western parts of the Carpathian Basin as well as westwards and northwards from it, while to the east of the Carpathian range and in the area represented by Beograd it is increasing (*Fig. 6*). As it was mentioned, the quantitative changes of spring and summer precipitation often compensate each other. Thus the long-term variation of the summer half-year does not reach 10 per cent at the lower confidence limit (*Table II*).

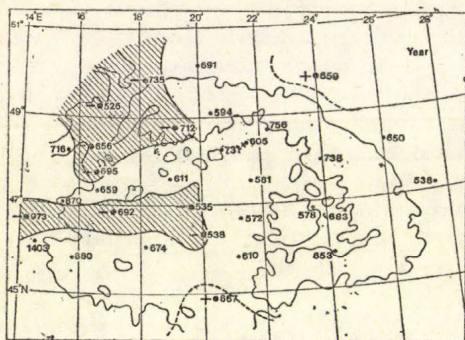
As for the long-term changes in the precipitation amount during the half-year including autumn and winter (from September to February) the

TABLE II

*Characteristics of significant trends of precipitation amounts in summer half-year and winter half-year*

Meteorological stations	$\hat{\beta}$ mm/yr	Estimation of change during 84 years in mm and in % of mean, with confidence limits (0.1)					
		lower limits		estimations		upper limits	
		mm	%	mm	%	mm	%
Summer half year							
Klagenfurt	-0,9	-142	-25	-73	-13	-3	-1
Wien	-0,8	-126	-33	-68	-18	-10	-3
Brno	-0,6	-95	-29	-52	-16	-10	-3
Sliač	-0,9	-137	-36	-74	-19	-11	-3
Lvov	0,7	1	0,3	55	14	111	27
Iași	0,9	11	3	74	22	137	41
Beograd	0,9	15	4	79	22	142	39
Keszthely	-1,0	-144	-37	-81	-21	-18	-5
Sopron	-0,8	-127	-31	-67	-17	-8	-2
Winter half year							
Klagenfurt	-1,5	-209	-51	-128	-31	-48	-12
Graz	-0,8	-123	-38	-68	-21	-13	-4
Wien	-0,6	-101	-37	-54	-19	-6	-2
Brno	-0,8	-106	-53	-70	-35	-35	-17
Mor. Ostrava	-0,9	-123	-47	-73	-28	-24	-9
Sliač	-1,0	-149	-46	-89	-27	-31	-9
Poprad	-0,6	-87	-41	-46	-21	-5	-2
Lvov	1,0	44	17	86	34	128	50
Beograd	0,7	8	3	61	20	113	38
Keszthely	-0,8	-117	-39	-65	-22	-13	-4
Sopron	-1,0	-137	-48	-82	-29	-27	-9
Kecskemét	-0,6	-95	-40	-53	-22	-11	-5
Szeged	-0,7	-108	-46	-62	-26	-15	-6

following statement can be made. A significant increase of precipitation took place only in the area of Beograd and Lvov mainly due to the increase during the winter months. In the Hungarian Basin, in the region beyond the river Tisza as well as eastward in Transylvania and to the east of the Carpathian Range the considerable decrease of the autumn precipitation amount was almost compensated by the increasing winter precipitation, consequently no significant change occurred in the precipitation amount of the winter half-year in these areas (*Fig. 6*). As for the rate of the changes in the precipitation amount in the winter half-year, it is nearly everywhere



*Fig. 7*: Spatial distribution of significant precipitation trends with the means (mm) in yearly totals

higher than in the summer half-year. As a matter of fact the values show considerable variance both in positive and negative direction. The greatest change reached as much as 17 per cent of average at the lower confidence limit in Brno and in Lvov (*Table II*).

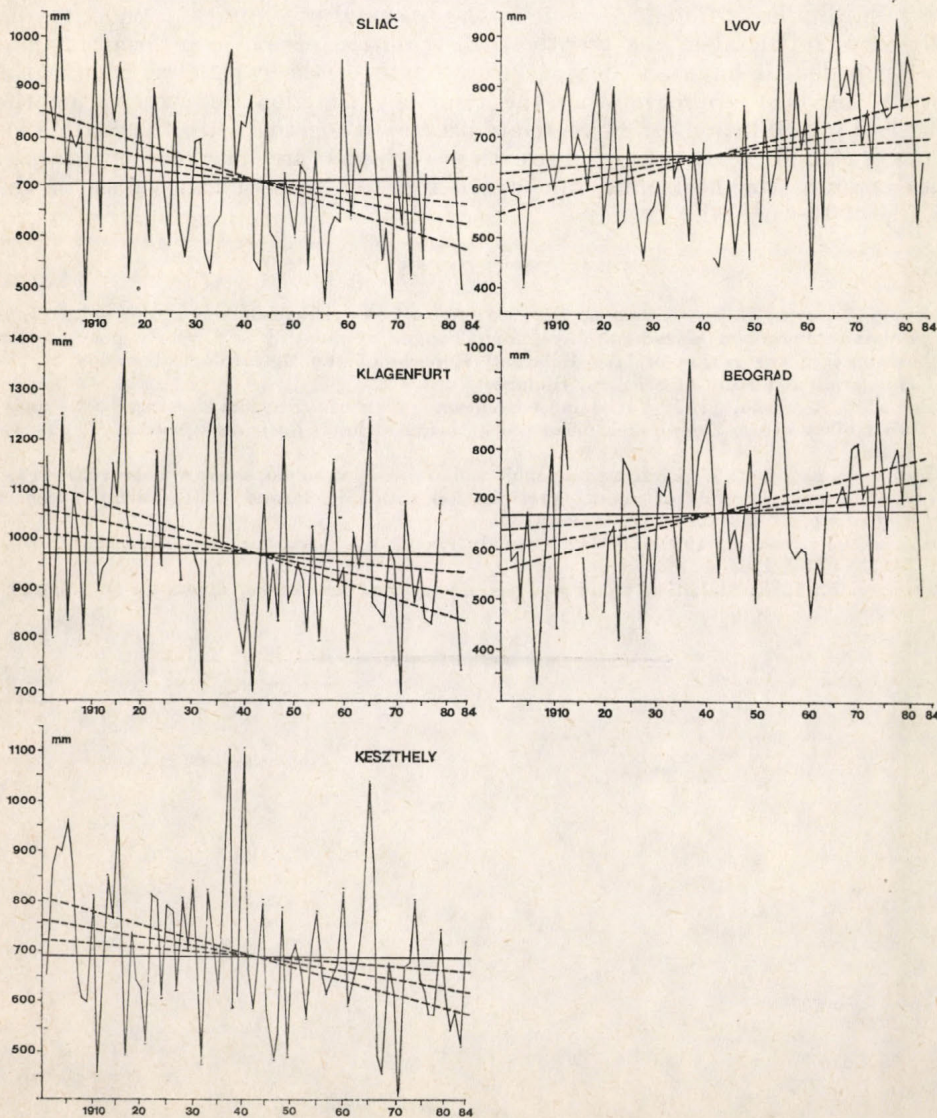
In the overwhelming part of the Carpathian Basin the long-term change in the annual precipitation amount showed decreasing tendency. An expressed positive tendency was found only eastward of the Carpathian range and in the southern part of the region in question, in the vicinity of Belgrad. As we could see, the decrease of the annual precipitation amount is not uniform during

TABLE III  
*Characteristics of significant trends of yearly precipitation amount*

Meteorological stations	$\hat{\beta}$ mm/yr	Estimation of change during 84 years in mm and in % of mean, with confidence limits (0.1)					
		lower limits		estimations		upper limits	
		mm	%	mm	%	mm	%
Klagenfurt	-2,1	-276	-28	-177	-18	-77	-8
Wien	-1,4	-192	-29	-116	-18	-40	-6
Brno	-1,5	-183	-35	-125	-24	-67	-13
Mor. Ostrava	-1,6	-213	-29	-131	-18	-50	-7
Sliac	-2,0	-256	-36	-167	-24	-78	-11
Lvov	1,7	63	10	142	22	221	34
Beograd	1,7	57	9	140	21	223	33
Keszthely	-1,7	-229	-33	-142	-21	-55	-8
Sopron	-1,8	-225	-32	-148	-21	-73	-10
Kecskemét	-1,0	-145	-27	-83	-16	-22	-4
Szeged	-1,1	-158	-29	-91	-17	-25	-5

the year and the decrease of the precipitation amount in the winter half-year is not compensated by its increase in the summer half-year (*Fig. 7*). As for the rate of the annual changes: in Beograd and Lvov the precipitation amount increased by at least 9 to 19 per cent of average while in Tatras and Brno it decreased by at least 11 to 13 per cent and the values of other significant decreases reach as much as 5 to 8 per cent as compared to average (*Table III*).

From practical points of view the values of the changes expressed in mm may be of interest. They are shown in the attached tables together with the



*Fig. 8:* The course of annual precipitation and the graphs of approximating the tendency

confidence interval. The annual mean values of the significant seasonal changes seldom reach 1 mm and the annual mean change of the annual precipitation amount is not more than 1 to 2 mm, either. Considerable values appear only when taking into account the whole 84-year period. It must be emphasized that we face a slow process of changes and the application of the results presented here to a shorter period would lead to very false conclusions.

Of course, the changes expressed in mm are likewise characterized by a territorial variance and the precipitation climate of the analyzed region is not uniform, either. The annual mean precipitation amount in Ljubljana exceeds 1400 mm while in the Hungarian Great Plain it is not more than 530 mm. Similar differences occur in the seasonal precipitation amounts and all that is reflected in the territorial distribution of the long-term changes.

In order to have an idea about the rate of the calculated trends, the graphs the best approximating the tendency function determined for the course of precipitation for 84 years are presented together with the confidence limits (Fig. 8). In the figures these graphs are marked by dashed lines crossing the horizontal line which represents the mean values in the middle of the period.

#### REFERENCES

- Adámy-Koflanovits, E. és Szentimrey, T., 1984: A havi és évi csapadékmennyiség változása a Balaton térségében századunk folyamán (Changes of monthly and yearly precipitation amounts in the region of lake Balaton.) Reports of the Meteorological session at the Hungarian Academy of Sciences, Budapest
- Gajic-Capka, Marjana, 1982: Variabilnost prosječnoj oborinskog režima sire zagrebacke regije (Variability of the Zagreb area mean precipitation regime.) *Rasprave i prikazi*, 17, 23–37, Zagreb
- Kozuchowski, K., 1982: Współczesne tendencje zmian rocznych sum opadów w Polsce 1931–1980 (Contemporary trends of annual precipitation totals in Poland 1931–1980.). *Przegląd Geofizyczny*, 27 3/4 251–260. Warsaw
- Samaj, F. – Valovic, S., 1980: Dlhodobé trendy zrázok na Slovensku. *Meteorologické Zpravy*, 33. 138–142, Praha
- Szentimrey, T., 1983: Statistical trend analysis of empirical time series. Thesis for D. S. JATE, Szeged
-

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 4. szám, 1986. július–augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 90. No 4. July–August 1986 Budapest*

## A szinoptika jelentősége a modern meteorológiában

REUTER, H. *Institut für Meteorologie und Geodynamik, Hohe Warte, 38, A—1190, Wien, Österreich*

*The importance of synoptic methods in the modern meteorology.* The paper contains the inauguration address of the author delivered on 9th of April, 1986, in Budapest, on the occasion that he became a honorary member of the Hungarian Meteorological Society. The pure synoptic methods, applied for weather forecasting during the last 100 years or more, are reviewed and an evaluation is given of the hystorical development of this area. The latest results of both the theory and practical progress are estimated by the author in connection with the possibilities offered by modern computing technology.

✱

*A szinoptika jelentősége a modern meteorológiában.* Az alábbi tanulmány a Szerzőnek a Magyar Meteorológiai Társaság tiszteleti tagjává választása, illetve az erről szóló oklevél átvétele alkalmával Budapesten, 1986. április 9-én tartott előadása. Ebben áttekinti a meteorológiában az elmúlt több mint 100 év során az időjárás előrejelzése terén alkalmazott tisztán szinoptikus módszereket, értékelve a szinoptika történelmi fejlődésének főbb korszakait. Az elmélet és gyakorlati fejlődés legújabb eredményeit a nagyteljesítményű számítógépek nyújtotta lehetőségek tükrében értékeli.

✱

Amikor a múlt század közepe táján a légköri jelenségek kutatása terén a szinoptikus módszerekre tértek rá, azonnal világossá vált, hogy ezek a vizsgálatok csak akkor mutathatnak fel eredményeket, ha bizonyos szervezési feltételek teljesülnek. Így ismerték fel a lehetőség szerint sűrű, a világot átfogó megfigyelő hálózat jelentőségét, és ehhez hasonlóan a mérési és megfigyelési adatok időigényes, de lehetőleg gyors továbbításának a szükséges voltát. Ma abban a helyzetben vagyunk — hála a szédületes műszaki haladásnak, és annak, hogy minden ország felelős politikai szervei világosan felismerték egy időjárás szolgálat jelentőségét az emberiség fejlődése szempontjából —, hogy ez a vágyálom, ha nem is egészen kielégítő mértékben, megvalósult. A megfigyelések korszerű eszközei, mint az automatikus időjelző állomás, a meteorológiai mesterséges holdak, a radarberendezések naponta olyan mennyiségű információt szállítanak a részünkre, amilyenről az előző században még álmodni sem mertek. Ezeket az információkat a mai időjárás szolgálat elektronikus számítógépek felhasználásával elképzelhetetlenül rövid idő alatt dolgozzák fel. E tényekre és mindenek előtt a számszerű időjárás előrejelzés (*Numerical Weather Prediction, NWP*) nagy sikerére való tekintettel az időjárás előrejelzésének gyakorlatában felvetődik a kérdés, hogy a szinoptikusok által több mint 100 éve folytatott kutatómunka eredményei még most is érvényesek-e és szükségesek-e egyáltalán? Ahhoz, hogy e kérdésre válaszolni tudjunk és a tisztán szinoptikus módszereknek a modern meteorológiában betöltött értékrendjét megítélhessük, röviden át kell tekintenünk

a szinoptika történelmi fejlődésének fontosabb időszakait. Négy korszakot különíthetünk el egymástól, megnevezésük és eredményük címszavakban:

I. *Izobár-szinoptika* (az I. világháború végéig). A nyomásképződmények osztályozása. Egyrészt a nyomásmező és az áramlási mező, másrészt a nyomásmező és az időjárás közötti általános összefüggések megállapítása. A nyomásváltozásnak főként termikus magyarázata. A ciklonpályák statisztikai vizsgálata. A nyomásmező kinematikus extrapolációjára vonatkozó nyomástendenciák jelentőségének felismerése. *Exner* és *Mohn* elmélete a ciklonok mozgásáról. *Gilbert* – *Grossmann* szabályok.

II. *Légtömeg-szinoptika* (az I. világháború végétől mintegy 1930-ig). A légtömegek és frontok jelentősége a ciklonképződésben és az időjárási eseményekben. Összefüggések megállapítása egyrészt a nyomás- és az áramlási mező, másrészt a légtömegek és a frontok között. A magasabb légrétegek jelentőségének felismerése az időjárás kialakulásában. *Schedler* – *Dines* korrelációk az irányítás felderítésére.

III. *Aerológiai-szinoptika* (1930-tól a II. világháború végéig). Az aerológiai mérések teljesértékű alkalmazása a napi előrejelző szolgálat szinoptikai céljaira. Három-dimenziós elemzések és előrejelzések. A kinematikus módszerek objektív vá tétele. A magaslégköri áramlási mező divergenciájának jelentősége. Az irányításelmélet kialakítása. A szinoptikus előrejelzési térkép szerkesztése.

IV. *Elméleti-szinoptika* (a II. világháború után). Az elméleti módszerek erőteljesebb behatolása a szinoptikai gyakorlatba. *Rossby* hullámelmélete. *Sutcliff* fejlődéselmélete. Hidrodinamikus instabilitás. A sugárzás szinoptikájának felfedezése. Blocking mechanizmus. Index ciklus. Baroklin bizonytalanság a ciklonok keletkezésénél. Örvényesség, advekción elmélet. Momentumátvitel. Hullámspektrumok. Közvetlen numerikus számítási módszerek alkalmazása a magaslégköri áramlási mezők előrejelzésére. Előrejelzési térképek összeállítására elméleti atmoszféra modellek alapján.

Ha a szinoptikus kutatások eredményeiről ezt az áttekintést abból a szempontból szemléljük, hogy eldöntsük, hogy az NWP-nek, mint kezdeti és határérték problémának a szinoptikai gyakorlatban történő megjelenése óta milyen módszerek váltak fölöslegessé, akkor a következő tűnik fel: Mindazon módszereket, amelyek azokkal a kérdésekkel foglalkoznak, hogy miként lehet kezdeti feltételekből a nyomáseloszlást és más meteorológiai elem mezejét előrejelezni, az NWP-vel helyettesítették és ezért szinte teljesen eltűntek az előrejelzés gyakorlatából. Ezek legfeljebb igen rövid időtartamra szóló időjárás-előrejelzéseknel (nowcasting) alkalmazhatók, vagy a numerikus eredmények ellenőrzésére használhatók fel. Ide tartoznak elsősorban a fenti összeállításban ismertetett, és a III. és IV. csoportba tartozó módszerek.

Ezeket a módszereket a magas szinten kifejlesztett szimulációs modellek – számítógép segítségével történt – numerikus megoldásai váltották fel. Érdekességképpen, az első két korszakban, az izobár-szinoptikában és a légtömeg-szinoptikában kidolgozott szinoptikus feltevések a NWP magyarázatánál újból az érdeklődés középpontjába kerültek. Ennek mindenképp előtt két oka van. Először is a vizsgálatok ebben az időben azzal a kérdéssel foglalkoztak, hogy milyen korrelációk vannak a köznyelven megfogalmazott prognózisban leírt időjárás tényleges alakulása és a nyomáseloszlás között. Másodsorban, módszereket fejlesztettek ki, ahol az időjárás előrejelzésénél a nyomástendenciát különösen fontos elemnek tekintették, ezzel szemben a NWP a tendenciából, mint kezdőértékből nem használ fel semmit. A numerikus modelleknek

elegendő egy meghatározott pontban ismerni a kezdeti állapotot. Az elmúlt idő, bármennyire is rövid tartamú (pl. háromórás tendencia) legyen is az, nem szükséges. Felmerül tehát a kérdés, milyen információtartalmat hordoz a nyomástendencia és kimutatható-e a korreláció a jövőben várható változás és a múltban lefolyt események között? Az első kérdésre azt kell válaszolni, hogy maga a légnyomás valóban különleges szerepet tölt be a meteorológiai elemek között, amely azonban az általános modellekben nem tükröződik. Ennek mindenképp előtt két oka van: először is a légnyomás nem függ a földfelszíni peremfeltételektől (mint a hőmérséklet, nedvesség vagy szél), másrészt majdnem minden esetben kielégíti a légnyomás hidrosztatikus megközelítését úgy, hogy az egész légoszlopra ad összetett információt, amely indirekt módon a légoszlop vertikális szerkezetéről (hőmérséklet- és nyomásmező) ad felvilágosítást. Ezáltal a légnyomás információelméletileg sokkal jobban kapcsolódik a szinoptikus skálához, mint a többi elem, amelyek a szinoptikus információk mellett a helyi mezo- és mikroskálától is függenek.

A második kérdést a következőképpen kell megválaszolni. Minthogy a „jelenlegi állapot” mint kezdőérték kerül a numerikus szimulációs modellekbe, elképzelhető, hogy a jelenlegi (várható) idő egy kezdeti helyzetből (még ha az három órára, vagy 24 órára, vagy még hosszabb időre nyúlik is vissza) determinisztikusan kialakulhat. Ezért a nyomástendencia információelméletileg a jövőben várható fejlődéshez kapcsolódik. A modellekben alkalmazott tiszta kezdőértékektől megkülönböztetve a nyomástendencia a tényleges változásnak az elméletileg szimulálttól való eltéréseit is tartalmazza. Ezért feltétlenül igazolni kell a stochasztikus kapcsolatokat, ha ilyeneket feltételezünk a szinoptikus események és az észlelt nyomástendenciák között. Azokat a valószínűségeket, amelyek ezeknél a kutatásoknál a felismert összefüggésekből várhatók, az elmúlt folyamatok tanulmányozása alapján kell kidolgozni. A szinoptikus vizsgálatok esetében így is történt. A feldolgozások eme csoportjába az időjárás megmaradásának tendenciájára vonatkozó statisztikai vizsgálatok, vagy a ciklonok leggyakoribb vonulási pályáinak követése éppen úgy beletartozik, mint a nyomástendenciák és az ezt nyomban követő időjárás-változás között felismert összefüggések (nyomásemelkedés — időjárás-javulás, nyomáscsökkenés — időjárásromlás), valamint az időjárás középtávú előrejelzésében felismert kompenzációs mechanizmusok (az erős rendellenességek egy meghatározott időtartam alatt kiegyenlítődnek).

Ha most az előadás eredeti témájához visszatérünk, és feltesszük a kérdést, milyen jelentősége van a szinoptikának a meteorológiában jelenleg, akkor a következőket kell megállapítanunk:

1. Mindazon módszerek, amelyek a meteorológiai mezők elemeinek előrejelzésével rövid távra (1–3 nap) foglalkoztak, a NWP modern fejlődése miatt messzemenően fölöslegessé váltak.

2. A szinoptikusok által a mezők eloszlásai (nagyreszt nyomás-, áramlási- és hőmérséklet) és a tényleges időjárás előrejezése között kidolgozott kapcsolatok a NWP magyarázatánál igen fontosak.

3. Rövidtávú prognózisoknál (nowcasting) azok a szinoptikus módszerek, amelyek szubtilis front- és szélelőrejelzéssel foglalkoznak, nagyjelentőségűek és az időjárás előrejelzésénél jelenleg sem mellőzhetők, még a félig elméleti előrejelzéseknél sem, mint pl. a fagy előrejelzése.

4. Amíg az NWP a determinisztikus előrejelzések problémáját, mint kezdeti- és határérték problémát átvette, addig a szinoptikus vizsgálatoknál kidolgozott *stochasztikus kapcsolatok* a megfigyelt időjárási folyamatok (ill.

a meteorológiai elemek megfigyelt tendenciái) és időjárás várható alakulása között továbbra is a NWP kiegészítésének tekinthetők, minthogy képesek arra (mindenesetre csak sztochasztikusan), hogy a prognózis érvényessége idején lejátszódó fejlődésekről, amelyeknél a NWP jelenleg csődöt mond, felvilágosítást nyújtsanak.

Ha befejezésül összegeznünk szeretnénk az eredményeket és feltennénk a kérdést, hogy hol állunk ma a tudományban és miként ítélnénk meg a jövő fejlődését, akkor egy gondolati kísérlettel válaszolhatunk, amelyet nem kisebb ember, mint *Max Born* gondolt végig a fizika bármely területén dolgozó kutatók helyzetével összefüggésben. Born úgy gondolta, hogy a tudósokat olyan cserkészekhez hasonlíthatjuk, akik egy járhatatlan őserdőben utat vágnak azért, hogy a következők könnyebben előrehaladjanak. Ha ezt a gondolatot a meteorológiai kutatásban alkalmazzuk, akkor megállapíthatjuk, hogy – a hasonlatnál maradva – a meteorológiai cserkészek két utat vágtak, nevezetesen, egyszer egy elméletit a klasszikus fizika törvényeiből kiindulva (pl. *Margules*, *Bjerknes*, *Richardson*), majd egy másikat, egy empirikus utat a számtalan és fáradságosan kidolgozott felismerésekre alapozva. Az elméleti út a kezdeti sikerek után igen nehéznek bizonyult és végül a „cserkészek” falba ütköztek, amelyen nem tudtak áthatolni (*Richardson*). Ebben az időben, amely a két világháború közötti időre esik, az empirikusok sokkal gyorsabban haladtak előre, és úgy látszott, mintha a versenytűtést megnyerték volna. De ekkor beköszöntött a számítógépek korszaka és az elméleti tudósoknak hirtelen lehetősége nyílt az elméleti úton az akadályok elhárítása és áthidalása. Ők nem csak behozták az empirikusokat, hanem felülmúlták őket és a legutóbbi időkig szinte úgy alakult a helyzet, mintha ez az út lenne az egyedüli helyes. Az empirikusokat mintegy felszólították, hagyják fel útjukat és csatlakozzanak az elméleti cserkészcsoporthoz. Legújabbban az elméleti út ismét nehezebben járhatóvá vált. Újból falba ütközünk, nevezetesen annál a kérdésnél, egyáltalán milyen időtartamra végezhetők el a numerikus előrejelzések. A káoszelméletet az előrejelzés problémájára alkalmazva kimutatható, hogy a hézagos időjárási megfigyelőhálózat miatt a kezdeti mezőnél, tehát minden numerikus módszer kezdeti feltételeinél az elháríthatatlan hibák annyira megnövekedhetnek, hogy az előre kiszámított meteorológiai folyamatok 5 napnál több, de még legföljebb 10 napra is, illuzórikusak. Itt a legkorszerűbb számítógépek sem tudják az akadályt megszüntetni. Úgy látszik tehát, hogy ismét az empirikus út az, amely számunkra további segítséget nyújthat. Régóta tudjuk, hogy az elmúlt időjárás alakulásában információk halmozódnak fel, amelyek számunkra a várható időjárás alakulásában sztochasztikus tájékoztatást nyújthatnak, és lehetőséget adhatnak az elméleti úton tornyosuló új akadályok – egyenlőre részbeni – leküzdésére. Szeretnénk remélni, hogy a következő nemzedéknek sikerül majd a továbbhaladás. Jókívánásaink kísérjék őket ezen az úton.

(*Németből fordította Lépp Ildikó*)

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 4. szám, 1986. július–augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 90. No 4. July–August 1986 Budapest*

## Napsugárzásmérleg és fényhasznosulás kukoricaállományban

HUNKÁR MÁRTA, Központi Meteorológiai Intézet Agrometeorológiai Kutató Állomás, H—8361,  
Keszthely, Pf. 80.

*Solar radiation balance and efficiency in a maize stand.* In the paper the shortwave radiation and PAR balance are performed on the basis of recorded radiation flux data within and over a maize stand in the vegetation period of 1984 at Keszthely. Compartments of balances are given week by week. There is also a comparison of the radiation balance of the maize stand as a layer and as a surface, respectively. Dynamics of efficiency of maize are also shown by different methods. The average value of efficiency of maize for the whole vegetation period, on the base of absorbed PAR is 9.3%, the maximum value is 17% in 1984.

✱

*Napsugárzásmérleg és fényhasznosulás kukoricaállományban.* A dolgozatban a szerző 1984 tenyészidőszakában kukoricaállományon belüli és fölötti folyamatosan regisztrált sugárzásmérések alapján bemutatja az állomány mint réteg és mint aktív felszín rövidhullámú és fotoszintetikusán aktív sugárzás (PAR) mérlegét. A mérleg egyes komponenseit hetenkénti bontásban közli. Ugyancsak hetenkénti bontásban mutatja be a fényhasznosulás dinamikáját, és összehasonlítja a különféleképpen meghatározott rendelkezésre álló energiamennyiségek alapján számított hatékonysági mutatókat. Az elnyelt PAR szerint meghatározott efficiencia egész tenyészidőszakra vonatkozó átlagértéke: 9,3%, maximális értéke pedig 17% volt az adott évben.

✱

A zöld növények számára a napsugárzás energiája biztosítja a fejlődésükhöz és növekedésükhöz szükséges energiát; egyrészt sugárzási energia formájában, amely a fotoszintézisben közvetlenül kémiai energiává alakul, másrészt hőenergiává alakulva befolyásolja a talajjal és növényvel kölcsönhatásban azokat a környezeti paramétereket, amelyek visszahatnak a fiziológiai folyamatokra — így a talajhőmérsékletet, növényhőmérsékletet, a potenciális párolgást stb.

A növényállományok aktív felszínén lejátszódó energiaátalakulási folyamatokat Magyarországon is többen tanulmányozták (Dávid, 1962, 1977, 1986, 1986; Tárkányi, 1959; Anda, 1984), megállapítva a sugárzásegyenleget nagymértékben meghatározó albedó értékeit a különböző növényállományokra az egyes fenológiai fázisokban.

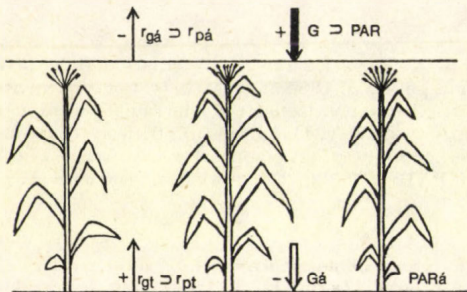
Jelen vizsgálatunk célja megbecsülni a növényállománynak mint rétegnek a sugárzási mérlegét a rövidhullámú tartományban, ezen belül a fotoszintetikusán aktív tartományban külön is. A teljes hőmérlegben a hosszuhullámú be- és kisugárzást is figyelembe kell venni, de ennek kísérleti meghatározására az állományon belüli méréshez nem állt rendelkezésünkre megfelelő műszer.

Figyelmünket elsősorban a produktót meghatározó fotoszintetikusán aktív tartományra irányítottuk azon célból, hogy a növényállomány fényhasznosulását a fotoszintetizáló apparátussal ténylegesen érintkezésbe kerülő

*PAR* alapján határozzuk meg, s ezt összevessük a más módon meghatározott efficiencia-értékekkel. Tekintettel ugyanis arra, hogy a növényhez eljutó sugárzást általában a vízszintes szabad felszínre jutó globálsugárzás alapján szokták meghatározni, s így az állománystruktúrától nagymértékben függő — nem annyira a növényre, mint inkább az agrotechnikára és a fejlődési fázisra jellemző értékeket kapunk. Egy-egy növényfajta potenciális biomasszatermelési képességét az ilyen mutató kevésbé, illetve csak közvetett módon tükrözi.

### Anyag és módszer

1984 tenyészidőszakában Keszthelyen az agrometeorológiai kutatóállomás 0,3 ha-os kísérleti területén SZTC — 255 fajtájú kukoricaállományban végeztük méréseinket, a sortávolság 70 cm, a tőtáv 20 cm volt, a sorok kelet — nyugat



1. ábra: A rövidhullámú, illetve *PAR*-mérleg komponensei:  $G$ ,  $PAR$  — beérkező;  $G_a$ ,  $PAR_a$  — az állomány aljára lejutó;  $r_{gt}$ ,  $r_{pt}$  — a talajfelszínről reflektált;  $r_{ga}$ ,  $r_{pa}$  — az állományfelszínről reflektált sugárzás

irányításuk voltak. A vízszintes szabad felszínre érkező rövidhullámú globálsugárzást Kipp — Zonen-típusú piranométerrel mértük, mely az állománytól 30 m-re déli irányban 2 m magas állványon helyezkedett el. Az állomány rövidhullámú reflexsugárzását Janisevskij-típusú piranométerrel mértük, mely az állomány fölött 1,5 m-rel, a szélétől pedig minimum 10 m-rel volt elhelyezve. Az állomány aljára jutó rövidhullámú globálsugárzást Schulze-típusú piranométerrel mértük, mely a talajon elhelyezett vízszintes lapon állt. A *PAR*-t (400 — 700 nm tartományban) LI — 190SB típusú kvantum szenzorral mértük mind a beérkező mind a reflektált sugárzást az állomány fölött és az állomány alatt a talajtól 20 cm-re. A kvantum szenzor foton-fluxust mér, így a regisztrált értékeket utóbb energiaegységre számítottuk át. A talajfelszín rövidhullámú reflexsugárzását becslés alapján állapítottuk meg oly módon, hogy az állomány aljára lejutó globálsugárzás 20%-át vettük, mely megfelel az agyagos csupasz talaj átlagos albedójának.

A folyamatosan regisztrált sugárzásintenzitásból kiszámítottuk a hetenként  $1 \text{ m}^2$  felszínre érkező és onnan reflektált sugárzási energiát mind az állomány felszínére, mind pedig az aljára vonatkozóan. A hetenkénti összegzés azért volt célszerű, mert a biomasszára vonatkozó méréseinket is hetenként végeztük. Ily módon az állománynak, mint rétegnek a rövidhullámú ( $R_{\text{a11}}$ ), illetve fotoszintetikusán aktív ( $PAR_{\text{a11}}$ ) sugárzás egyenlegében pozitív előjellel vesszük figyelembe az állomány tetejére beérkező sugárzást ( $G$ , illetve  $PAR$ ) és a talajfelszínről visszaverődő sugárzást ( $r_{gt}$ , ill.  $r_{pt}$ ) negatív előjellel pedig az állomány aljára lejutó sugárzást ( $G_a$ , ill.  $PAR_a$ ), valamint az állomány felett érzékelhető reflex sugárzást ( $r_{ga}$ , ill.  $r_{pa}$ ). A mérleg tehát a következő:

$$R_{\text{a11}} = G + r_{gt} - r_{ga} - G_a \quad (1)$$

a rövidhullámú tartományban, és

$$PAR_{\text{all}} = PAR + r_{\text{pt}} - r_{\text{pa}} - PAR_a \quad (2)$$

a fotoszintetikusan aktív tartományban (1. ábra).

1984-ben a kukoricát április 27-én vetettük, a kelés május 14-én volt 50%-os. Az állomány aljára lejutó sugárzást június 14-én kezdtük mérni. Hetenként állítottuk elő a rövidhullámú és  $PAR$  sugárzási mérleg egyes komponenseit  $MJm^{-2} \text{ hét}^{-1}$  dimenzióban. Az állományból vett minta alapján meghatároztuk az adott héten egységnyi talajfelszínen képződött növényi szárazanyag mennyiségét és a levélterület-indexet. A minta 10 elemű volt mind a szárazanyag, mind a levélterület meghatározásánál. A kukorica növény gyökerét is kiástuk, így szárazanyagon a teljes növény szárazanyagát értjük. A gyökerek kiásása és kimosása ilyen tömegben és rendszerességgel természetesen rejt hibát magában, hiszen a hajszálgökerek egy részét el kell szakítani, de mivel ezek tömege nem túl jelentős a vastagabb gyökerek tömegéhez képest, a teljes tömeget jobban közelítjük, mintha csak a föld feletti részek tömegével számolnánk, s ez lényeges, hiszen a gyökér szárazanyaga is a fotoszintézis során képződő asszimilátumokból alakul ki.

A kukorica szárazanyag energiatartalmának meghatározására az adott esetben nem volt módunk, ezért itt az irodalom által közölt értékkel számoltunk, mely  $16,3 \text{ kJg}^{-1}$  (Usztenko, 1963). A fényhasznosulás hetenkénti értékeit a következő képlettel határoztuk meg (Tooming, 1977):

$$\eta = qY/W \cdot 100\% \quad (3)$$

ahol  $\eta$  – a fényhasznosulás (efficiencia), %

$q$  – a növény energiaértéke ( $\text{kJg}^{-1}$ )

$Y$  – az egységnyi területen egy hét alatt képződött szárazanyag ( $\text{g m}^{-2} \text{ hét}^{-1}$ )

$W$  – a sugárzási energia mennyisége az adott héten ( $\text{kJm}^{-2} \text{ hét}^{-1}$ )

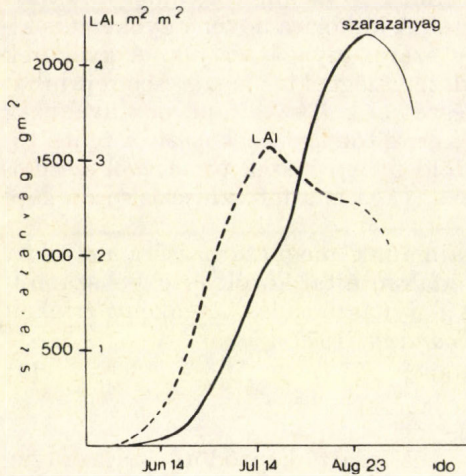
Attól függően, hogy  $W$ -t milyen sugárzásból (beérkező vagy elnyelt, klíma-átlag vagy aktuális) határozzuk meg, eltérő értékeket kaphatunk. A fotoszintetikusan aktív sugárzás mérése egyelőre csak kevés helyen valósítható meg, ökológiai számításoknál a  $PAR$ -t általában a globálsugárzásból számítják egyszerűen 0,5-ös szorzóval. Szokás továbbá a vízszintes felszínre beérkező sugárzási energiával számolni. Ebből viszont számottevő rész úgy jut le a talajfelszínre, hogy a növényvel nem is érintkezik, a jelentős nagyságú levélterület ellenére is a levelek kölcsönös árnyékolása miatt a ténylegesen interceptált sugárzás kevesebb, mint az állomány feletti felszínre érkező. A növény energiaátalakító képességét viszont az jellemzi jobban, ha a ténylegesen felvett sugárzáshoz viszonyítjuk a produktót. Az összehasonlítás érdekében az efficienciára vonatkozó számításokat többféle sugárzási energia meghatározással is elvégeztük.

### Eredmények

Az 1984. év tenyészidőszakában mért kukorica szárazanyag mennyiségének és levélterület-indexének alakulását mutatjuk be a 2. ábrán, vastag vonallal jelölve azon periódusban, mikor az állomány alján is történt sugárzásmérés. VI. 14. és VIII. 23. között a növényi szárazanyag folyamatosan gyarapodott. A levélterület-index maximumát a július 19-i méréskor tapasztaltuk, ezután az alsó, majd a felső levelek leszáradása indult meg, végül szeptember elején a zöld asszimiláló felület már rohamosan csökkent.

Az I. táblázatban a rövidhullámú sugárzási mérleg komponenseinek hetenkénti értékeit mutatjuk be. A táblázat 7. oszlopában feltüntettük az álló-

mány aktív felszínének rövidhullámú sugárzási mérlegét is, melyet az állomány fölött érzékelt bejövő, illetve reflektált rövidhullámú sugárzási energia különbségeként állítottunk elő, s amely érték tulajdonképpen ebben a tartományban azt az abszolút energiát jelenti, amellyel a talaj – növény – levegő rendszer gazdálkodik, amennyiben a légmozgásból eredő horizontális energiaadvekciónak eltekintünk, s ez utóbbi elhanyagolását joggal megtehetjük, mivel ennek spektruma már a hosszuhullámú tartományba esik.



2. ábra: SZTC-255 kukorica szárazanyag és levélterület-index alakulása, 1984 Keszthely

Összevetve az állománynak mint rétegnek a sugárzási mérlegét az aktív felszín sugárzási mérlegével (a kettő hányadosát tartalmazza a táblázat 8. oszlopa), azt tapasztaljuk, hogy a biomassza növekedésével az arány egyre nő, vagyis az állományban lejátszódó energiáttranszformáció a talajon lejátszódó energiacseréhez képest egyre nagyobb mértékűvé válik. Az állomány mikroklímájának kialakításában tehát eleinte inkább a talaj sajátosságainak nagyobb a jelentősége, később egyre inkább az állomány struktúrája – magassága, levélterülete és főként a biomassza mennyisége – az, amely meghatá-

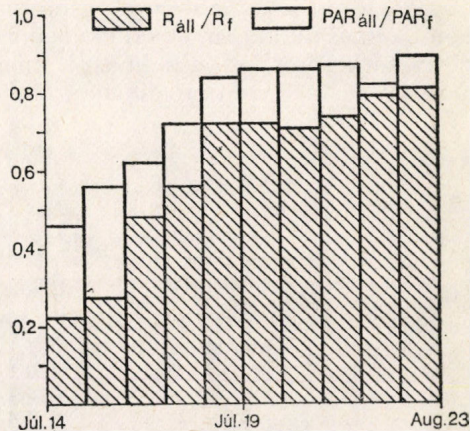
### I. TÁBLÁZAT

*Kukoricaállomány rövidhullámú sugárzásmérlegének komponensei ( $MJm^{-2} hét^{-1}$ )*  
( $G$  – állományon kívüli globálsugárzás,  $\tau_{gt}$  – a talajfelszínről reflektált sugárzás,  $\tau_{gá}$  – az állomány feletti reflexsugárzás,  $G_a$  – az állomány alatti globálsugárzás,  $R_{all}$  – az állomány mint rétegsugárzás mérlege,  $R_t$  – az állomány aktív felszínének sugárzásmérlege a rövidhullámú tartományban, 1984 Keszthely)

Időtartam	$G$	$\tau_{gt}$	$\tau_{gá}$	$G_a$	$R_{all}$	$R_t$	$R_{all}/R_t$
jún. 14–20.	169,361	27,098	30,138	135,489	30,832	139,223	0,221
jún. 21–27.	150,821	23,062	25,030	115,311	33,542	125,791	0,267
jún. 28–júl. 4.	123,984	13,152	22,400	65,761	48,975	101,584	0,482
júl. 5–11.	170,306	15,379	29,668	76,985	79,125	140,638	0,563
júl. 12–18.	139,442	7,800	26,810	39,041	81,391	112,632	0,723
júl. 19–25.	149,395	8,342	27,992	41,710	88,035	121,403	0,725
júl. 26–aug. 1.	117,972	6,888	22,195	34,439	68,230	95,777	0,712
aug. 2–8.	145,295	7,723	28,844	38,618	85,556	116,451	0,735
aug. 9–15.	134,788	5,741	22,751	28,704	89,073	112,037	0,795
aug. 16–23.	150,944	5,926	28,054	29,631	99,185	122,890	0,807

rozza azt a tényleges energiahányadot, amely az állományon belül transzformálódik. A biomassza elsődleges szerepét látjuk abban is, hogy július 19. után a levélterület már csökkent, de a transzformálódó energia aránya, ha kis-mértékben is, de az időszak végére újra nőtt.

A fotoszintetikusan aktív sugárzási tartományban a mérleg egyes komponenseit a II. táblázat tartalmazza. A mért állomány-reflexió szerint a  $PAR$  albedó-értéke 4–6%, ami jó egyezést mutat irodalmi értékekkel (Uchijima, 1975). A  $PAR$ -tartománybeli talajreflexió 11–36%, átlagos értéke 25%.



3. ábra: Az állománymérleg és az aktív felszín mérlegének aránya a  $PAR$  és a rövidhullámú tartományban kukoricaállományban, 1984 Keszthely,

Az állomány által elnyelt sugárzás ( $PAR_{\text{áll}}$ ) mellett feltüntettük az aktív felszín  $PAR$  mérlegét is ( $PAR_{\text{mérleg}}$ ), továbbá a kettő arányát (II. táblázat 8. oszlop). Utóbbi mutatja, hogy az adott sugárzási tartományban rendelkezésre álló energia hányad része transzformálódik az állomány által. A  $PAR$ -tartományban ez a hányad 46–89% közötti, eleinte gyorsan növekszik, majd később kevésbé változik. A  $PAR_{\text{áll}}/PAR_{\text{mérleg}}$  aránya, összehasonlítva a tágabb rövidhullámú tartomány ugyanilyen mutatójával, hétről hétre rendszeresen nagyobb a  $PAR$ -tartományban. A fotoszintetizáló apparátus nagyságának és

## II. TÁBLÁZAT

Kukoricaállomány fotoszintetikusán aktív sugárzási mérlegének komponensei ( $MJm^{-2}$  hét $^{-1}$ )  
 $PAR$  – az állomány fölött mért fotoszintetikusán aktív sugárzás,  $r_{pt}$  – a talajfelszín  $PAR$  reflexiója,  $r_{ga}$  – az állomány felszín  $PAR$  reflexiója,  $PAR_a$  – az állomány talajára érkező  $PAR$ ,  $PAR_{\text{áll}}$  – az állomány mint réteg  $PAR$ -mérlege,  $PAR_t$  – az állomány aktív felszínének  $PAR$ -mérlege, 1984 Keszthely

Időtartam	$PAR$	$r_{pt}$	$r_{ga}$	$PAR_a$	$PAR_{\text{áll}}$	$PAR_t$	$PAR_{\text{áll}}/PAR_{\text{mérleg}}$
jún. 14–20.	61,362	3,874	3,25	35,167	28,819	58,112	0,462
jún. 21–27.	51,222	2,779	2,65	24,147	27,204	48,573	0,560
jún. 28–júl. 4.	44,079	2,765	2,10	18,723	26,021	41,979	0,620
júl. 5–11.	63,101	5,943	3,98	22,618	42,446	59,121	0,718
júl. 12–18.	52,328	3,898	3,21	11,823	41,193	49,118	0,838
júl. 19–25.	53,548	2,688	2,15	9,567	44,521	51,398	0,866
júl. 26–aug. 1.	47,072	2,722	2,41	8,778	38,654	44,662	0,866
aug. 2–8.	54,332	3,747	3,36	10,422	44,297	50,972	0,869
aug. 9–15.	43,586	2,334	1,90	9,966	34,054	41,686	0,817
aug. 16–23.	52,575	3,385	1,89	9,123	44,947	50,685	0,886

a biomassának az együttes hatására utal az, hogy a csökkenő levélterület és a növekvő szárazanyag periódusában az arány lényegében állandó (3. ábra).

Az állomány mint réteg *PAR*-mérlege jelenti azt az energiamennyiséget, ami a fotoszintézisre rendelkezésre áll. Ezen energia nagy része disszipálódik (hővé alakul), s csak töredéke fixálódik a biomasszában. A fotoszintézisben megkötött energia jelentős része a respiráció folyamatában újra felszabadul, ez szintén csökkenti a produkció hatásfokát.

Mivel az emberiség számára a Nap az egyetlen ingyenes és belátható időn belül kimeríthetetlen energiaforrás, jogos a mezőgazdászok azon törekvése, hogy a természetett növények a napsugárzás energiáját a legnagyobb mértékben használják ki. Ennek érdekében megfelelő produktív fajtákat, illetve olyan vetésszerkezetet kell alkalmazni, amely biztosítja a lehető legnagyobb fényhasznosulást. Kvantumkémiái számítások alapján a maximális fényhaszno-

### III. TÁBLÁZAT

*A kukorica fényhasznosulása (%) a rövidhullámú globálsugárzásból ( $\eta_{G/2}$ ), a beérkező *PAR* alapján ( $\eta_{PAR}$ ), az elnyelt *PAR* alapján ( $\eta_{PAR_{all}}$ ) 1984 tenyészidőszakában Keszthelyen*

Időtartam	$\eta_{G/2}$	$\eta_{PAR}$	$\eta_{PAR_{all}}$
jún. 14 – 21.	1,1	1,5	3,3
jún. 22 – 28.	3,1	4,6	8,6
jún. 29 – júl. 5.	5,7	8,0	13,6
júl. 6 – 12.	4,4	5,9	8,8
júl. 13 – 19.	5,0	6,6	8,4
júl. 20 – 26.	3,9	5,4	6,5
júl. 27 – aug. 2.	11,1	13,9	17,0
aug. 3 – 9.	7,8	10,5	12,9
aug. 10 – 16.	5,6	8,8	10,3
aug. 17 – 23.	2,4	3,4	4,0

sulás 28% körüli (Ross, 1975). Természetesen a tényleges érték növényfajtától, környezeti feltételektől és az agrotechnikától erősen függ. A növény potenciális produktíóképességét optimális viszonyok között az asszimiláló felületet ténylegesen érő fotoszintetikusán aktív sugárzás beépülési aránya alapján jellemezhetjük. Növényállományok esetén ezt jól jellemezhetjük az állomány által elnyelt *PAR* alapján számított efficienciával.

A III. táblázatban a különbözőképpen számított efficiencia-értékeket mutatjuk be a kelés utáni 4. héttől kezdődően, hetenkénti bontásban. Az első oszlopban a beérkező globálsugárzás heti összegét feleztük, a második oszlopban a ténylegesen mért beérkező fotoszintetikusán aktív sugárzás energiáját vettük, a harmadik oszlopban pedig az általunk meghatározott elnyelt *PAR* alapján számított efficiencia-értékeket tüntettük fel.

Megállapíthatjuk, hogy a mért beérkező *PAR* alapján számított efficiencia nagyobb, mint a globálsugárzás felezésével meghatározott érték. Vagyis méréseink szerint a *PAR* nem egyezik meg a rövidhullámú globálsugárzás felével; az átszámítási szorzó  $0,37 \pm 0,08$ , melyet a napi összegek alapján állapítottunk meg.

Az elnyelt *PAR* alapján számított efficiencia-mutató értéke a legnagyobb – maximuma július végén – augusztus elején volt: 17%. A tenyészidőszakra vonatkozó átlagos értéke 9,3%.

Az elnyelt *PAR* meghatározására viszonylag kevés helyen van lehetőség,

ezért érdemes kapcsolatot keresni a beérkező globálsugárzás felezésével számított és az elnyelt *PAR* alapján meghatározott efficiencia-mutatók között. A kétfajta érték közötti kapcsolat szoros  $r = 0,934$  korrelációs koefficienssel jellemezhető, s a lineáris regressziós egyenlet a következő:

$$\eta_{PAR} = 1,4 \eta_{G/2} + 2,3 \quad (4)$$

A 4-es egyenlet módját nyújt arra, hogy a növény produktívéességét jól tükröző mutatóhoz jussunk a hálózatszerűen mért globálsugárzás adataiból.

### Összefoglalás

1984 tenyészidőszakában kukoricaállományban végzett sugárzásmérések és a párhuzamosan végzett tömegmérések eredményeit a következőkben foglalhatjuk össze:

1. A növényállomány által transzformált rövidhullámú sugárzási energia arányosan növekszik a biomasszával és a teljes rövidhullámú tartományban rendelkezésre álló energiának 0,2 → 0,8 részét teszi ki.

2. A fotoszintetikusan aktív tartományban az állomány által transzformált energia 0,4 → 0,9-ed része az állomány feletti *PAR*-mérlegnek és szintén növekszik a biomassza növekedésével, de ebben a tartományban jelentős szerephez jut az asszimiláló felület nagysága is.

3. Az efficiencia hetenkénti értékei határozott szezonális menetet mutatnak, melynek maximuma a levélterület maximumának kialakulása és a maximális biomassza kialakulása közötti időszakra esik. (Korábbi mérések is hasonló menetet mutattak (Hunkár, 1984, 1986))

4. Az állomány által elnyelt *PAR* alapján számított efficiencia és a globálsugárzásból számított efficiencia között szoros lineáris kapcsolat van, így utóbbi ismeretében a növény produktívéességét jobban jellemző efficiencia-mutatóhoz juthatunk.

### IRODALOM

- Anda, A., 1984: A cementgyári szállópor hatásának vizsgálata kukoricaállományban. Egyetemi doktori értekezés, ATEK.
- Dávid, A., 1962: Albedómérések eredményei a Marcell György Observatórium területén. Beszámoló *OMSZ Hiv. Kiadv. XXVI.* 172-176.
- Dávid, A., 1977: Sugárzásháztartás a Fertő tavon. *OMSZ Kisebb Kiadv. 43.*
- Dávid, A., 1986: Az albedó alakulása Magyarországon, az 1951–1980-as periódusra végzett számítások alapján. Beszámoló az 1984-ben végzett tud. kutatásokról. (In print.)
- Dávid, A., – Takács, O. 1986: A rövidhullámú sugárzási egyenleg Magyarországon. *Időjárás* 90. 24–31.
- Hunkár, M., 1984: A napsugárzás és a növényállományok viszonya különös tekintettel a fotoszintetikusan aktív sugárzás kukoricaállományba történő behatolására és hasznosítására. Egyetemi doktori értekezés, ELTE.
- Hunkár, M., 1986: Kukoricaállomány fotoszintetikus aktivitása. (In print.)
- Ross, J., 1975: Radiative transfer in plant communities. In: *Vegetation and atmosphere I.* (szerk.: Monteith, J. L.) 13–55. Academic Press, London – New York.
- Tárkányi, Zs., 1959: Balatoni albedómérések. *Időjárás* 63, 100–102.
- Tooming, H. G., 1977: *Szolnecsnaja radiacii i formirovanyije urozsaja.* Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Uchijima, T., 1975: Maize and rice. In: *Vegetation and atmosphere* (szerk.: Monteith, J. L.). Academic Press, London – New York.
- Usztenko, G. P., 1963: Fotoszinteticeszkaja dejatelnoszty rasztenij v poveszah kak osnova formirovanyija viszokih urozsav. Fotoszintez i vaproszi produktivnoszti rasztenij 37–70, Moszkva.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 1. szám. 1986. július–augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No 4. July–August 1986 Budapest*

## Jetek felismerése műholdképeken

GYENES LAJOS, Központi Légtérfizikai Intézet, H—1675 Budapest, Pf. 39

*Recognition of jets on satellite images.* The paper is dealing with the possibility of recognition of jet streams on satellite images. The investigation was carried out by using both the infrared and the visible images of NOAA—7, received in 1983. At first the paper reviews those cloud characteristics on the basis of which the jets can be identified, then the results achieved are shown. The research was carried out in three categories, applying seasonal resolution. For the individual seasons to a certain extent different results have been obtained, being in line with the variations of the European cloud fields and the jets. The 57 per cent level of recognition provides a good basis for the practical application analysis by satellite images.

✱

*Jetek felismerése műholdképeken.* Jelen tanulmány a jetek műholdképek alapján történő felismerhetőségét tárgyalja. A vizsgálatot az 1983-as évre végeztük el a NOAA—7 műhold infravörös és látható tartományban készült képeinek a felhasználásával. Először ismertetjük azokat a felhőzeti karakterisztikákat, amelyek alapján azonosíthatók a jetek, majd bemutatjuk a kapott eredményeket. A vizsgálatot három kategóriában, évszakos felbontást alkalmazva végeztük el. Az egyes évszakokra kissé eltérő eredményeket kaptunk, összhangban a jet és az európai felhőzeti mező változásaival. A teljes évre vonatkozó 57%-os felismerhetőség jó alapot nyújt a műholdképes analízis gyakorlati felhasználására.

✱

*Bevezetés.* A jet keskeny zónába koncentrálódott légáramlás a felső troposzférában és a sztratoszférában, mely erős sebességgradienssel, csaknem horizontális tengellyel, valamint egy vagy több sebességmaximummal jellemezhető. Alakjuk és intenzitásuk erősen változó.

Elhelyezkedésük alapján a jeteknek több fajtáját különböztetjük meg, amelyek ugyanakkor évszakos változékonyságot is mutatnak. A legkarakterisztikusabb a polárfronti és a szubtrópusi jet. Ezek jelentőségét elsősorban a szinoptikus rendszerekkel való kölcsönhatásuk adja. Annak ellenére, hogy a troposzféra felső részében találhatók, közvetve szerepet játszanak a felszínközeli időjárás alakításában is. Az általuk keltett turbulencia a repülés számára jelent veszélyforrást. A zivatarfelhőkre, ezek szerkezetétől függően, nyíró, vagy erősítő hatást fejtenek ki. Ez utóbbi esetben erős jégesőképződés jöhet létre, kárt okozva a mezőgazdasági kultúrákban.

A műholdképes vizsgálatot a szélmező és a felhőmező között fennálló szoros kapcsolat teszi lehetővé. Amerikai kutatók (Oliver et al. 1964, 1966) már a 60-as évek elején rámutattak, hogy a képeken látható karakterisztikák alapján az esetek jelentős részében analizálhatók a jetek, sőt az intenzitásukra, mozgásukra is következtetni lehet. Az ilyen típusú vizsgálatoknak jelentő-

seget ad az, hogy eredményeik beépíthetők a mindennapos prognosztikai munkába. Így a jetek műholdképes analízise is hasznos információkat szolgáltat az időjárás előrejelzéséhez, hiszen intenzitásukból, elhelyezkedésükből következtetni lehet a magassági teknők és gerincek elhelyezkedésére, valamint fejlettségére. E témakörben a vizsgálatok nagy részét még a 60-as években végezték. Az azóta eltelt időszakban viszont jelentős fejlődés ment keresztül a műholdtechnika és az adatfeldolgozás. Javult a felbontóképesség, a műholdképek minősége, valamint a képek vételi lehetősége. A hurokfilm-technika segítségével lehetővé vált a jetek mozgásának (áthelyeződésének) a megjelenítése, sőt szélvektorok számítása is a felhőzeti karakterisztikák alapján. Magyarországon *Tánczer* (1979) foglalta össze a műholdas adatok felhasználásának eredményeit, lehetőségeit.

Jelen tanulmányban a jetek műholdképes vizsgálatát az 1983-as évre végeztük el Európa területére vonatkozóan. Figyelembe vettük Észak-Afrika térségét is, a szubtrópusi jet néhány felhőzeti sajátosságának megállapítása végett. A jetek felismeréséhez a NOAA-7 műhold délutáni képeit használtuk fel. Január és február hónapokban csak az infra, a további 10 hónapban viszont a látható tartományban készült képeket is.

A jetek felhőzetének és helyzetének pontos megállapításához az *Euro-päischer Wetterbericht 00* és *12 GMT-s* térképeit és az *Előrejelző Intézetben* készült *12 GMT* időpontra vonatkozó *250* és *400 mb-os AT* topográfiákat használtuk fel.

### 1. A jetek műholdképes analízise

A jetek műholdképek alapján történő felismerését a következő feltételek segítik elő:

- Az esetek nagy részében sajátos Cirrus-felhőzet tartozik hozzájuk.
- Szoros kölcsönhatásban vannak más szinoptikus rendszerekkel, így a ciklonokkal és anticiklonokkal.
- A bennük levő nagy szélességek és szélnyírásértékek, más kedvező körülményekkel párosulva, meghatározott felhőformákat hoznak létre, illetve hatást gyakorolnak a már meglévő felhőzetre.

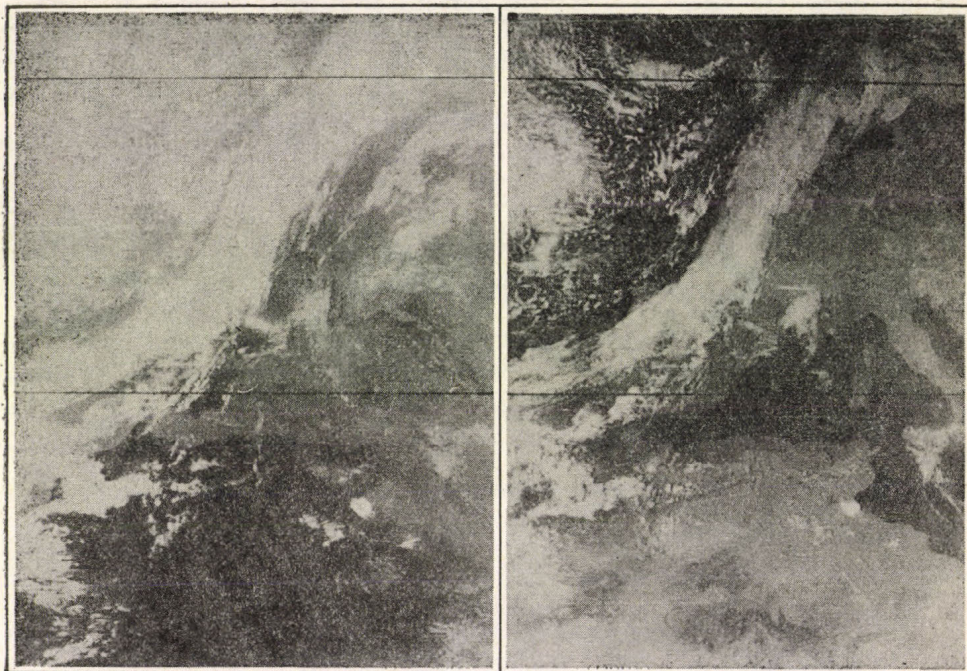
A fentiek alapján a jetek felismerését, analizálását a következő felhőzeti karakterisztikák, sajátosságok alapján lehet elvégezni.

*1.1 Cirrus-felhőzet található a jet tengelye mentén.* A jetre jellemző Cirrus-felhőzet kialakulásának oka a jet körüli cirkuláció. A cirkuláción belül felszálló mozgás az áramlás irányát tekintve a jet jobb oldalán jön létre, kedvező légköri feltételeket teremtve a felhőképződéshez. Amennyiben a telítési viszonyok megfelelők és elegendő mennyiségű kondenzációs mag is jelen van, ezen a területen alakul ki a jellegzetes Cirrus-felhőzet. A jetek ritkán alkotnak tiszta zonális áramlást, az esetek legnagyobb részében meanderező mozgást végeznek. Rendszerint a magassági teknőket és gerinceket övezik. A felhőzet kialakulásához a legkedvezőbb feltételek a teknő előoldalán jönnek létre, ez ugyanis a felszálló mozgások területe. A műholdképek analízise szerint cirroformis felhőzet három alapvető formában jöhet létre:

- Cirrus-csík, vagy -csíkok a jet tengelye mentén. Bármely szakaszon létrejöhetnek. Az esetek nagy részében azonban nem összefüggően húzódnak a tengely mentén. Ez a felhőzettípus leginkább a teknő hátoldalán jellemző. A hosszuk *500-1500 km*, szélességük *100 km-ig* terjed, de repülőgépes meg-

figyelések szerint olyan keskenyek is lehetnek, amelyek már a műhold felbontóképessége alá esnek.

– Cirrus-sáv. A teknő előoldalának és a gerinc hátoldalának a jellemző felhőzete. Hossza szárazföld felett 500–1700 km, az Atlanti-óceán felett azonban néhány alkalommal 2000 km-nél is hosszabb Cirrus-sáv húzódik a tengely mentén. Szélessége 100–400 km-re tehető.



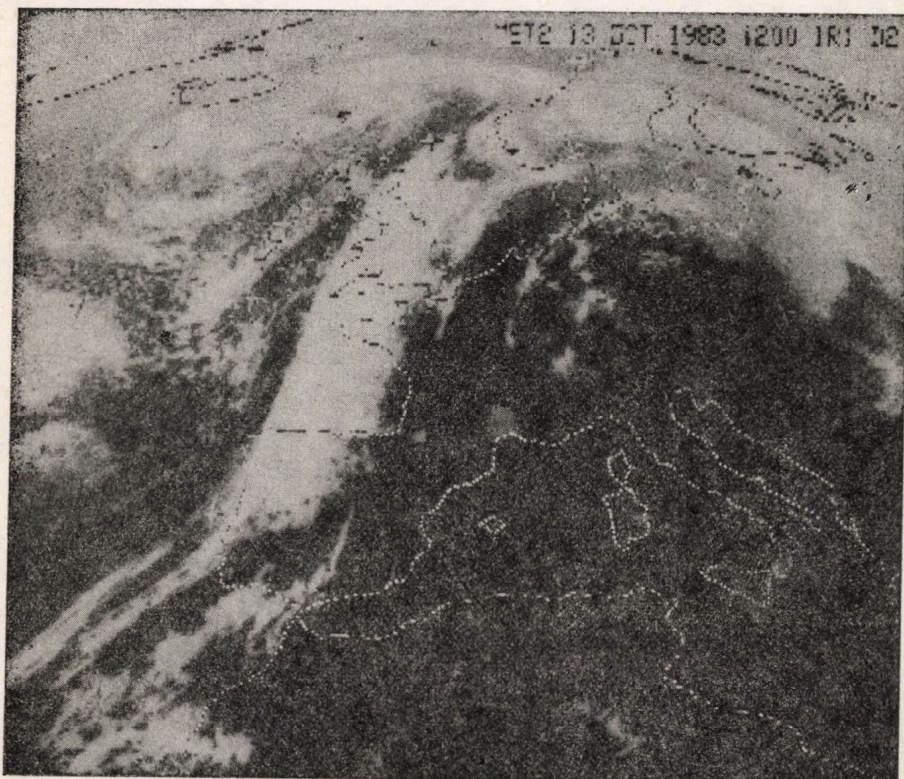
1. ábra: NOAA-7 műholdkép, 1983. október 13. 12 GMT. A Portugália–Nagy-Britannia vonalon, a jet tengelye mentén Cirrus-sáv húzódik.

– Cirrus-felhőtömeg. Általában a téli félévben jelenik meg, és többnyire zonális áramlásnál, vagy pedig kis amplitúdójú hullámok gerincén, ill. a teknő előoldalán fedezhető fel. Hosszúsága 500–1000 km körül van, szélessége pedig 400–600 km-re tehető.

A fentiekén kívül néhány esetben, amikor Európa szinte egész területén nagy szélsébségek fordultak elő, széles, keskeny sávokból álló Cirrus-felhőzet volt megfigyelhető, a maximális szél tengelyétől jobbra. Ez azonban az erős jetek esetére nem jellemző.

A Cirrus-sáv és -felhőtömeg sajátossága, hogy a jet tengelye mentén sima széllal végződik, ami feltehetően a horizontális szélnyírás nagy értékének, ill. a gradiensek előjelváltásának köszönhető. Ez az éles határ az esetek 70–80%-ában a jet tengelyét jelöli ki. A fennmaradó esetekben pedig a tengelytől jobbra 200 km-en belül található. Szovjet kutatók (Minyina, 1970; Petrenko, 1974) megfigyelései szerint a szélük az esetek közelítőleg 4%-ában a jet tengelyétől balra található. A mi vizsgálataink szerint ilyen eset nem, ill. csak jelentéktelen távolságra nyúlt át a Cirrus-felhőzet a bal oldalra.

Amennyiben az eddig leírt magas szintű Cirrus-felhőzet látható a műholdképen, nagy valószínűséggel lehet jet jelenlétére következtetni. A sima felhőszelel alapján kijelölhető a tengely és a jet iránya is világossá válik. A cirroformis felhőzet mind az infra, mind a tv-képeken nagyon jól felismerhető, ha nincs jelen frontális felhőzet. Az 1. ábrán a jet a Portugália–Nagy-Britannia vonalon húzódik. A NOAA–7 látható tartományban készült képen jól lát-



2. ábra: METEOSAT műholdkép, 1983. október 13. 12 GMT. A jet és az Izland környékén örvénylő ciklon felhőrendszere.

ható a Cirrus-sáv, amely a jet tengelyének jobb oldalán, a frontális felhősáv hátsó szélénél húzódik. A 2. és 3. ábrán levő METEOSAT-képek ugyanerről a helyzetről készültek. A 3. képen számítógép segítségével kiemeltük a magas szintű felhőzetet, így a Cirrus-sáv jól látható, és kijelölhető a jet tengelye is.

1.2 A magas szintű felhőzetben harántsávok láthatók. A jet felhőzetének karakterisztikus jellegzetessége, hogy benne harántsávok jöhetnek létre. Ezek a mezostrukturális sajátosságok intenzív jetek felhőmezejében keletkeznek, főleg az erős vertikális és horizontális szélnyírás hatására, és erős turbulenciára utalnak a jet körül. A harántsávok többnyire a felhősávokra merőlegesen helyezkednek el, azaz merőlegesek a jetben levő légáramlásra. Néhány esetben azonban megfigyelhető, hogy a sávok a tengely normálisával szöget zárnak be. Ez azonban  $45^\circ$ -nál sohasem volt nagyobb. Minél intenzívebb a jet, annál kisebb ez a szög. Megjelenési formái a műholdképeken a következők:

– Fésűszerű megjelenés: ez a típus volt megfigyelhető Európa térségében,

közelítőleg 45 m/s-os szélességértékek felett. A létrejöttükhöz azonban nem elég a nagy sebesség és szélnyírásérték, más feltételek is szükségesek hozzá, hiszen az egyéves analízis során viszonylag kevés esetben volt látható. A sávok a cirroformis felhőzet középső részéről indulnak ki, és a jobb oldalán helyezkednek el. Szélességük 10–30 km-re, hosszúságuk 100–200 km-re tehető. Az évi vizsgálat során 28 esetben, az intenzív jetek közelítőleg 22%-ában



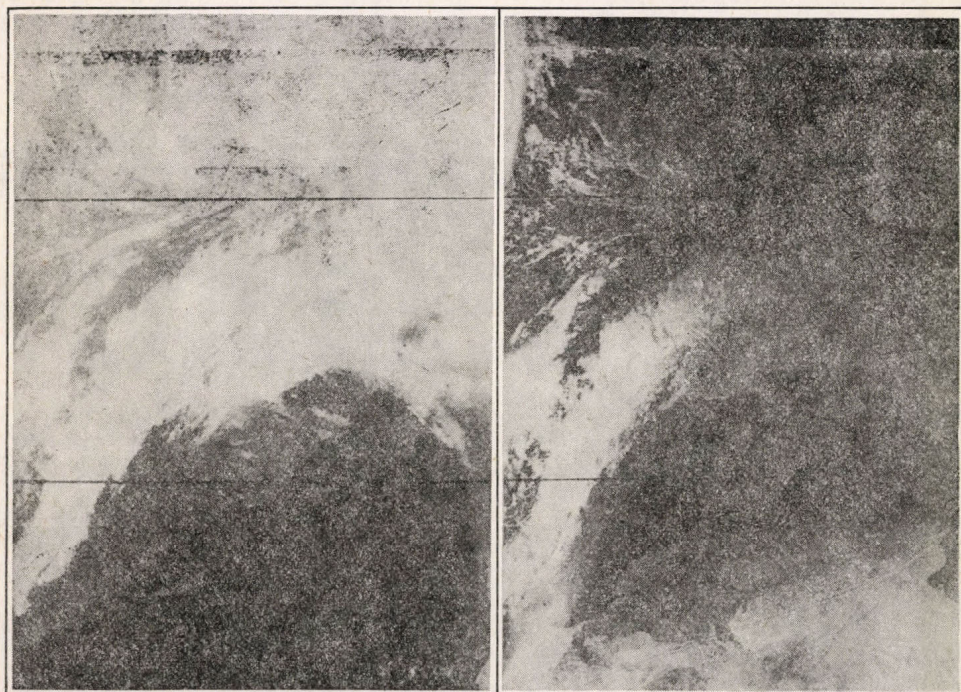
3. ábra: METEOSAT műholdkép, 1983. október 13. 12 GMT. A magas<sup>sz</sup> zintű felhőzet kiemelése révén a jet felhőzete elkülönül a frontális felhősávtól

volt látható ez a felhőzeti sajátosság. A szárazföld felett kevésbé kifejezett, az Atlanti-óceán felett határozottabb volt a formája. Itt a harántszáv hossza 1000 km-es nagyságrendű volt.

– Tiszta keresztcsávos megjelenés: ez a típus főleg Észak-Afrika felett figyelhető meg, azaz a szubtrópusi jet felhőzetének sajátossága. A sávok általában középen találhatók, két oldalt pedig vékony Cirrus-sáv húzódik az áramlás irányában. A sávok szélessége 20–80 km, hosszúságuk 100–500 km körül van, maga a felhősáv hossza pedig 1000 km-es nagyságrendű. Ez a típusú felhőzet 70 m/s feletti sebességű jet esetében jön létre. A műholdképeken az egy év alatt 8 esetben tűnt fel Egyiptom térségében, a téli félévben. A 4. ábrán található NOAA–7 képen a jet Spanyolországtól nyugatra az Atlanti-óceán felett húzódik. A felhősáv jobb oldalán jól látható a hosszan elnyúló harántszávos felhőzet..

1.3 Frontális felhősáv és Cirrus-felhőzet együttesen jelenik meg. Az esetek nagy részében a jet a felszínközeli frontokkal hosszú szakaszokon közel párhuzamosan fut. Általában 200–300 km-re mögöttük helyezkedik el. A meg-

figyelések tanúsága szerint a jet tengelye az esetek 60–70%-ában közelítőleg a frontális felhősáv hátsó szélénél jelölhető ki. A magassági teknő elülső, délkeleti részén mindig párhuzamos a tengely a felhősáv szélével. Ettől a helytől a teknő hátoldala felé, északi irányban hajlik el a felhősávtól, a gerince

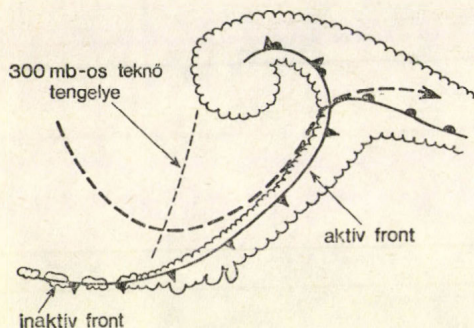


4. ábra : NOAA–7 műholdkép, 1983. december 24. 12 GMT. A képek jobb oldalán a jetet kísérő felhősáv jobb szélén harántsávok szerkezete látható

hátoldala felé haladva pedig a frontális felhősáv belseje felé tér el a jet tengelye.

1.4 *A jet és a kifejlett ciklonális felhőörvény kapcsolata.* A jet-tengely helyzete a ciklon felhőrendszere alapján nagy biztonsággal meghatározható. Ennek modelljét *Oliver et al. (1966)* írták le. Az Európa térsége feletti megfigyelések alapján kissé módosított modell az 5. ábrán látható. A jet felhőzetének a széle általában a tengely görbületét követi. A magassági teknő tengelye körül ciklonális görbülettel rendelkezik, majd kiegyenesedik, végül a gerincen anticiklonális görbületet vesz fel. Ez a séma nagy amplitúdójú teknők és gerincek esetén érvényes. Sokszor fordul azonban elő, hogy Európa felett kis amplitúdójú, nagy hullámhosszú magassági hullámok fejlődnek ki. Ekkor, ha kedvezők a feltételek a felhőképződésre, szinuszosidális formájú Cirrus-felhőzet is kialakulhat a tengely mentén. A jet tehát a teknő délnyugati, déli részén fokozatosan megközelíti a ciklon külső felhősávjának a belső szélét, majd a teknő délkeleti részén, ahol a frontszakasz már aktív, a tengelye közel párhuzamossá válik a frontális felhősávval. A gerinctől kezdve viszont a jet anticiklonális irányítottságúvá válik, és keresztezi a ciklonálisan a cikloncentrum felé irányuló frontális felhősávot. A keresztezés az esetek 90%-ában az okklúziós pont közelében megy végbe. Mivel a nagy ciklonokat csaknem

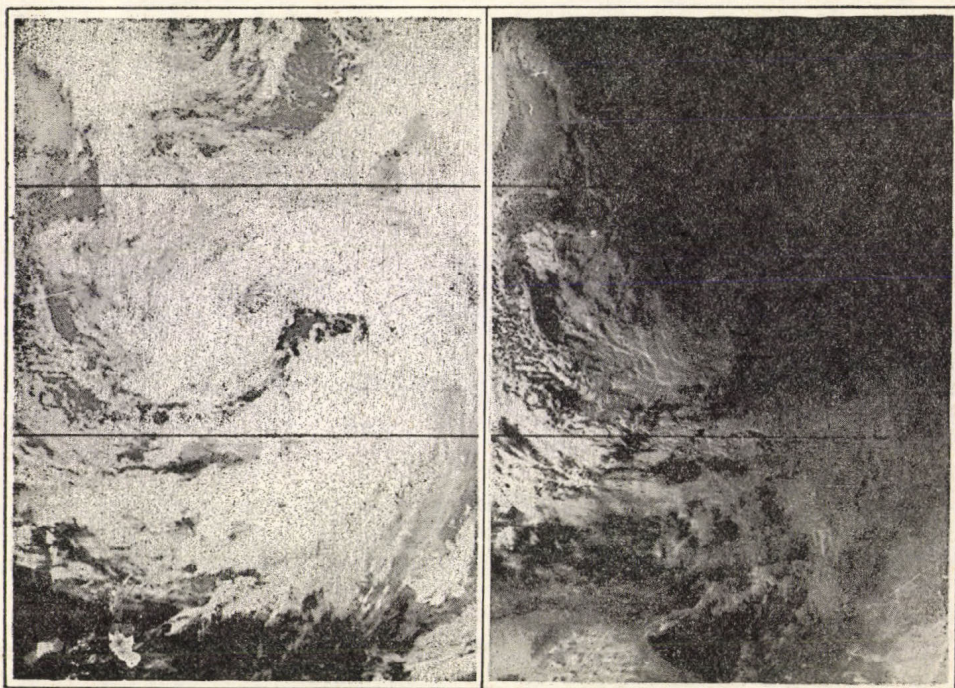
mindig övezi egy jet, a fent leírt kapcsolat alapján jól kijelölhető a jet tengelye akkor is, ha csupán szórványos Cirrus-felhőzet utal rá. A 6. ábrán erre a modellre mutatunk be konkrét példát. Európa felett hatalmas felhőörvény található. A teknő hátoldalán gomolyos felhőzet, a Pireneusok felett viszont intenzív hullámfelhőképződés figyelhető meg. A látható tartományban készült



5. ábra: A felhőörvény és a jet kapcsolata Európa térségében.

képen az áttetsző Cirrus-felhőzet is felismerhető a tengelytől jobbra. A jet az okklúziós pont közelében keresztezi a felhőörvényt.

Természetesen a ciklon korai fejlődési fázisaiban, valamint a degradálódás

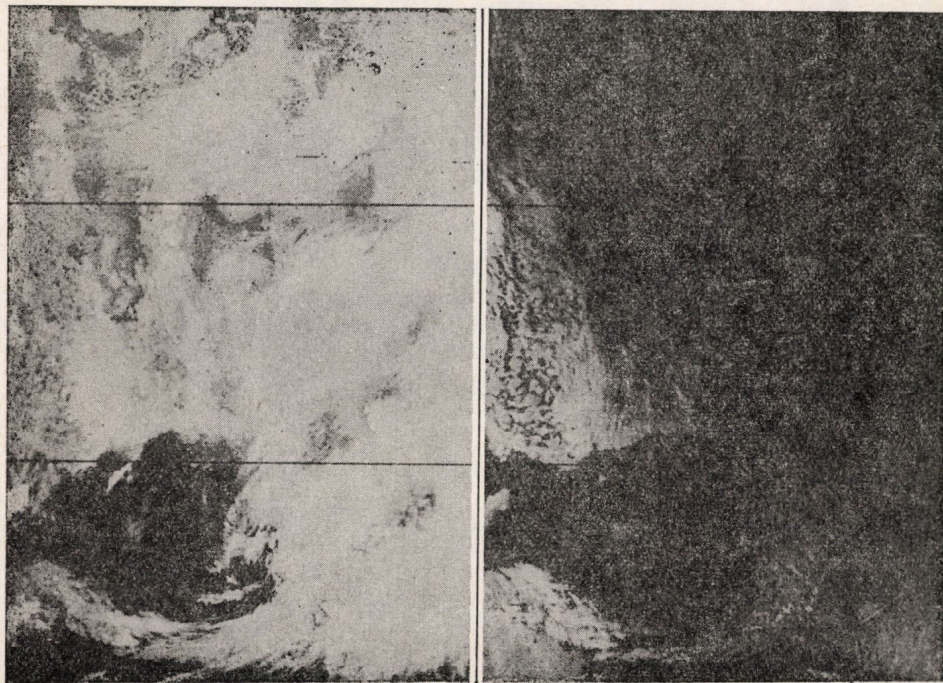


6. ábra: NOAA-7 műholdkép, 1983. november 27. 12 GMT. A felhőörvényben a jetre utaló felhőzeti karakterisztikák láthatók: hullámfelhők a képek bal alsó részén, a Pireneusok felett, valamint a jobb oldali látható tartományban készült képen magas szintű, fátyolos szerkezetű Cirrus felhőzet

időszakában ez a kapcsolat megváltozhat. Néhány esetben stabilis, hosszú ideig fennálló ciklonok esetén a jet teljes egészében ciklonális jellegűvé vált, és a leépülés időszakában körülvette a ciklont. A ciklon, ill. a teknő hátsó részében, ahol a jet nem párhuzamos a felhőörvény inaktív szakaszával, segíthet a tengely kijelölésében a cellás szerkezet. A jet két oldalán a stabilitásban jelentkező különbségek abban nyilvánulnak meg, hogy a tengelytől balra nyitott, jobbra pedig zárt cellák találhatók az esetek többségében. Természetesen a cellás szerkezet az esetek 95%-ában tengerek, óceánok fölött jön létre, tehát ez a jet azonosításában csak akkor lehet a segítségünkre, ha a felhőörvény hátoldala az óceán fölött vagy a közelében helyezkedik el.

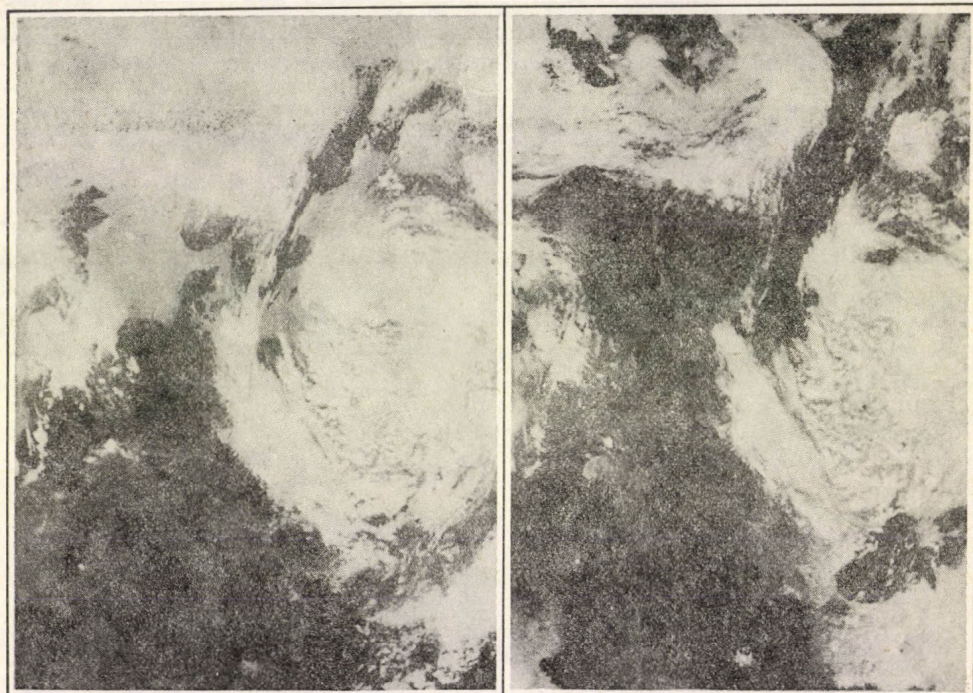
1.5 *Hullámfelhők jelennek meg a felhőzeti mezőben.* A turbulencia keletkezésében elsősorban a vertikális szélnyírás szerepe a döntő. A műholdképek tanúsága szerint a hullámfelhők a hegységek fölött, ill. azok körül széles területekre terjedhetnek ki. A légáramlásban a legnagyobb deformáció a hegyerinc szélárnyékos oldalán megy végbe, ahol különböző méretű örvények és hullámok keletkezhetnek. Ez a hatás akár 500–600 km hosszú területásra is kiterjedhet. A megfigyelések szerint a hegyhullámokban hasonló intenzitású turbulencia is kifejlődhet, mint a Cb-felhőkben. Az alacsony hegyerincek szélárnyékos oldalán a hullámhossz akár tízszer is nagyobb lehet a hegy magasságánál. Az a maximális magasság pedig, ameddig a hegyhullámok kiterjedhetnek, gyakran többször is meghaladhatja a gerinc magasságát.

Vizsgálataink egyértelműen bizonyították a hullámfelhők jelentőségét a jetek analízisében, az erős jetek ugyanis az alacsonyabb magasságokban is nagy szélességségtékeket hoznak létre. A 7. ábrán a jet a Franciaország–



7. ábra: NOAA–7 műholdkép, 1983. november 28. 12 GMT. A képek bal szélén a Pireneusok és az Atlasz-hegység térségében erős hullámfelhőképződés látható

Észak-Afrika vonalon húzódik. A jobboldali képen jól látható a Pireneusok és az Atlasz-hegység fölötti erős hullámfelhő-képződés. A hullámvonalak irányítottsága szépen mutatja a jet irányát. Amikor széles területre terjedt ki a hullámfelhőzóna, a felső szinteken minden egyes esetben jet jelenléte volt vebbek a jetek is. Az I. táblázat szerint Európa valamely hegységgel borított része felett hullámfelhő-képződés évszaktól függően az esetek 35 – 55 százalék-



8. ábra: NOAA – 7 műholdkép, 1983. július 22. 12 GMT. A jet a gomolyfelhős terület hátoldalán húzódik. A jet tengelyének jobb oldalán a Cirrus felhősáv is kialakult.

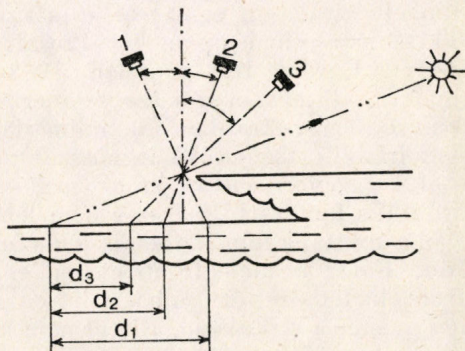
kában utalt jet jelenlétére. Képződésükre nyáron is kedvezők a feltételek, kimutatható. Leggyakrabban Skandinávia és Nagy-Britannia felett fordultak elő hullámfelhők, ugyanakkor ezen helyek felett leggyakoribbak és legintenzívebbek a felhőzeti mező gyengén fejlett. Ilyenkor tehát a jetek analízisére a legjobb felhőzeti karakterisztika a hullámfelhő.

#### I. TÁBLÁZAT

A jetek felismerhetősége (%) a műholdképeken látható hullámfelhők alapján 1983-ban

Időszak	Jetek száma	Hullámfelhős esetek száma	Felismerhetőség, %
Tél	90	43	47,7
Tavaszi	91	32	35,1
Nyár	83	55	66,2
Ősz	90	50	55,5
Év	365	180	50,8

1.6 *A jet tengelye a gomolyfelhős terület határán húzódik.* A gomolyos jellegű felhőzet a ciklon hátoldalán, a hideg szektorban általánosan jellemző. Az esetek nagy részében ezek vonalakba, felhősorokba rendeződnek. A műholdképek tanúsága szerint elsősorban a nyári félévben a gomolyos terület a teknő hátoldalán, a jet tengelyénél végződik. Ezáltal a hátoldalon nagy biztonsággal



9. ábra: Az árnyéksáv megjelenése különböző műholdhelyzeteknél. Oliver et al. (1964)

kijelölhető annak tengelye. Ennek oka, hogy a jet bal oldalán a cirkuláció leszálló mozgással jár, ám a teknő hátoldalán egyébként is a leszálló mozgások dominálnak. A jobb oldalon viszont, bár a jet közelében a felszálló mozgások vannak túlsúlyban, a levegő szárazsága miatt mégsem képződik felhőzet. A felhősorok irányítottaságából a legtöbb esetben az áramlás irányára is következtetni lehet. A 8. ábrán, NOAA-7 kép, egy nyári helyzetet mutatunk be. A teknő hátoldalán erős gomolyfelhőképződés figyelhető meg, amely a jet tengelyénél megszakad. Ebben az esetben a tengely jobb oldalán a Cirrus-sáv is felépült.

1.7 *A jet tengelyének kijelölése nagy területre kiterjedő frontális felhőzet esetén.* A téli időszakban szinte mindig található jet Európa térsége felett, ám a tengely helyzetének felismerése a felhőzet alapján ekkor meglehetősen nehéz. A jet felhőzetének lehetséges elkülönítési módjai ezekben az esetekben:

- A felhőzet tónusában meglévő különbségek alapján. Ezek szerint elsősorban az infraképek alapján lehet felismerni a jet felhőzetét, amely a legalacsonyabb felhőtető-hőmérséklettel rendelkezik. Az infraképen ennek a legvilágosabb tónusú felhőzetfelel meg.

- A felhőzet szerkezetében, a tv-képeken meglévő különbségek alapján. A jet bal oldalán a konvekció általában gomolyos szerkezetű felhőzetet hoz létre, ugyanakkor a jobb oldalán a front felhőzete többnyire homogén, vagy rostos.

- A felhőalakzatokban levő különbségek alapján. A jet felhőzete az esetek legnagyobb részében csíkok, vagy sávok alakjában jelenik meg. A frontális felhőzet többnyire szélesebb sávot vagy felhőtömböt alkot. Míg a frontális felhősáv szélessége hosszú szakaszon alig változik, és általában a ciklon-centrum felé fokozatosan növekszik, addig a jet Cirrus-sávjának a szélessége eléggé ingadozó.

- A tv-képeken, ha a jet felhőzete alatt alacsonyabb szintű felhők találhatóak, és a megvilágítási viszonyok kedvezőek, gyakran keskeny árnyéksáv húzódik. Ezt a magas szintű Cirrus-felhőzet veti a tőle balra elhelyezkedő frontális felhőzetre. Ez a valóságban 10–30 km közötti sávnak felel meg.

Az árnyéksáv megjelenését különböző műholdhelyzeteknél a 9. ábra mutatja. A szélessége függ a Nap magasságától, az alacsonyabb és magasabb szintű felhők felső határai közötti magasságkülönbségtől és attól a szögtől, amely alatt a felhők a műholdról megfigyelhetők.

Az árnyék helyzete egyértelműen lehetővé teszi a felhőrendszerek határainak a meghatározását, valamint a jet helyzetének a megállapítását, bár a tengely általában nem a teljes szakaszán jelölhető így ki. Az árnyékhatás gyakran az okklúziós pont körül található, ahol a jet felhőzete metszi a felhőörvényt. Európa térsége felett 1983-ban 22-szer jelent meg a jellegzetes árnyékvonal, legtöbbször szeptemberben és decemberben. Földrajzi helyzetét tekintve, leggyakrabban Skandinávia felett húzódott, csaknem nyugat-keleti irányítotttsággal. A leghosszabb árnyéksáv 800 km hosszú volt.

1.8 *Hibaforrások a jet azonosításánál.* A jet felhőzetének elválasztása a frontális felhőzettől sokszor nem lehetséges, ill. téves analízishez vezethet, mivel a frontális felhőzetben is jelen lehet a jettől független magas szintű felhőzet. Főleg a melegfrontokra jellemző a Cirrusok megjelenése. Emellett a frontális felhőzet átnyúlhat a jet bal oldalára is. Ha nagyon száraz a levegő, vagy gyenge a cirkuláció, a jetet nem kíséri felhőzet, így a műholdkép alapján nem ismerhető fel.

## 2. A műholdképes analízis konkrét eredményei

Az adatokat 4 kategóriába soroltuk, a jet felismerhetőségére három kategóriát állítottunk fel, a 4. kategóriába kerültek azok az esetek, amikor nem volt jet. A kategóriák kritériuma:

1. A jet a műholdkép alapján egyértelműen felismerhető. Ebbe a kategóriába soroltuk a helyzetet, ha valamely felhőzeti karakterisztika nagyon határozottan utalt rá, ill. ha kettő, vagy több típusa is látható volt a képeken.

2. Nem ismerhető fel egyértelműen a jet. Ezekben az esetekben látható volt az előző részben leírt felhőzeti jellemzőkből valamelyik, de csupán a műholdkép analízise alapján nem lehetett határozottan jetre következtetni. Pl. ha szűk területen van hullámfelhő-képződés, ez nem utal feltétlenül jetre.

3. A jet a felhőzeti mező alapján nem azonosítható. Általában nagy kiterjedésű kaotikus felhőmező esetén, ill. derült égboltnál került a helyzet ebbe a kategóriába. Előbbi a téli, utóbbi a nyári félévre volt elsősorban jellemző.

## II. TÁBLÁZAT

*A jetek felismerhetősége a műholdképeken megjelenő összes felhőzeti karakterisztika alapján 1983-ban (n = napok száma, amelyen jet felismerhető volt az illető kategóriában; % = az összes napok százalékában kifejezett n-érték)*

Időszak	Összes napok száma	Kategória							
		1		2		3		4	
		n	%	n	%	n	%	n	
Tél	90	48	53,3	25	27,7	17	19,0	0	
Tavaszi	92	48	50,5	30	33,0	15	16,5	1	
Nyár	92	50	60,2	23	27,8	10	12,0	9	
Ősz	91	58	64,5	27	30,0	5	5,5	1	
Év	365	202	57,0	105	29,7	47	13,3	11	

4. Nem volt jet. Ilyen eset, az általunk választott kritériumok esetén, csupán májusban, júliusban és augusztusban fordult elő.

A II. táblázat évszakos bontásban mutatja a vizsgálat eredményét.

Az 1983-as évet 57%-os felismerhetőség jellemzi. Ezen belül nagyon alacsony volt a felismerhetőség februárban. Ennek oka főleg az, hogy ebben a hónapban szokatlanul gyenge volt a jet. Másrészt erre az időszakra és januárra vonatkozóan az analízishez csak infra kép állt rendelkezésre.

### 3. Következtetések

Az eredmények azt mutatják, hogy minden évszakban található a jetre utaló felhőzeti sajátosság. A téli félévben jobban felismerhető, hiszen akkor intenzívebb a jet, és sokkal kedvezőbbek a feltételek saját felhőzet létrejöttéhez. Ugyanakkor ebben a félévben nehezíti az analízist a sokszor kaotikus, nagy területre kiterjedő felhőzeti mező. A nyári félévben ugyan gyengébb a jet, a felhőzete is kisebb területre terjed ki, de ilyenkor kisebb a frontális felhőzet zavaró hatása, tehát jobban láthatók a műholdképen a felhőzeti sajátosságok. A polárfronti jet így az esetek nagy részében felismerhető. A szubtrópusi jet viszont csak nagy intenzitása esetén hoz létre felhőzetet, ehhez ugyanis kedvező nedvességi viszonyok is szükségesek. A nyári félévben, amikor általában a 35° szélességi kör mentén, azaz a Földközi-tenger fölött található a tengelye, nem kíséri felhőzet. Ennek megfelelően nem is ismerhető fel a műholdképeken. Többnyire a téli félévben azonosítható a jellegzetes harántsávok alapján. A vizsgálat eredményét nehéz összehasonlítni külföldi kutatók eredményeivel, hiszen három kategóriás vizsgálatot még nem végeztek. A szovjet kutatók (Minyina, 1970; Petrenko, 1974; German, 1975) 46%-os felismerhetőségről írnak, az amerikaiak (Oliver et al. 1966; Whitney et al. 1966) szerint viszont az esetek 70–80%-ában felismerhető a jet. Legutóbb Gottvald (1983) végzett vizsgálatot rádiószondás és műholdas információk alapján az 1975–1979-es időszakra, az analízáláshoz azonban csupán a Cirrus-felhőzetet használta, így meglehetősen alacsony felismerési értékeket kapott. Véleményünk szerint a 80%-os felismerhetőség túlzottan nagy érték, még a téli félévre vonatkozóan is. A szovjet kutatók eléggé alacsony jet felismerhetőségben viszont közrejátszhatott, hogy vizsgálataik idején még rosszabb minőségűek voltak a műholdképek, bár bizonyos kedvezőtlen, tartós makroszinoptikai helyzetekben még ennél rosszabb analízálási lehetőség is létrejöhet.

### IRODALOM

- German, M. A., 1975: *Szputnyikovaja meteorologija. Osznovü koszmiceszkih metodov iszledovanyija v meteorologii*. Hidrometeoizdat. Leningrad.
- Gottvald, A., 1983: *Sztrujnütje tecsenyija nad Evropü. Metodü objektivnovo analiza i prognoza meteorologiceszkih polej*. Csehoszlovackij akademii nauk. Prága.
- Minyina, L. Sz., 1970: *Praktika nefanaliza*. Hidrometeorologiceszkoje Izdatyelsztvo. Leningrad.
- Oliver, J., Anderson, R. K. and Ferguson, E. W., 1964: Some examples of the detection of jet streams from TIROS photographs. *Monthly Weather Review* 92, 441–448.
- Oliver, J., Anderson, R. K. and Ferguson, E. W., 1966: The use of satellite pictures in wheather analysis and forecasting. *WMO Technical Notes* No. 75.
- Petrenko, H. V., Vasziljev, A. A. i Peszkov, B. E., 1973: *Uszlovija obrazovanyija i prognoz vazsnüh dlja aviacii meteorologiceszkih javlenij*. *Trudi* 79, 15–42.
- Petrenko, H. V., 1974: *Primenjenije informacii meteorologiceszkih szputnyikov v analize i prognoze oszobüh javlenij pogodü dlja aviacii*. Hidrometeoizdat. Leningrad.
- Tánczer, T., 1979: *Műholdszinoptika*. Tankönyvkiadó. Budapest.
- Whitney, L. F., Timchalk, A. and Gray, T. I., 1966: On locating jet streams from TIROS photographs. *Monthly Weather Review* 94, 127–138.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 4. szám, 1986. július–augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 90. No 4. July–August 1986 Budapest*

## Meteorológiai idősorok modellezése ARMA folyamatok segítségével

MATYASOVSZKY ISTVÁN, ELTE Meteorológiai Tanszék, H—1088 Budapest, Muzeum krt 6—8.

*Modeling of meteorological time series by ARMA processes.* In this paper we discuss a model sufficiently representing the statistical behaviour of meteorological time series. For this purpose we apply the ARMA processes, one of the theoretically most fairly elaborated mathematical tools. In the first part of our paper we give a brief summary of most important mathematical relations, then we review our results on time series of daily mean temperature and 500 hPa geopotential height. We found that daily mean temperature, as a stochastic process can be fairly described by a Gauss—Markov-process, differing from the most suitable ARMA (1,3) process in negligible degree. The 500 hPa geopotential height is properly characterized by an AR(3) process.

×

*Meteorológiai idősorok modellezése ARMA folyamatok segítségével.* Dolgozatunkban a meteorológiai idősorok statisztikus viselkedését megfelelően reprezentáló modell illesztéséről számolunk be. E célra az utóbbi időben elméletileg meglehetősen jól kidolgozott matematikai eszközök, az ARMA folyamatokat alkalmazzuk. Cikkünk első részében röviden áttekintjük a legfontosabb matematikai összefüggéseket. Ezután ismertetjük a napi középhőmérséklet és az 500 hPa abszolút topográfia idősorok vizsgálatának eredményeit. Megállapítjuk, hogy a hőmérséklet mint sztochasztikus folyamat jól leírható Gauss—Markov-folyamattal, amely elhanyagolható mértékben különbözik a legmegfelelőbbnek talált ARMA (1,3) folyamattól. Az 500 hPa abszolút topográfia jellemzésére az AR<sub>1</sub>(3) folyamatot találtuk a legmegfelelőbbnek.

×

Adott hely meteorológiai mérési és megfigyelési anyaga idősorokat alkot. Valamely időbeli adatsor úgy tekinthető, mint egy sztochasztikus folyamat realizációja. Ezért a meteorológiai idősorok komplex jellemzése azt kívánja, hogy a sztochasztikus folyamatok matematikai apparátusát alkalmazva, a rendelkezésre álló egyetlen realizáció segítségével kísérjük meg az átfogó vizsgálatokat végrehajtani. Mivel általános esetben a sztochasztikus folyamatok gyakorlati célú kezelése komoly nehézségeket vet fel, olyan egyszerűsítéseket kell bevezetni és olyan modellt alkalmazni, amely matematikai szempontból lényeges könnyítést jelent, de a valóság jó közelítésének felel meg.

Az idősorok elméletében és alkalmazásában az utóbbi időben az ún. autoregresszív — mozgó átlag (ARMA) folyamatok jelentősége megnőtt. E tény éppen abból fakad, hogy matematikailag jól kezelhetők, ugyanakkor a folyamatok meglehetősen tág körét képviselik. Az ARMA folyamatok tulajdonságairól, becsléséről jelentős terjedelemben olvashatunk például Box és Jenkins (1970), vagy Priestley (1981) munkájában.

Cikkünkben arról a kísérletünkről számolunk be, amelynek célja alapvető meteorológiai elemek ARMA folyamattal történő modellezése volt.

Mivel ilyen jellegű vizsgálat hazánkban még nem készült, s az ARMA folyamatok alapvető ismerete sem mondható széleskörűen jellemzőnek, szükségesnek látjuk, hogy az eredmények bemutatása előtt foglalkozzunk a matematikai eszközökkel.

Megjegyezzük, hogy az ARMA folyamatok gyakorlati jelentősége abban rejlik, hogy általuk mindössze néhány paraméter segítségével jellemezhetők a meteorológiai idősorok sztochasztikus viselkedése. A valóság e közelítése általános esetben a kovariancia és a korreláció-függvényre szorítkozik, de Gauss-folyamat esetén az autoregresszív, illetve a mozgó átlag együtthatók a valószínűségeloszlásokat is meghatározzák. A megfelelő paraméterek megbecslése után tehát mély ismereteink lesznek adott meteorológiai elem statisztikai szerkezetét illetően.

### 1. Az ARMA folyamatok tulajdonságai

Legyen  $X_t; t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$  diszkrét paraméterű, zérus várható értékű sztochasztikus folyamat. Ekkor az

$$X_t = \varphi_1 X_{t-1} + \dots + \varphi_p X_{t-p} + e_t - \theta_1 e_{t-1} - \dots - \theta_q e_{t-q} \quad (1)$$

összefüggéssel definiált kifejezést  $p$ -edrendű autoregresszív,  $q$ -adrendű mozgó átlag (ARMA  $(p, q)$ ) folyamatnak nevezzük, ahol  $e_t$  fehér zaj, vagyis

$$M e_t = 0,$$

$$B_e(\tau) = M(e_t e_{t+\tau}) = \begin{cases} \sigma_e^2; & \tau = 0 \\ 0; & \tau \neq 0. \end{cases}$$

E szemléletes elnevezés teljesen indokolt, ha meggondoljuk, hogy  $X_t$  tulajdonképpen a saját,  $t-1, \dots, t-p$  időpontokhoz tartozó valószínűségi változói lineáris regressziójaként áll elő azzal az általánosítással, hogy a regresszió hibatagja, az  $e_t$  fehér zaj mozgó átlaga, azaz a jelen és a véges múlt zajának lineáris kombinációja.

Ha  $q = 0$ , egy

$$X_t = \varphi_1 X_{t-1} + \dots + \varphi_p X_{t-p} + e_t \quad (2)$$

$p$ -edrendű autoregresszív (AR $(p)$ ) folyamatot kapunk, míg a  $p = 0$  eset az

$$X_t = e_t - \theta_1 e_{t-1} - \dots - \theta_q e_{t-q} \quad (3)$$

$q$ -adrendű mozgó átlag (MA $(q)$ ) folyamatot jelenti.

Az ARMA  $(p, q)$  folyamat tulajdonságai közül elsőként azt említjük meg, hogy ha az autoregresszív együtthatókkal képezett

$$1 - \varphi_1 S - \dots - \varphi_p S^p = 0$$

egyenlet gyökei az egységkörön kívül helyezkednek el, akkor  $X_t$  stacionárius. Mivel az állítás a  $\theta_1, \dots, \theta_q$  paraméterekre nem tartalmaz megkötést, rögtön következik, hogy a tiszta mozgó átlag folyamat mindig stacionárius.

A formailag teljesen különböző (2) és (3) kifejezésekkel kapcsolatban megjegyezzük, hogy valójában nagyon is rokon jelleget takarnak. Ugyanis a stacionárius AR $(p)$  folyamat mindig átírható végtelen mozgó átlag formába invertálható), amelynek együtthatóit a következő módon adhatjuk meg:

$$\begin{aligned} \theta_0 &= 1 \\ \theta_i &= \varphi_1 \theta_{i-1} + \dots + \varphi_{i-1} \theta_1 + \varphi_i & i &= 1, \dots, p, \\ \theta_i &= \varphi_1 \theta_{i-1} + \dots + \varphi_p \theta_{i-p} & i &= p+1, p+2, \dots \end{aligned} \quad (4a)$$

Megfordítva, az MA $(q)$  folyamat invertálható (végtelen autoregresszív formába alakítható), ha az

$$1 - \theta_1 S - \dots - \theta_q S^q = 0$$

egyenlet gyökei az egységkörön kívül helyezkednek el. Ekkor az autoregresszív együtthatókat a következő összefüggések definiálják:

$$\begin{aligned} \varphi_0 &= 1, \\ \varphi_i &= \Theta_1 \varphi_{i-1} + \dots + \Theta_{i-1} \varphi_1 + \Theta_i & i &= 1, \dots, q, \\ \varphi_i &= \Theta_1 \varphi_{i-1} + \dots + \Theta_q \varphi_{i-q} & i &= q+1, q+2, \dots \end{aligned} \quad (4b)$$

Az  $X_t$  folyamat (1) előállítását  $X_{t+k}$ val beszorozva és várható értékét képezve, némi számolás után felírhatjuk a folyamat kovariancia-függvénye és együtthatói közötti összefüggést.

$$\begin{aligned} B(k) &= \varphi_1 B(k-1) + \dots + \varphi_p B(k-p) + B_{xe}(k) - \\ &\quad - \Theta_1 B_{xe}(k-1) - \dots - \Theta_q B_{xe}(k-q) \quad k = 0, 1, 2, \dots \end{aligned} \quad (5a)$$

Könnnyen kimutatható, hogy  $x_t$  és  $e_t$  kovarianciájára fennállnak a

$$\begin{aligned} B_{xe}(k) &= \begin{cases} \sigma_e^2; & k = 0 \\ 0; & k > 0 \end{cases} \\ B_{xe}(-k) &= \varphi_1 B_{xe}(1-k) + \dots + \varphi_p B_{xe}(p-k) - \Theta_k \sigma_e^2 \quad k = 1, \dots, q, \\ B_{xe}(k) &= 0 \quad k = q+1, q+2, \dots \end{aligned} \quad (5b)$$

összefüggések. Autoregresszív folyamat esetén az

$$R(k) = \varphi_1 R(k-1) + \dots + \varphi_p R(k-p) \quad k > 0$$

formulákat nyerhetjük, ahol  $R(k)$  az autokorreláció-függvényt jelöli. Ebből a  $k = 1, \dots, p$  indexűek egy, a  $\varphi_1, \dots, \varphi_p$  paraméterek és az  $R(k)$  korrelációk közti lineáris egyenletrendszert, az ún. Yule-Walker-egyenletrendszert képezik:

$$\begin{aligned} R(1) &= \varphi_1 + \varphi_2 R(1) + \dots + \varphi_p R(1-p), \\ R(2) &= \varphi_1 R(1) + \varphi_2 + \dots + \varphi_p R(2-p), \end{aligned} \quad (6)$$

$$R(p) = \varphi_1 R(p-1) + \varphi_2 R(p-2) + \dots + \varphi_p.$$

Mozgó átlag folyamat esetén (5) a következőképpen egyszerűsödik:

$$\begin{aligned} B(0) &= (1 + \Theta_1^2 + \dots + \Theta_q^2) \sigma_e^2, \\ B(k) &= (\Theta_1 \Theta_{k+1} + \dots + \Theta_{q-k} \Theta_q - \Theta_k) \sigma_e^2; \quad k = 1, \dots, q, \\ B(k) &= 0; \quad k = q+1, q+2, \dots \end{aligned} \quad (7)$$

A parciális korreláció-függvény segítségével további fontos tulajdonságra hívhatjuk fel a figyelmet. Legyen  $\varphi_{kk}$   $X_t$  és  $X_{t+k}$  parciális korrelációja:

$$\varphi_{kk} = \frac{\det P_k^*}{\det P_k} \quad k = 1, 2, \dots$$

ahol

$$P_k = \begin{bmatrix} 1 & R(1) \dots & R(k-1) \\ R(1) & 1 \dots & R(k-2) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ R(k-1) & R(k-2) \dots & 1 \end{bmatrix},$$

a  $P_k^*$  mátrixot pedig úgy kapjuk, hogy  $P_k$  utolsó oszlopát a

$$\begin{bmatrix} R(1) \\ \vdots \\ R(k) \end{bmatrix}$$

vektorral helyettesítjük. (Nyilvánvalóan  $\varphi_{kk}$  az  $X_t$  és  $X_{t+k}$  közti lineáris kapcsolat erősségét mutatja, kiküszöbölve az  $X_{t+1}, \dots, X_{t+k-1}$  változók szerepét, vagyis azt jelzi, hogy  $X_t$  mennyi olyan önálló információt hordoz  $X_{t+k}$ -ra nézve, amelyet nem tartalmaznak az  $X_{t+1}, \dots, X_{t+k-1}$  változók.)

Ekkor egy ARMA( $p, q$ ) folyamat korreláció és parciális korrelációfüggvénye a  $p = 0$ , illetve a  $q = 0$  speciális esetben

$$R(k) = 0 \quad k > q \text{ és } p = 0, \quad (8)$$

$$\varphi_{kk} = 0 \quad k > p \text{ és } q = 0, \quad (9)$$

míg általános esetben ( $p > 0, q > 0$ ) a korrelációfüggvény  $k > Q$  mellett, a parciális korrelációfüggvény pedig  $k > P$  esetén exponenciális rendben tart zérushoz, ahol

$$Q = \begin{cases} q-p; & q \geq p \\ 0; & q < p \end{cases} \quad P = \begin{cases} p-q; & p \geq q \\ 0; & p < q. \end{cases}$$

Az alapvető tulajdonságok bemutatása után külön is foglalkozunk néhány egyszerű példával. Először tekintsük az

$$X_t = \varphi X_{t-1} + e_t$$

elsőrendű autoregresszív folyamatot (Markov-folyamat), amely  $|\varphi| < 1$  esetén stacionárius. (5), illetve (6) szerint:

$$\begin{aligned} B(0) &= \varphi B(1) + \sigma_e^2 \\ B(k) &= \varphi B(k-1); \quad k > 0, \\ R(k) &= \varphi^k. \end{aligned}$$

A parciális korrelációk pedig

$$\varphi_{11} = R(1), \quad \varphi_{kk} = 0; \quad k > 1.$$

Az elsőrendű mozgó átlag folyamat,

$$X_t = e_t - \Theta e_{t-1},$$

invertálhatósági tartománya  $|\Theta| < 1$ . Kovariancia-függvénye a

$$\begin{aligned} B(0) &= (1 + \Theta^2)\sigma_e^2, \\ B(1) &= -\Theta\sigma_e^2, \\ B(k) &= 0; \quad k > 1 \end{aligned}$$

alakot ölti, míg korrelációi

$$R(1) = -\frac{\Theta}{1 + \Theta^2}$$

$$R(k) = 0; \quad k > 1$$

formában írhatók föl. A parciális korrelációfüggvény némi számolás után a

$$\varphi_{kk} = -\frac{(1 - \Theta^2)\Theta^k}{1 - \Theta^{2(k+1)}}$$

formára hozható.

Végül a  $p = 1, q = 1$  mellett definiált elsőrendű autoregresszív – elsőrendű mozgó átlag folyamat,

$$X_t = \varphi X_{t-1} + e_t - \Theta e_{t-1},$$

$|\varphi| < 1$  esetén stacionárius és  $|\Theta| < 1$  mellett invertálható. Korrelációfüggvénye:

$$R(1) = \frac{(1 - \varphi\Theta)(\varphi - \Theta)}{1 + \Theta^2 - 2\varphi\Theta},$$

$$R(k) = \varphi^{k-1}R(1); \quad k > 1.$$

## 2. Az ARMA folyamatok becslése és ellenőrzése

A leírt elméleti és gyakorlati apparátus alkalmazása során természetes módon vetődik fel két lényeges kérdés. Az első az, hogy adott idősor alapján miként határozzuk meg a modellben szereplő konstansok értékeit. Az erre vonatkozó válasz viszonylag könnyen megadható. A kovariancia-függvény idősorból történő becslése után az (5) összefüggések felhasználásával kiszámíthatjuk a folyamat paramétereit. Tiszta autogresszív folyamat esetén, a korreláció-függvény megbecslése nyomán, célszerűbb a Yule–Walker-egyenletrendszer megoldása. Mozgó átlag folyamat illesztése a (7) egyenletek megoldását igényli.

E módszereknél természetesen léteznek finomabb becslési eljárások is: a maximum likelihood és a legkisebb négyzetes becslés. Box és Jenkins (1970) azonban rámutatott, hogy hosszú idősor esetén autoregresszív folyamatra a különböző módszerek által nyújtott eredmények csak igen kevésbé térnek el egymástól, tehát jól alkalmazható a (6) egyenletrendszer is. A mozgó átlag együtthatók becslésének ugyan már nem ennyire hatékony eszköze az (5), illetve a (7) egyenletek megoldása, de igen hosszú idősorra jól alkalmazható.

A másik fontos kérdés annak tisztázása, hogy miként dönthetjük el, hogy milyen rendű ARMA( $p, q$ ) folyamatot kell illeszteniünk az idősorhoz. Másképp fogalmazva, hogyan adjuk meg a legmegfelelőbbnek tekinthető modell rendjét. A modell-identifikáció során támpontot nyújt az idősor alapján megbecsült korreláció és parciális korreláció-függvény viselkedése. Autoregresszív vagy mozgó átlag folyamat illesztésekor a (8), illetve (9) összefüggés teljesülését kell megvizsgálni. Ezt a becslt korreláció és parciális korreláció aszimptotikus tulajdonságai alapján tehetjük meg (Anderson, 1971; Quenouille, 1947).

Sajnos, az imént vázolt megfontolással általában – különösen, ha összetett ARMA folyamatról van szó – nem lehet teljes biztonsággal meghatározni  $p$  és  $q$  tényleges értékét, csupán a folyamatok egy csoportja jelölhető ki. Ezért az utóbbi időben széles körben elterjedt különböző, a rend megbízható becslésére szolgáló, indexek használata. Formailag hasonlók, s tulajdonképpen azt az elvet fejezik ki, hogy az illesztett modell annál jobb, minél kisebb a hozzá tartozó zajfolyamat szórása. Ugyanakkor a modell rendje nem növelhető minden határon túl, minél egyszerűbb szerkezetekre kell törekedni. Manapság az egyik legelfogadottabb ilyen kifejezés, az ún. BIC index, az alábbi módon definiálható:

$$\text{BIC}(k, l) = (N - k) \ln \hat{\sigma}_e^2 + (k + l + 1) \ln (N - k),$$

ahol  $N$  az idősor hossza és  $\hat{\sigma}_e$  a zajfolyamat szórásának becslése. A legalkalmasabb ARMA( $p, q$ ) modellként az fogadható el, amelyre BIC ( $k = p, l = q$ ) minimális.

Valamely idősorra illeszkedő ARMA modell rendjének megadása, majd paramétereinek becslése után szükséges annak vizsgálata is, hogy a kapott modell mennyire kielégítően illeszkedik az idősorhoz. Az ellenőrzés többnyire a zajfolyamat korreláció-függvénye alapján történik. Az egyik ilyen jól kidolgozott módszer az ún. portmanteau-próba, amely azon alapszik, hogy ha  $X_t$  ARMA ( $p, q$ ) folyamat, akkor a

$$Q = N \sum_{k=1}^K \hat{R}_e^2(k)$$

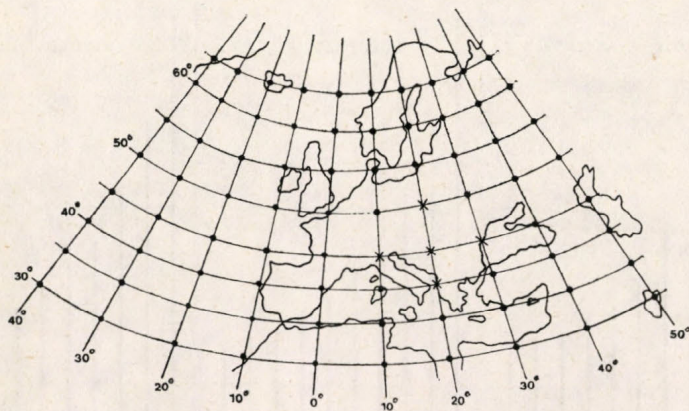
próbataszitika jó közelítéssel  $\chi^2$  ( $K - p - q$ ) eloszlású, ahol

$$\widehat{R}_e(k) = \frac{\sum_{t=1}^{N-k} \hat{\epsilon}_t \hat{\epsilon}_{t+k}}{\sum_{t=1}^N \hat{\epsilon}_t^2}.$$

Ezért  $Q$  alkalmas annak eldöntésére, hogy az adott idősor tekinthető-e az általunk illesztett ARMA folyamat realizációjának. A próba konstrukciójáról, tulajdonságairól részletesen olvashatunk *Davies et al. (1977)*, *Ljung és Box (1978)*, *Davies és Newbold (1979)* cikkeiben.

### 3. Idősorok vizsgálata, eredmények

A következőkben konkrét idősorok vizsgálatát fogjuk tárgyalni. Vizsgálataink közül a napi középhőmérséklet és az 500 hPa abszolút topográfia 00 GMT észlelések adatsorának eredményeit ismertetjük. A napi középhőmér-



1. ábra: Az 500 hPa abszolút topográfia adatbázis rácshálózata

sékleti idősor az OMSZ éghajlati adatbázisa révén mágnesszalagon állt rendelkezésünkre, míg az 500 hPa abszolút topográfia adatait a Bracknell-i távprognosztikai adatbázisból leválasztott, rácspontokra interpolált, mágnesszalagon tárolt értékek képviselték. A rácshálózat elhelyezkedése az 1. ábrán látható. A napi középhőmérséklet 60 évi időszakot, az 1901–1960 évek adatait; az 500 hPa abszolút topográfia 24 évi szakaszt, az 1949–1972 évek eseteit öleli fel.

Az (1) alakú stacionárius ARMA folyamat illesztésekor szükséges, hogy a vizsgált meteorológiai elemek mint folyamatok stacionáriusak legyenek zérus várható értékkel. Ez a vizsgált idősorokra nem teljesül, hiszen az éves menet folytán a várható érték-függvény nem konstans, sőt kimutatható, hogy a modellezett folyamatok kovariancia-függvényének is van évi menete. Ezért az idősorokon olyan transzformációt kell végrehajtani, amelynek eredményeképpen – legalábbis jó közelítéssel – teljesülnek a fenti kritériumok. Ilyen transzformáció a standardizálás. Ennek során képeztük az

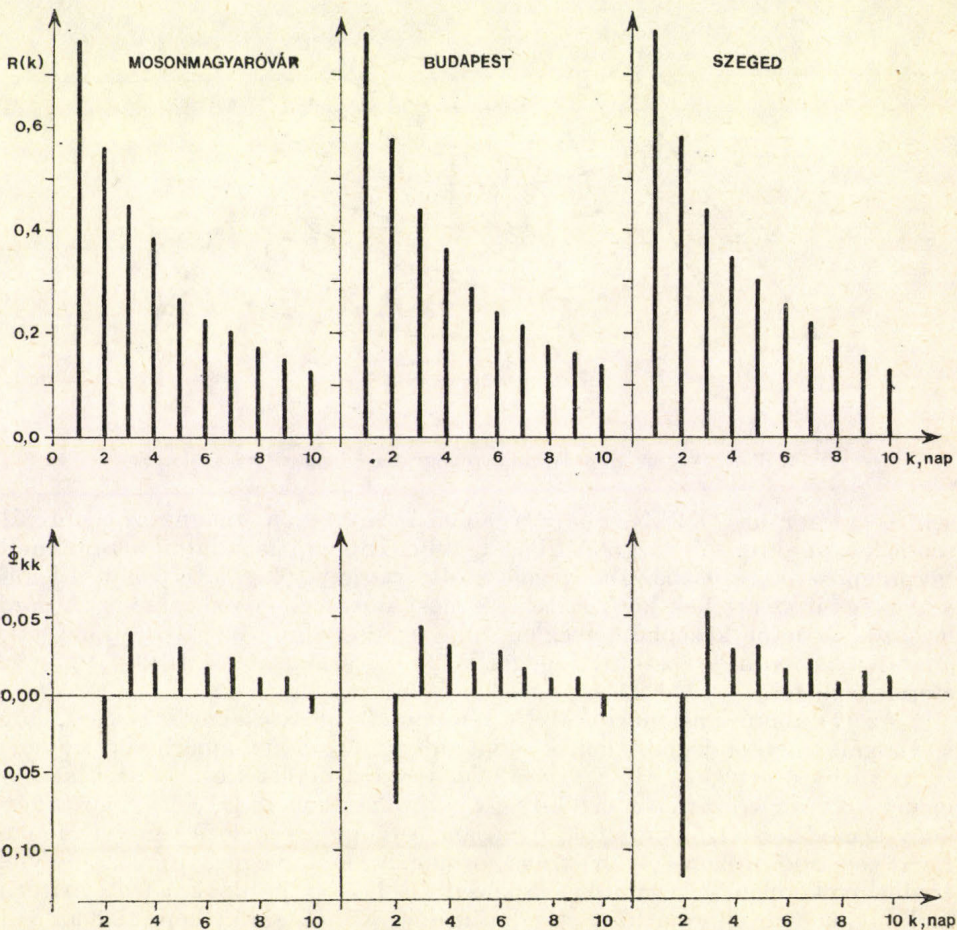
$$X'_t = \frac{X_t - m_t}{D_t}.$$

folyamatot, ahol az  $m_t$  várható érték és a  $D_t$  szórás-függvényt az idősorból becsültük meg, azzal a feltételezéssel, hogy az év adott napjához tartozó várható érték és szórás az évek során változatlan. Becslésként az átlagot, illetve korrigált empirikus szórást alkalmaztuk. A közelítések pontosítása végett a következő simítást hajtottuk végre:

$$\widehat{m}_t = \sum_{j=-r}^r \alpha_j \bar{X}_{t-j},$$

$$\widehat{D}_t = \sum_{j=-r}^r \alpha_j S_{t-j},$$

ahol  $\bar{X}_t$  az átlagot,  $S_t$  a korrigált empirikus szórást jelöli a  $t$ -edik napon. Vizsgálataink során az  $r = 3$  választással éltünk, míg az  $\{\alpha_j\}_{j=-3}^3$  együtthetők az alábbiak szerint határoztuk meg:



2. ábra: Mosonmagyaróvár, Budapest és Szeged napi középhőmérsékletének korreláció és parciális korreláció-függvényei

$$\alpha_j = \alpha_{-j} = \frac{\left(\frac{1}{2}\right)^j}{1 + 2 \sum_{k=1}^j \left(\frac{1}{2}\right)^k} \quad j = 0, 1, 2, 3.$$

Mivel az  $X_t$  folyamat zérus várható értékű és egy szórású, arról kell meggyőződni, hogy kovariancia-függvénye (amely nem más mint  $X_t$  korreláció-függvénye) csak az időeltolástól függ. Az erre vonatkozó vizsgálataink azt mutatták, hogy a standardizálás nem eredményez tökéletesen stacionárius folyamatot, mert nem tűnik el a korreláció-függvény évi menete: adott időeltolás mellett nyáron kisebb, télen nagyobb értékek lépnek fel. Ez a változás azonban nem erős, kis amplitúdójú. Ezért, ha az így kapott nem stacionárius folyamathoz ARMA folyamatot illesztünk, jó közelítéssel írhatjuk le a valóságot.

Tekintettel arra, hogy az idősor hossza igen nagy: ezres, sőt tízezres nagyságrendű, a modellillesztés gyakorlati megvalósítása során a legegyszerűbb paraméterbecslési eljárást alkalmaztuk.

3a. *A napi középhőmérséklet.* A napi középhőmérséklet vizsgálatát három hazai állomás idősorán végeztük el. Az állomások megválasztásakor arra törekedtünk, hogy az országon belüli esetleges eltérések is tükröződjenek. Ezért Mosonmagyaróvár, Budapest és Szeged mellett döntöttünk.

Első lépésként a várható érték és a szórás-függvény becslését hajtottuk végre. A standardizálással jó közelítéssel stacionáriussá tett napi középhőmérsékleti idősorok korreláció és parciális korreláció-függvényét a 2. ábrán figyelhetjük meg. Mivel AR( $p$ ) folyamat esetén  $k > p$  mellett a  $\varphi_{kk}$  becsült parciális korrelációk közelítőleg függetlenek, normális eloszlásúak zérus várható értékkel és közelítőleg  $1/N$  szórásnégyzettel (Quenouille, 1947), így a parciális korreláció zérus voltára vonatkozó nullhipotézis elfogadási tartományának határai 95%-os szignifikanciaszinten  $\pm 0,013$ , 99%-os szinten  $\pm 0,017$ . Eszerint még 99%-os szinten is 0-tól különbözőnek tekinthető az első 6-7 parciális korreláció. Ugyanakkor az igen kis értékek azt is jelzik, hogy erős Markov-i jelleg dominál, a modell fokszámának növelése csekély mértékben csökkenti a zajfolyamat szórását. Modelltünk további pontosítása érdekében összetett ARMA folyamatokat illesztettünk. Értékelésüket és ellenőrzésüket a BIC-index és a portmanteau-próba segítségével végeztük el. Az I. táblázatból kitűnik, hogy az ARMA (1,3) folyamat tekinthető a legmegfelelőbb modellnek mindhárom állomás esetén. Az

$$X_t = \varphi X_{t-1} + e_t - \Theta_1 e_{t-1} - \Theta_2 e_{t-2} - \Theta_3 e_{t-3}$$

#### I. TÁBLÁZAT

*A napi középhőmérsékleti idősorokra illesztett ARMA folyamatok BIC-je*

ARMA	Mosonmagyaróvár	Budapest	Szeged
ARMA (1,1)	-20061	-20837	-22334
ARMA (2,1)	-18760	-20846	-22193
ARMA (1,2)	-20052	-20875	-22387
ARMA (2,2)	-18672	-19710	-16387
ARMA (1,3)	-20104	-20883	-22388
ARMA (1,4)	-20097	-20878	-22385

alakú folyamat paramétereinek és a hozzá tartozó zajfolyamat szórásának becslését a *II. táblázat* tartalmazza.

## II. TÁBLÁZAT

*A napi középhőmérsékleti idősorokra illesztett ARMA (1,3) folyamat jellemző paramétereit*

Hely	$\varphi$	$\Theta_1$	$\Theta_2$	$\Theta_3$	$\sigma_e$
Mosonmagyaróvár	0,786	-0,044	0,078	0,035	0,631
Budapest	0,800	-0,039	0,078	0,047	0,620
Szeged	0,790	-0,105	0,073	0,052	0,600

A portmanteau-próbastatisztikák alapján és a *2. ábrát* megfigyelve kijelenthetjük, hogy leginkább Mosonmagyaróvár, legkevésbé Szeged esetén közelíthető Markov-folyamattal a napi középhőmérséklet. A  $\sigma_e$ -szórás értékeiben kelet felé haladva határozott csökkenés tapasztalható. Ez érthető is, ha meggondoljuk, hogy hazánk hőmérsékleti eloszlása kontinentális és óceáni hatások eredőjeként jön létre. Kelet felé haladva erősödik a kontinentális jelleg, s valamelyest kisebb súllyal jelennek meg a jelentős hőmérsékletváltozást produkáló rendszerek.

3b. *Az 500 hPa abszolút topográfia, 00 GMT.* Az adatsor az Észak-Atlanti-európai térség 80 rácspontjában állt rendelkezésünkre. Habár egyik rácspont sem esik Magyarország térségére, de a csak kevésbé délebbre eső  $\varphi = 45^\circ N$ ,  $\lambda = 20^\circ E$  koordinátájú hely jól jellemezheti hazánk viszonyait is. Ezért elsőként e rácspont idősorát vizsgáltuk meg.

A standardizálás révén közelítőleg stacionárius folyamat korreláció és parciális korreláció-függvényének a becslését *3. ábra* tartalmazza. A parciális korreláció zérus voltára vonatkozó nullhipotézis elfogadási tartományának határai  $\pm 0,021$  és  $\pm 0,032$  95%-os, illetve 99%-os szignifikanciaszint esetén. Látható, hogy több érték is a 95%-os szignifikanciaszint kritikus értékének közelébe esik. Ez már utal arra, hogy magasabbrendű tagok (1)-ben csak kis együttműködéssel szerepelhetnek. A különböző autoregresszív folyamatokra elvégzett portmanteau-próba azt jelezte, hogy a modell fokszámának növelésével meglehetősen lassan – az elfogadási tartományon kívül esve – csökken a próbastatisztika értéke. Mindebből arra kell gondolnunk, hogy idősorunkat bátran tekinthetjük Markov-folyamat realizációjának. Erről győződik meg a *III. táblázat* is.

## III. TÁBLÁZAT

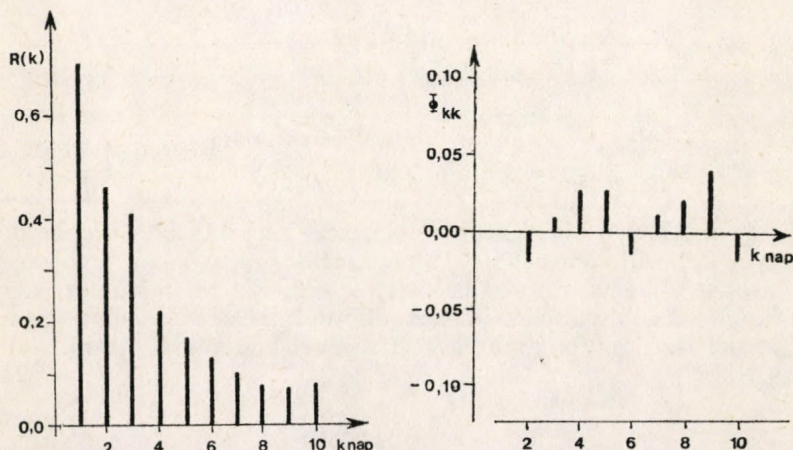
*A  $\varphi = 45^\circ N$ ,  $\lambda = 20^\circ E$  koordinátájú hely 500 hPa abszolút topográfia idősorára illesztett ARMA folyamatok BIC-je*

ARMA (1,0)	-5837	ARMA (2,1)	-5672
ARMA (2,0)	-5833	ARMA (1,2)	-5832
ARMA (1,1)	-5836	ARMA (1,3)	-5828
ARMA (3,0)	-5828		

Formulánk az alábbi módon oldható meg:

$$X_t = 0,687 X_{t-1} + e_t; \quad \sigma_e = 0,716.$$

Mivel a választott rácspont nem pontosan hazánk területére esik, a kép pontosítása érdekében további négy, a már említett rács körül elhelyezkedő pontra hajtottunk végre elemzést. Helyüket az 1. ábrán jelöltük be. Arra voltunk kíváncsiak, hogy a folyamat rendje területileg mennyire változékony. A számítások részletes ismertetése nélkül mondjuk el, hogy a tanulmányozott 5 rácspont közül három harmadrendű autoregresszív folyamat illesztését kívánja meg. Hangsúlyozzuk, hogy itt a másod- és harmadrendű tagok szerepe is jelentős. A már említett  $\varphi = 45^\circ \text{N}$ ,  $\lambda = 20^\circ \text{E}$  koordinátájú hely esetén Markov-folyamat adódott, míg az ettől keletebbre eső rácspontra ARMA (1,3) folyamat a legmegfelelőbb, de az ennek invertálásával értelmezett végtelen autoregresszív folyamat első három tagja is jól közelíti az adatsort.



3. ábra: Az 500 hPa abszolút topográfia 00 GMT észlelések korreláció és parciális korreláció-függvénye a  $\varphi = 45^\circ \text{N}$ ,  $\lambda = 20^\circ \text{E}$  koordinátájú helyre vonatkozóan

E kétségkívül nem egységes kép értelmezése nehéz dolog. Hogy a folyamatok rendjének mozgása mennyiben származik a becslés pontosságából és mennyiben fizikai realitás, ennek megválaszolása nem könnyű feladat. Úgy véljük, konkrét klimatológiai magyarázat nemigen található. Véleményünk szerint a folyamatok rendjének viszonylag nagy változékonyságában komoly szerepe van annak, hogy az idősorokat interpolált értékek alkották. Mivel a vizsgálati eredmények közül tulajdonképpen csak egyetlen idősor tűnik ki eltérő viselkedésével, arra kell gondolnunk, hogy elemzéseink megítélésekor alapvetően a többi esetből kell kiindulni.

Ennek tükrében kijelenthetjük, hogy hazánk és környékére vonatkozóan harmadrendű autoregresszív folyamat a legmegfelelőbb modell az 500 hPa abszolút topográfia idősorok leírására (a folyamat paramétereit természetesen a hely függvényei). Jól bizonyították ezt az elvégzett portmanteau-próbák is.

Az előzőekben ismertetett eredményeken kívül röviden szólunk arról is, hogy a kapott ARMA modellek zajfolyamatát további vizsgálat alá vetettük. A csúsmódszer és a szomszédos elemek különbségének vizsgálata segítségével (Kendall és Stuart, 1960), továbbá a  $\chi^2$ -próba alapján kimutattuk, hogy a zajfolyamat közelítőleg független, normális eloszlású valószínűségi változók sorozatának tekinthető. Ennek fontos következménye, hogy ekkor az illesztett ARMA modell Gauss-folyamat.

#### 4. Összefoglaló megjegyzések

Eredményeink alapján kijelenthetjük, hogy a tárgyalt meteorológiai elemek jól leírhatók Gauss-ARMA folyamattal, sőt a napi középhőmérséklet esetén teljes mértékben kielégítő közelítés a Gauss – Markov-folyamat is. Ahogyan a bevezetőben is érzékeltetni próbáltuk, munkánk elsődleges célja olyan matematikai eszköz alkalmazása volt, amelytől reméltük – s most már bizonyítottunk látjuk –, hogy alkalmas a meteorológiai elemeknek, mint sztochasztikus folyamatoknak a leírására. A legfontosabb eredményeket a *IV. táblázatban* foglaltuk össze.

#### IV. TÁBLÁZAT

*A vizsgált idősorokhoz tartozó ARMA modellek*

Meteorológiai elem	Idősorok		Modellező folyamat
	hossza	száma	
Napi középhőmérséklet	60 év	3	ARMA (1,3); AR (1)
500 hPa abszolút topográfia	24 év	5	AR (3)

Mivel az ARMA folyamatok értelmezése és vizsgálata alapvető elméleti nehézség nélkül általánosítható többváltozós esetre is, a jövőben érdemes a kutatásokat ebbe az irányba is kiterjeszteni. Ezt az indokolja, hogy az éghajlati észlelések többváltozós idősort alkotnak, s ezért vizsgálatukat is vektorértékű sztochasztikus folyamatok segítségével kell végrehajtani.

#### IRODALOM

- Anderson, T. W., 1971: *The statistical analysis of time series*. John Wiley, New York.
- Box, G. E. P. and Jenkins, G. M., 1970: *Time series analysis, forecasting and control*. Holden-Day, San Francisco.
- Davies, N., Triggs, C. M. and Newbold, P., 1977: Significance levels of the Box-Pierce portmanteau statistics in finite samples. *Biometrika* 64, 517–522.
- Davies, N. and Newbold, P., 1979: On some power studies of a portmanteau test of time series model specification. *Biometrika* 66, 153–155.
- Kendall, M. A. and Stuart, A., 1960: *The advanced theory of statistics*. Charles Griffin and Company Ltd., London.
- Ljung, G. and Box, P., 1978: On a measure of lack of fit in time series models. *Biometrika* 65, 297–303.
- Priestley, M. B., 1981: *Spectral analysis and time series*. Academic Press, New York and London.
- Quenouille, M. H., 1947: A large-sample test for the goodness of fit autoregressive schemes. *J. Roy. Statist. Soc.* 110, 123–129.

HOUGHTON, D. D. (szerk.): *Handbook of Applied Meteorology (Alkalmazott meteorológiai kézikönyv)*. A Wiley-Interscience Publication, John Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 1985. XV + 1460 oldal, több száz ábra és számos táblázat.

A kézikönyv rendkívül bőséges és sokoldalú áttekintést nyújt a meteorológiáról *nem meteorológus* szakemberek számára. Célkitűzésében bizonyos mértékig hasonló az Amerikai Meteorológiai Társaság által kiadott *Compendium of Meteorology*-hoz, valamint a német nyelvű *Linke's Meteorologisches Taschenbuch*-hoz. Ezekről azonban különbözik abban, hogy elsősorban nem a meteorológusok igényeit törekszik kielégíteni, hanem olyan szakembereket, akiknek tevékenységükhöz meteorológiai ismeretekre vagy időjárási, éghajlati adatokra van szükségük. Az ötvennél több szerző közreműködésével készült kézikönyv szerkesztője *David D. Houghton*, a Wisconsin Egyetem Meteorológiai Tanszékének professzora. Ez az egyetem volt utolsó munkahelye egyébként *W. Schwerdtfeger*nek, az 1985. januárban elhunyt neves, német származású meteorológusnak, akinek 1984-ben jelent meg az Antarktisz időjárásáról és éghajlatáról írott értékes könyve.

A vaskos kézikönyv öt nagyobb részre, ezeken belül 46 fejezetre tagolódik, végül két különálló függelékkel tartalmaz.

Az első rész az alapismereteket foglalja össze és négy fejezetből áll. Az 1. fejezet a légköri cirkulációs rendszerekkel foglalkozik, beleértve a különböző tér- és időskálán kialakuló légmozgásokat, a kormányzó egyenleteket és ezek gyakorlati interpretációit. Bemutatja *egyebek* között a Walker-féle cirkulációs cellákat, a déli félgömb jellegzetes oszcillációs indexének ingadozásait és a kvázikéteves oszcillációt. A 2. fejezet áttekintést ad az éghajlatot kialakító fontosabb tényezőkről, a leíró éghajlattanról, továbbá az éghajlat osztályozásáról. A 3. fejezet a veszélyes időjárási jelenségekről szól: a zivatarokról, tornádókról, jégesőről, hurrikánokról, hófúvásról, homok- és porviharokról, árvizek kialakulásáról. A 4. fejezet az időjárás-előrejelzés fontosabb elvi és gyakorlati kérdéseit foglalja össze.

A második rész a meteorológiai méréseket ismerteti. Ez a rész kilenc fejezetre tagolódik, a fejezetek címei: 1. Mérések ma; 2. Mérések holnap; 3. Felszíni bázisú megfigyelőrendszerek; 4. Magaslégköri in situ megfigyelőrendszerek; 5. Felszíni bázisú távérzékelő megfigyelőrendszerek; 6. Műholdak; 7. Megfigyelőhálózatok; 8. Standard technikák; 9. Szabályozó kritériumok és standardok a műszerekhez és mérésekhez. A hely korlátozottsága nem engedi meg, hogy e sokat mondó fejezetcímek pusztá felsorolásán kívül bővebb leírást adjunk erről a 224 oldal terjedelmű részről.

A harmadik és egyben leghosszabb rész 25 fejezetből áll, és a meteorológia gyakorlati alkalmazásairól ad összefoglalást, terjedelme 635 oldal. Az első nyolc fejezet a talaj vízháztartásával összefüggő kérdéseket tárgyalja, mint pl. az elfolyás, áradások, evaporáció és transpiráció, vízgazdálkodás, savas esők, erózió, a mezőgazdaság, illetve az erdőgazdálkodás meteorológiai vonatkozásai. A következő hét fejezet a légszennyeződés mérésével, a levegőtisztaság modellezésével (kis és nagy távolságon), a légszennyeződés leülepedésének modellezésével, továbbá a kémiai átalakulások légköri vizsgálatával foglalkozik. A további tíz fejezet az ember és légkör kapcsolatának legkülönbözőbb aspektusait veszi sorba, mint például az építkezést, energiafelhasználást, repülést, tengeri és szárazföldi közlekedést, az időjárás módosítását.

A negyedik rész a légkör és társadalom kölcsönhatásaival foglalkozik, beleértve a légköri erőforrások tulajdonjogi kérdéseit, a környezetvédelmet, továbbá a gazdasági tevékenység és a légkör kapcsolatának legkülönbözőbb szempontjait.

Az ötödik rész öt fejezetből áll, és a meteorológiai információk forrásairól tájékoztatja az érdeklődőt. Az 1. fejezet felsorolja az adattároló központokat és az ott megtalálható adatok listáját, ez utóbbi nemcsak időjárási és éghajlati megfigyeléseket tartalmaz, hanem hidrológiai, oceanográfiai, természetbiztosítási, geofizikai stb. adatokat is. A 2. fejezet a jelentősebb szakirodalmról, folyóiratokról, kiadványsorozatokról, atlaszokról, kézikönyvekről és monográfiákról ad áttekintést. A 3. fejezet a meteorológiai oktatással foglalkozó 100 egyetemet és főiskolát sorolja fel, amelyek az USA-ban, Kanadában és Puerto Rico-ban működnek. A 4. fejezet Észak-Amerika jelentősebb kutatóközpontjairól és könyvtáiról ad tájékoztatást. Végül az 5. fejezet néhány amerikai tudományos és technikai egyesületet mutat be.

A két függelék közül az első a meteorológiai fogalmak meghatározásait és a meteorológiában használt mértékegységeket foglalja össze. A második függelék néhány fontosabb éghajlati elem alakulásáról ad táblázatos áttekintést, mégpedig 100 állomás szerepel e táblázatban az USA-ból, 147 állomás a világ többi országaiból.

A kézikönyv hattagú szerkesztő bizottsága láthatóan a teljességre törekedett, amennyiben a meteorológia alkalmazásának minél teljesebb spektrumát foglalta össze ebben a munkában. A teljességre való törekvésen kívül további erőnye e munkának, hogy a legkorszerűbb ismereteket is tartalmazza és, különösen az első rész ábrái rendkívül szemléletesek. Talán egyetlen hátrány a könyv használatában, hogy az óriási ismeretanyagot egyetlen kötetbe sűrítettlen nyújtja az olvasónak, több szempontból is érdemes lett volna témacsoportok szerint 3, esetleg 5 kötet kiadása.

*Koppány György*

HALTNER, G. J. and WILLIAMS, R. T.: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology* (Second edition). (*Numerikus előrejelzés és dinamikus meteorológia*). John Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane and Toronto, 1980. XVII + 477 oldal

Hatalmas fejlődés következett be a numerikus előrejelzés területén V. Bjerknes felismerése óta, miszerint az előrejelzés nem más, mint a légköri mozgások kormányzó egyenletrendszerére vonatkozó kezdeti és peremérték-probléma megoldása. A meteorológia ezen tudományágának fejlődését és jelenkori eredményeit mutatja be ez a könyv, ami *Haltner* 1971-ben megjelent „Numerical Prediction” (Numerikus előrejelzés) című egyetemi tankönyvének posztgraduális képzés számára bővített és átdolgozott második kiadása.

A mű 13 fejezetre tagolódik, ám így sem foglalkozik az előrejelzés algoritmusának minden lépésével, pl. a megfigyelésekkel és az adatátvitellel. Az 1. fejezet az alapvető fizikai törvények különböző koordinátarendszerben felírt alakjait mutatja be. A fejezet megírásakor a szerzők már bizonyos alapvető dinamikus meteorológiai ismeretekre támaszkodnak. A 2., 3. és 4. fejezet a nagytérségű mozgásformák dinamikai vizsgálatával foglalkozik, bemutatva a légköri hullámmozgások alapvető típusait, valamint a légköri hullámok és a hidrodinamikai instabilitás kapcsolatát. Igen részletes és átfogó képet kapunk az 5. és 6. fejezetben a termo-hidrodinamikai egyenletrendszer integrálása során alkalmazott módszerekről. Megismerhetjük itt a parciális differenciál-egyenletek közelítő megoldásához használt legtöbb numerikus eljárást: a véges különbséges módszertől a spektrális módszeren át a véges elem (v. Galjorkin-) módszerig, és bemutatnak a szerzők jónéhány iterációs sémát is. A 7. fejezet a numerikus modellek egyes típusaival, a 8. fejezet pedig a planetáris határréteggel foglalkozik. A nedvesség és a sugárzási folyamatok paraméterezésének módszerét írja le a 9. és 10. fejezet. A 11. fejezetbe került a numerikus előrejelzési folyamat első lépésének, a kezdeti értékek meghatározásának a tárgyalása. Rövid összefoglalást találunk még a könyvben az óceán dinamikájáról (12. fejezet) és a statisztikai és sztochasztikus-dinamikus alapú előrejelezhetőség határaitól (13. fejezet). A Függelékben a vektoranalízis alapvető összefüggéseit találjuk. Az irodalmi hivatkozások listája csaknem félezer tételből áll, felvonultatva az egyes fejezetek témáihoz kapcsolódó szinte valamennyi fontosabb könyvet és közleményt Lord Rayleigh 1880-ban kiadott cikkétől a könyv megjelenését megelőző legfrissebb publikációkig.

Bár a könyv egyes fejezetei valóban igényelnek némi dinamikus meteorológiai és matematikai előképzettséget, nemcsak azok számára ajánlhatjuk, akik az időjárás számszerű előrejelzésével, a légköri folyamatok dinamikájának tanulmányozásával, vagy parciális differenciál-egyenletek numerikus megoldásával foglalkoznak, hanem azoknak is, akik alapvető ismeretekre szeretnének szert tenni a nedvességszállítási vagy sugárzásátviteli folyamatok paraméterezése és az óceán dinamikájának területén. A könyvet a dinamikus meteorológia és dinamikus modellezés című előadásokat hallgató egyetemisták számára is ajánljuk kiegészítő olvasmányként.

*Gyuró György*

## MÉSZÁROS ERNŐNÉ NAGY ÁGNES (1935—1986)

Még jóformán át sem lapozhatták olvasóink folyóiratunk előző, március–júniusi kettős számát, s benne Központi Légkörfizikai Intézetünk közszeretben álló tudományos főmunkatársának kitűnő tanulmányát, amikor vettük a megdöbbentő hírt szerzőjének tragikus haláláról: *Mészárosné Nagy Ágnes*, az intézet Levegőkémiai Osztályának helyettes vezetője, 1986. június 14-én váratlanul elköltözött az élők sorából.

Aránylag fiatalon, úgyszólván életének délen, tudományos pályán alkotó erejének teljében távozott közülünk.

Az Eötvös Lóránd Tudományegyetem Természettudományi Karán jeles eredményű meteorológus-diploma birtokában, 1957 szeptemberében lépett szolgálatunk kötelékébe, a pestlőrinci Aerológiai Observatóriumban. Itt előbb a Rádiószondázó-, később az Aerológiai Osztályon ösztöndíjas gyakornok; feladata a magaslégköri áramlásrendszerek, a jet stream-ek természetének vizsgálata, ez utóbbiak gyakoriságának megismerése. Ám rövidesen tudományos kutatói beosztásban egyre inkább a légszennyező anyagok, az aeroszolok fizikai tulajdonságai felé fordul érdeklődése; bevezeti az observatóriumban a poraeroszolok koncentrációjának és nagyság szerinti eloszlásának Magyarországon addig nem alkalmazott, ún. membrán-szűrős, rendszeres mérését. Első publikációja ezeknek az 1963 januárjában megindult méréseknek kezdeti eredményeiről számol be az intézet Beszámoló kötetesorozata 1963. évi kötetében.

Ez idő tájt a légköri szennyeződés – mégpedig a természetes és a mesterséges (ipari) eredetű aeroszol-részecskék kutatása – mind nemzetközi ajánlásokban, mind pedig itthon, kiemelt kutatási téma, s e téren *M. Nagy Ágnes* kutatói ténykedése egyre figyelemre méltóbb eredményeket mutathat fel. Bizonyossága ennek az ér-

tékes tanulmányok ama sorozata, amelyek egy-két évvel pályakezdése után már sorra jelentek meg folyóiratunkban, nemkülönben szakterületének jó néhány külföldi reprezentatív kiadványában (*J. Recherches Atmosphériques*, *Tellus*, *Journal of Aerosol Sciences* stb.). Nevével gyakran találkozhatnak olvasóink, ha fellapozzák az *Időjárás* utóbbi 20–25 esztendőben megjelent számait, mert csak itt 14 kisebb-nagyobb tanulmánya – köztük hat idegen nyelven – került közlésre. Önállóan, esetleg szerző-, illetve munkatársai-val közösen írott közleményeit itthon is, külföldön is hol *Mészárosné Nagy Á.*, hol *Nagy Ágnes*, hol meg *Mészáros Ágnes*ként szignálta.

Kutatásai közül külön említést érdemelnek a déli félgömb óceáni levegőjében végzett aeroszol-vizsgálatok, amelyek eredményeit *Vissy Károly*val együtt publikálta 1974-ben a *J. of Aerosol Science* c. folyóiratban. Ezt a hatalmas energiát és kutatói találmányosságát igénylő úttörő jellegű munkát szinte minden idevágó kézikönyvben és számos tanulmányban idézik és a magyar meteorológiai kutatás egyik legnagyobb eredményének tekinthetjük.

Angol–francia nyelvismerete révén a nemzetközi szakirodalomban nemcsak szerzőként jelentkezhett, hanem szolgálatunk küldöttként ismételten járhatott külföldi tanulmányutakon, valamint hasznosan vehetett részt nemzetközi konferenciák, ill. kutatócsoportok, szimpóziumok munkájában is. Az ily alkalomra írott beszámoló, tanulmányai nemzetközileg is elismert publikációkként jellemzik munkásságának színvonalát és hatékonyságát.

Szerény, halkszavú egyéniségére jellemzően nem törekedett vezetői beosztásra. Sőt, amikor szolgálati felettesei – értékelve lankadatlanul szorgalmas és szakmailag igen eredményes munkásságát – húsz évi munkája elismerésé-  
ként reá kívánták bízni a Le



vegőkémiai Osztály vezetését, ezt csak vonakodva s átmeneti jelleggel vállalta, s két év után már fölmentését is kérte. Egy esztendő múltán így is kénytelen volt legalább az osztály-vezetőhelyettesi beosztást vállalni. Bár tudományos eredményei mindenképpen indokolták volna, tudományos minősítést, kandidátusi fokozatot sem szerzett; csendes, szerényen visszahúzó, de mindig, mindenkinek készségesen segítő munkatársa maradt. Személyében *Mészáros Ernő*, az MTA levelező tagja, a Központi Légtérfizikai Intézet igazgatója, Szerkesztő bizottságunk elnöke feleségét, köz-

vetlen, hűséges munkatársát veszítette el. De *Nagy Ágnes* korai halála fájdalmas vesztesége szolgálatunknak is, sőt – joggal véljük – a magyar légkörfizikai kutatásnak és szakirodalomnak is egyaránt.

Emlékét nemcsak azok őrzik fájó szívvel, gyászoló emlékezéssel, kik közelebből ismerték és szerették, de életművének ismeretében tisztelettel s kegyelettel gondol – a kívánságára a Kisoroszi temető csendjében nyugvó – volt kollégájára valamennyi pályatársa, e öljárói, kortársai s beosztottjai egyaránt.

*Kakas J.*

## METEOROLÓGIAI FELADATOK A CSERNOBILI ATOMERŐMŰVI BALESET HAZAI HATÁSÁNAK FIGYELEMBEVÉTELÉNÉL

A légtér, mesterséges eredetű radioaktivitás folyamatos mérése az Országos Meteorológiai Intézetben 1953-ban kezdődött meg a távolabbi területeken végrehajtott légtér nukleáris robbantási kísérletekből származó kiszóródás jelzésére, nyomkövetésére. A Moszkvai Atomcsend Egyezmény évében (1963) ezt a korábbi mérőrendszert az elhasználódás és korszerűsítés igénye miatt fel kellett újítani és a hálózat állomásainak számát ki kellett egészíteni. A Paksi Atomerőmű üzembeállításával párhuzamosan tovább bővült az OMSZ ilyen irányú feladata. A korábban hat állomásból (Budapest – Lőrinc, Szombathely, Siófok, Pécs, Szeged, Szolnok) álló radioaktív mérőhálózatot az atomenergiáról szóló 1980. évi I. törvény és a végrehajtására kiadott jogszabályok értelmében tovább kellett bővíteni az atomerőmű közvetlen veszélyeztetettnek számító 30 km-es határára, az évi leggyakoribb helyi szélirányban egy további mérőhellyel (Baja), valamint az esetleges paksi üzemzavar szempontjából távoli, referenciaállomásnak feltételezett nyíregyházi mérőállomással. Az utóbbi két kiegészítő állomás rendszeres méréseit 1985 végén kezde meg.

A radioaktív mérőállomások működésén túlmenően egy esetleges atomerőművi baleset következményeinek felmérésében mind a WMO WWW rendszere, mind a hazai meteorológiai állomások adatai, illetve a feldolgozott információk nélkülözhetetlenek.

Az atomerőművek baleset-elhárítása korábban arra a megfontolásra épült, hogy a közvetlenül veszélyeztetett 3 km-es körzetben belül csak az erőmű dolgozóinak biztonságával kell számolni, míg a 30 km-es közvetetten veszélyeztetett gyűrűben – ahol már nagyobb számú lakosság is található – válhat szükség-

gessé általános korlátozó intézkedések bevezetése baleset esetén, távolabbi jelentős hatások viszont már nem lépnek fel.

A csernobili baleset kiterjedése a korábbi feltételezésekkel és felkészítéssel szemben, amely a reaktor balesetek kihatását regionálisnak gondolta, kontinentális kiterjedésű lett, sőt bizonyos mértékig az egész északi hemiszférát érintette. Ennek megfelelően a csernobili sérült erőműblokkból származó kibocsátás kiterjedésének nagysága, főleg a kezdeti időszakban, bizonyos mértékben készületlenül érte a más léptékre felkészített szakembereket.

Hazánkban a polgári védelmi szervek kezdeményezésére és vezetésével a csernobili baleset bekövetkezése után szakértői bizottság alakult. A bizottságban a meteorológiai szolgálatot (OMSZ) *Simon Antal* főosztályvezető képviselte.

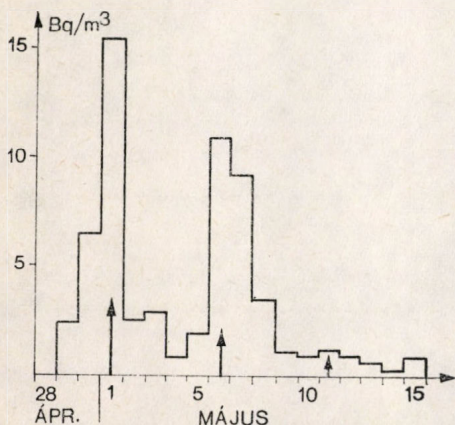
Az OMSZ elsődlegesen a légtér radioaktivitás mérési adatait és a csernobili koordinátákkal indított, előrejelzett trajektóriákat szolgáltatta a bizottságnak a napi időjárási helyzet leírásán kívül. A trajektória számítások 00 és 12 UT időpontokra vonatkoztatva, előrejelzett áramlási mezők felhasználásával készültek. A légpálya naponta kétszer előállított előrejelzései szerint az első radioaktív felhőátvonulásra az ország északi-északnyugati területein április 29-én az esti órákban került sor, amikor a korábban északabba hatolt szennyezett légtömeg húzódtott le felénk. E felhő igen jelentős szennyeződést hozott létre a tőlünk nyugatabbra lévő területeken.

A csernobili baleset a hivatalos jelentések szerint robbanással és intenzív tűzzel is párosult, így az elégett anyagok részecskéi és a füstgázok árama a kiszabadult radioaktív elemekkel együttesen addig emelkedhetett a magasba, amíg a hófáklya és a környezete

közötti hőmérsékleti különbség kellő felhajtóerőt szolgáltatott. Tényleges mérési adatok hiányában, becsléssel 1500–2000 méterre volt tehető a hőfáklya teteje. Az ebben a rétegben uralkodó áramlás a felhőt a Kelet-Európában uralkodó időjárás hatáscentrumok által megszabott módon szállította tovább. A becslült felhőmagasság miatt a 850 hPa-os előrejelzett mezőket használhatták fel a trajektória számításához. A radioaktív anyagokat is tartalmazó felhő áthelyeződése során részben gravitációs ülepedés, részben diffúzió, valamint a magasabb rétegekben lévő örvényes mozgások és nyíróerők hatására folyamatosan széterült és hígult.

A baleset kezdetén az ukrán síkság északi részén stabil anticiklon volt jelen, amely igen lassú mozgással szivárgott déli irányba és közel tíz napon keresztül megakadályozta a közepes földrajzi szélességeken szokásos zonális áramlás érvényrejutását. Az erőműből folyamatosan kiszabadult radioaktív anyagok felhőjét tehát hosszú ideig a keleties irányítású áramlások a teljes közép-európai és részben a dél-európai térségbe hordták szét. Ez az időjárás helyzet Magyarországon május 8-án és 9-én a közepes mennyiségű ( $\approx 10$  mm) csapadékot adó hidegfront átvonulásával szűnt meg. Az orosz síkságon lévő anticiklon ugyanakkor kelet felé elmozdult, utat nyitva ezzel a zonális áramlásnak. Mivel a közvetlen szennyeződés utánpótlása számunkra megszűnt, az ország légtere igen gyorsan tisztulni kezdett és már csak a talajra ülepedett szennyeződéssel kellett a továbbiakban számolni.

A talajülepedés mértéke a helyszíni radioaktív szennyezettség-mérések szerint igen jó kapcsolatban volt a csapadék mennyiségével. A talajra ülepedett hasadványok várhatóan



1. ábra: Aeroszol összbeta radioaktivitás Budapest – Pestlőrincen, 1986. április 28 – május 15 között. Méréseredmények a mintavételt követően.

hosszú ideig jelen lesznek a talaj felső részében, ahogyan az 1963-ban beszüntetett kísérleti légköri robbantásokból származó egyes hosszú felezési idejű izotópok még mindig megtalálhatók a nem művelt talajok felső 10 cm-ében.

Az 1. ábrán az aeroszol összes béta-radioaktivitásának – mintavétel után azonnal mért – értékeit láthatjuk az 1986. április 28 és május 15 közötti időszakban. A méréseket a Központi Léggörfizikai Intézetben végezték. Az ábrán a három nyíl három olyan napot jelez (május 1, 6, és 11), amelyeken a trajektória számítások szerint hazánk területére fölött közvetlenül szennyező felhő átvonulása történt. Az időben csökkenő koncentrációk, többek között, a baleset távolabbi hatásának csillapodását is jelzik.

A rendelkezésre álló meteorológiai információk jelentős és közvetlen segítséget jelentettek a polgári védelem által vezetett szakértői bizottság értékelő munkájában.

A csernobili erőmű balesete következményeinek részletes és többirányú meteorológiai értékelését a későbbiekben feltétlenül el kell végezni.

S mon A.

✱

#### PROF. H. REUTER AZ MMT TISZTELETI TAGJA. AZ OSZTRÁK METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ÚJ VEZETŐSÉGE

Az Osztrák Meteorológiai Társaság volt Inöke, *Univ. Prof. dr. F. Lauscher* magas kora miatt megvált tisztségétől. Az új elnök *Univ. Prof. dr. K. Cihak* lett, aki egyben az Osztrák Meteorológiai és Geodinamikai Intézet igazgatóhelyettese. A Magyar Meteorológiai Társaság elnöke, *Szász Gábor* egyetemi tanár, a Debreceni Agrártudományi Egyetem rektora, valamint a Társaság főtitkára, *Simon Antal*, az OMSZ főosztályvezetője 1986. január 6–10. között Bécsben megismerkedett az Osztrák Meteorológiai Társaság 1985-ben választott új vezetőségével és tárgyalásokat folytatott a korábbi jó kapcsolat fenntartásáról és elmélyítéséről. A két társaság elnöke szükségesnek tartotta a korábbi írásbeli megállapodás felújítását. Az együttműködés elmélyítése érdekében megállapodtak az évi munkaterv cseréjéről, a szakemberek néhány napos cserelátogatásának szorgalmazásáról, valamint együttes ülések szervezéséről a közös határ mentén, ezzel is megkönnyítve egymás tájékoztatását a tudományos eredményekről.

A tárgyalások után az MMT elnöke és főtitkára látogatást tett az osztrák szolgálat új igazgatójánál, *Prof. dr. P. Steinhäuser*-nél is, aki messzemenő támogatásáról biztosította a társasági vezetőket.

Ezen kívül felkeresték még a bécsi egyetem meteorológiai kintenzsékén az elméleti meteorológia professzorát, *Univ. Prof. dr. H.*

*Reuter-t*, a Meteorológiai és Geodinamikai Intézet nyugalmazott igazgatóját. Tájékoztak az egyetemi oktatás általános kérdéseiről és betekintést nyertek az egyetem meteorológiai és geofizikai oktatásának tematikájába. *Reuter* professzort az MMT Választmány 1985-ben külföldi tiszteleti tagjává választotta; megállapodás szerint a professzor áprilisban Budapesten vette át a beiktató oklevelet és előadást is tartott. Az előadás teljes szövegét e számunkban közöljük.

Végül az MMT vezetőinek alkalmuk volt

az osztrák szolgálat Klimatológiai Osztályán egy megbeszélésen is résztvenni, ahol az általános célra kifejlesztett automata meteorológiai állomást ismerhették meg. A központi állomást üzemközben is megtekinthették. Az osztrák kollégák jónak és megbízhatónak értékelték a hálózatban működő berendezéseket.

A Bécsben tett látogatás mind társasági, mind szakmai szempontból igen hasznosnak bizonyult; a kapcsolatot mindkét fél érdekében célszerű továbbra is fenntartani.

*H. Lépp I.*

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolóik, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemlecek lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő címre: **Időjárás Szerkesztősége 1525 Budapest, Pf. 38.**

A kéziratokat a szerkesztőbizottság lektorál-tatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. A kéziratnak a következő formai igényeket kell kielégítenie:

**Címreisz:** Tartalmazza a tanulmány címét, a szerző(k) nevét, munkahelyét és ez utóbbi pontos címét.

**Összefoglalás:** Külön oldalon, magyar és angol nyelven, tartalmazza a kutatás célját, módszerét és a kapott eredményeket.

**Szövegreisz:** Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

**Irodalmi hivatkozások:** Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket frunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötettség, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

**Ábrák:** A kézirat első példányához az ábrákat pausz- vagy mm-papíron, a másodikhoz az eredeti ábrák másolatát kell csatolni. Az ábrák aláírásait külön lapon kell mellékelni. Fényképek fekete-fehér színben, fényes, kontrasztos minőségben nyújthatók be.

**Táblázatokat:** A táblázatokat római számozással, szövegükkel együtt, külön lapon kell mellékelni.

**Matematikai formulák és jelölések:** A nem latin betűket és kézzel írott jeleket a margón ceruzával írt magyarázattal kell ellátni.

A szerzők megjelent tanulmányukért tiszteletdíjat és térítésmentesen 30 db különnyomatot kapnak. Több különnyomat a szerző költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg rendelhető.

The purpose of IDŐJÁRÁS is to publish papers in the field of theoretical and applied meteorology. These may be reports on new results of scientific investigations or critical review articles summarizing current problems in certain subject. Authors may be of any nationality but papers are published only in Hungarian or English. Two copies of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the Editorial Office of IDŐJÁRÁS. Address: **Budapest, P. O. B. 38, H-1525, Hungary.**

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

**Title:** Should contain the title of the paper, the name(s) of the author(s) with indication of the name and address of employment.

**Abstract:** Should contain the aim, method and conclusions of the scientific investigation on a separate page.

**References:** The text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or of the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó et al.* (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters, *a*, *b* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of author(s), year, title of article, name of journal, volume number, pages. E. g. *Dési, F.* 1955: Current problems of meteorological research. *Időjárás* 57, 65–70. For a book: the name(s) of author(s), year, title of book, publisher, place of publication. E. g. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

**Figures:** Should be prepared entirely in black India ink upon transparent paper and be attached to the first copy of the manuscript; a copy of the original figures should be attached to the second manuscript copy. The legends of figures should be given on a separate sheet. Photographs of good quality may be provided in black and white.

**Tables:** Should be marked by Roman numbers and provided on separate sheets together with relevant captions.

**Mathematical formulas and symbols:** Non-Latin letters and hand-written marks should be explained by making marginal notes in pencil.

Authors are receiving 30 reprints free of charge. Additional reprints may be ordered at the authors expense when submitting the manuscript.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

---

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285. Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223.

Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató



86.0086 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás  
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

---

INDEX: 26 361

**HU ISSN 0324—6329**