

Dr. Götz Gusztáv

# IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA  
95. ÉVF. 1. SZÁM 1991. JANUÁR-FEBRUÁR

## TARTALOM

*R. Huth: A frontanalízis objektívabb elvégzésének kísérlete (angol nyelven)* . . . . . 1

*Déri József: A dunai jégjárás meteorológiai tényezőinek évszázados változásai* . . . . . 20

*Simon Anutal: A radioaktív ülepedés reszuszpenziója a Kárpát-medencében* . . . . . 29

*Matyasovszky István: Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei II.* . . . . . 41

*Domonkos Péter: 32 napos periódus Budapest éghajlati idősorában* . . . . . 54

Krónika . . . . . 61

Atmospheric Environment . . . . . 63

## CONTENTS

*Huth, R.: An attempt to objectivize the frontal analysis (in English)* . . . . . 1

*Déri, J.: Secular changes of the meteorological factors affecting the regime of ice phenomena on River Danube* . . . . . 20

*Simon, A.: Resuspension of radioactive deposition in the Carpathian Basin* . . . . . 29

*Matyasovszky, I.: Methods of spectral analysis of climatological time series II* . . . . . 41

*Domonkos, P.: A period of 32 days in the temperature series of Budapest* . . . . . 54

Chronicle . . . . . 61

Atmospheric Environment . . . . . 63

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 95. NO. 1. JAN-FEB 1991. BUDAPEST

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata  
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő - Editor-in-Chief  
MÉSZÁROS ERNŐ  
Központi Léggörfizikai Intézet  
1675 Budapest, Pf. 39.  
Telefon: 158-5711

## SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG - EDITORIAL BOARD

ANTAL E. (Budapest)	MILOSHEV, G. (Sofia)
BOTTENHEIM, J. W. (Downsview, Ont.)	MÖLLER, D. (Berlin)
CZELNAI R. (Geneva)	PANCHEV, S. (Sofia)
DÉVÉNYI D. (Budapest)	PRÁGER T. (Budapest)
DRÁGHICI, I. (Bucharest)	PRUPPACHER, H.R. (Mainz)
FARAGÓ T. (Budapest)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
FISHER, B. (London)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
GEORGII, H.-W. (Frankfurt a.M.)	SAMAJ, F. (Bratislava)
GÖTZ G. (Budapest)	SPÄNKUCH, D. (Postdam)
HAMAN, K. (Warsawa)	STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)
HASZPRA L. (Budapest)	TÄNCZER T. (Budapest)
IVÁNYI Zs. (Budapest)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)	WILHITE, D. A. (Lincoln, NE)
MAJOR GY. (Budapest)	WIRTH E. (Budapest)

Műszaki szerkesztő - Technical Editor  
SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.  
Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán.  
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Postafiók 38.  
Megjelenik kéthavonként.

---

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, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan - Feb 1991. Budapest*

## An attempt to objectivize the frontal analysis

R. HUTH

*Institute of Physics of the Atmosphere  
Bocni II, 141 31 Praha 4, Czechoslovakia*

According to the selected approach to objective frontal analysis, the fronts are sought as the ridge lines in the fields of suitable frontal parameters. The fields of the quantities, meeting in the best way three requirements which have been put at the ideal frontal parameter, are evaluated concisely. Further, the way to objectivize the selection of frontal parameters is described. The proposed method which utilizes Mahalanobis generalized distance was tested and six best frontal parameters were chosen from a large amount of quantities. Individual basic frontal parameters are not able to localize the fronts by their line maxima in a sufficiently high-quality manner. It is, therefore, desirable to form a combined parameter from several basic parameters. First, the combining must be made possible. That is why the basic parameters are multiplied by certain weight coefficients - in our experiment by reciprocals of means of absolute values of basic parameters in the analysed area. The combined parameters are set up from nine relatively high-quality basic parameters. The fields of one combined parameter are discussed in detail.

\*

A frontanalízis objektívabb elvégzésének kísérlete. A frontok objektív analízisekor a frontokat az őket jellemző paraméterek mezéjében merev vonalaknak tekintjük. Ehhez a mezőket, amelyeket három feltételt kielégítő ideális frontparaméterek alkotnak, átfogóan értékelnünk kell. Ezeket a paramétereket megfelelően kell megválasztanunk. Jelen tanulmányban erre a célra a Mahalanobis általánosított távolságot használjuk. A hat legjobb front-paramétert nagy mennyiségű adatból választjuk ki. Az individuális alap front-paraméterek vonalmaximumaik alapján nem alkalmasak a front helyének kijelölésére, amennyiben kielégítő minőséget akarunk elérni. Cél szerű ezért több alapvető paraméterből egyesített jellemzőket képezni. Ennek végrehajtásához az alapvető paramétereket meg kell szoroznunk bizonyos súly-együtthatókkal, esetünkben az analizált területen lévő alapparaméterek abszolútértékei közepének reciprokával. Az egyesített paramétereket kilenc viszonylag jó minőségű alapvető paraméterből állítjuk elő. Az egyesített paraméterek kapott mezéjét a cikkben részletesen értelmezzük.

*Introduction.* The front belongs to fundamental concepts of synoptic meteorology. Plenty of significant weather appearances and their changes is linked to the fronts; the correct frontal analysis is, therefore, important even for the weather forecast. The main paradox of frontal analysis can be seen in the fact that decision on the presence of fronts and determination of their positions depend on the meteorologist's subject, although the fronts exist in the atmosphere *objectively*. Comparing analyses carried out by various meteorological offices, one can find out considerable differences among them. It is true not only for the weak fronts (Huth und Štekl, 1988). The way out from this paradox can be found in repression of human factor in the frontal analysis, i.e. in its objectivization.

In the just presented paper, the results achieved in the author's degreework (Huth, 1987) are summarized and amplified.

### 1. Renard - Clarke's approach to objective frontal analysis

If a proper algorithm for the task of objective localization of fronts is set up the computer itself will let us know where the front lies and where it does not. We will no longer be interested in whether the line, having been identified as a front by the computer, complies with some definition of a front because just only the used algorithm will represent this definition.

Still a long way leads to such a definitive, ideal state. First it is necessary to clarify how the front will be sought. We meanwhile stay before the problem that nobody knows any meteorological criterion which would represent a sufficient condition for presence of a front. However, one must realize that the frontal analysis likely becomes unnecessary in the moment when a prognostic model able to pick up and to forecast frontal processes successfully is constructed. The question what will be the weather at any place will be answered by the model even without the knowledge of actual frontal positions.

In the vast majority of the studies dealing with objective frontal analysis, the authors seek the quantities (mostly differential) which acquire their maxima in the vicinity of the fronts. Such quantities will hereafter be termed „frontal parameters”. The fronts are then sought as the lines of maxima (ridge lines) in the fields of these parameters.

Renard and Clarke were the first who utilized this approach (Renard and Clarke, 1965). They investigated differential quantities derived from potential temperature, and wet-bulb and equivalent potential temperatures. The temperature frontal parameter TFP figured from potential temperature  $\Theta$  at 850 hPa appeared them to be the most suitable:

$$TFP = - \nabla |\nabla \Theta| \frac{\nabla \Theta}{|\nabla \Theta|} = - \nabla |\nabla \Theta| n_{\theta}, \quad (1)$$

$n_{\theta}$  being the unit vector normal to the isotherms.

Some authors prefer surface fields at seeking for frontal parameters: Gericke and Eckner (1984) attempted to determine positions of fronts from the fields of horizontal

wind shear  $\partial v / \partial s$  ( $s$  is the wind direction), mass convergence  $-\nabla \cdot (\rho \mathbf{v})$ , the magnitude of three-hours' pressure tendency gradient and the magnitude of equivalent potential temperature gradient.

More detailed data about *Renard and Clarke's* (1965) and *Gericke and Eckner's* (1984) papers and also about some others are summarized in *Huth* (1987).

Before dealing with actual experiment and judgment on usefulness of individual parameters for objective frontal analysis, three basic requirements on behaviour of high-quality frontal parameters will be formulated. These requirements follow from *Renard - Clarke's* approach to these problems.

1. The areas of maxima of frontal parameters have elongated shapes (their width is substantially less than their length) and resemble the fronts in their structure.

2. The lines of maxima (ridge lines) of frontal parameters are located in the proximity of fronts.

3. The number of areas of conspicuous local maxima not related to any front is as little as possible.

In other words - an ideal frontal parameter acquires its line maxima along the fronts and, on the other hand, along all fronts extend the areas of its maximum.

## 2. Data

The situation from June 20 and 21, 1984 when the cold front accompanied with intensive local showers and storms passed over the Central Europe was chosen for the experiment. More detailed scrutiny of this synoptic situation can be found by a reader in *Johanovsky et al.* (1986).

The geopotential (or pressure), temperature, and dew point deficit fields at surface and at 850, 700, 500, and 300 hPa and, further, the surface three-hours' pressure tendencies, all at 12 UTC on June 20 and 21, 1984, served us as input data. Values of all these fields were read in a rectangular network with grid step 330 km. The analysed area was identical with that recorded on the stereographic map 1:15 mil., currently used by the Czechoslovak Meteorological Office. Because the 330-km network is too rough to catch the fronts the reduction of the grid step was considered suitable. This reduction, as far as possible, should be carried out in such a manner that the input fields are not deformed and the meteorological information is not lost. The way to reduce the grid step to 165 km by means of cubic splines is described in *Huth* (1987).

## 3. Looking for useful frontal parameters

In our experiment we have also inclined to the *Renard - Clarke's* approach. Fairly large amount of physical quantities which could be expected to acquire their maxima along the fronts was subjected to the investigation. Some of these quantities have already been studied in the papers dealing with objective frontal analysis, e.g. *Gericke and Eckner*

(1984), Gericke (1986), Kress and Zwatz-Meise (1980), Renard and Clarke (1965), Romov (1985), Zverev (1977), some of them, for which a connexion with fronts can be expected for physical reasons, have not been investigated from the point of view of their „frontality” yet. Multiplicative constants not interesting us (e.g. acceleration of gravity or Coriolis parameter) were neglected at computation of some parameters. Since the actual wind field was not available the flow was approximated geostrophically although innegligible errors, especially at the surface, can thus arise.

Enumeration of all more than eighty parameters figured in the experiment is given in Huth and Stekl (1988). In the presented paper, only the quantities at least partly granting our ideas, which have been formulated in the close of the preceding chapter, will be mentioned.

But, how to judge whether and to what to what extent they comply with these ideas? What are the fields of the computed parameters to be compared with? The fronts not specified further are talked about in the requirements 2 and 3 in this connexion. It is necessary, therefore, to come to a compromise and to judge the quality of the parameters destined for objective frontal analysis according to their agreement with the fronts analysed subjectively. In order to eliminate subjectivism from the comparative frontal analysis, the most probable analysis has been set up by connection of analyses carried out by five Mideuropean meteorological centres that were available. This analysis is drawn by current symbols in all figures illustrating the fields of the computed parameters. On the charts the parameters are characterized by isolines. The magnitudes of local maxima are marked directly on the charts.

And now about factual results of the experiment:

\* *Temperature Laplacian, occlusion parameter*

The so-called occlusion parameter was defined by the term

$$OKL = - \left[ \left| \frac{\partial T}{\partial \tau}(x+k, y) - \frac{\partial T}{\partial \tau}(x-k, y) \right| + \left| \frac{\partial T}{\partial \tau}(x, y+k) - \frac{\partial T}{\partial \tau}(x, y-k) \right| \right] \cdot \operatorname{sgn} [\nabla^2 T(x, y)] \quad (2)$$

where  $\partial T/\partial \tau$  is a derivative in the isotherm tangent direction  $\tau$  at the point  $(x, y)$  and  $k$  is a distance (for illustration see Fig. 1);  $k$  was put equal to the grid step (165 km). The lines of maxima were expected along the warm ridge axes in the fields of both these parameters, which should help on to localize occluded fronts. The position of regions of maxima of both parameters at 850 hPa almost coincide with one another. The  $\nabla^2 T$ -field is, however, too crumbled and chaotic while occlusion parameter forms long, narrow belts. The warm ridges are localized by both parameters reliably. However, maxima of these parameters are not related to occluded fronts at all since occluded fronts are not accompanied with warm ridges in the analysed cases.

*\*Parameters TFP and FPRT (Figs. 2 and 3)*

Temperature frontal parameter TFP was figured from actual temperature by analogy with relation (1), also relative topography frontal parameter FPRT was defined from relative topography in the same way. The maxima of these parameters determine a warm-air boundary of a baroclinic zone connected with a front. These parameters are quite sensitive to the input field analysis quality so that, mainly over the regions with sparse aerological network, the baroclinic zones not existing actually and TFP- and FPRT-maxima connected with them can arise. The best agreement with the frontal positions appears for the ridge lines of the TFP field at 850 hPa, good agreement is also displayed by

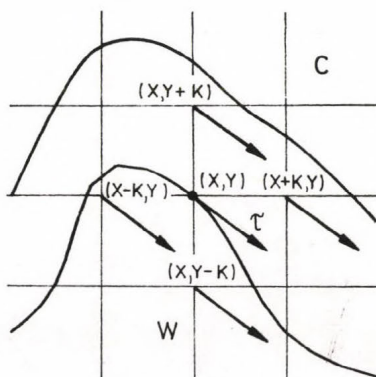


Fig. 1. Schematic illustration of computation of parameter OKL. Bold lines are isotherms, arrows denote the direction tangent to isotherms,  $\tau$ , at the point  $(x, y)$ . For further details see the text.

the fields FPRT 1000/500 hPa and TFP 700 hPa. The structure of all these fields is very good, the regions of maximum values have elongated shapes that are required. The well-expressed ridges are found nearby all conspicuous fronts. Most of the extrafrontal maxima are accountable physically. Over the ocean, however, the maxima caused by insufficiencies in the temperature field analysis appear actually.

*\*Temperature advection at 850 hPa*

The temperature advection field replies to theoretical presumptions (the most intensive warm advection ahead of a warm front and cold advection behind a cold one) only at the fronts lying over the ocean. The breaking fronts over the continent do not show an important temperature advection. In addition, the regions of intensive advection are too wide and do not manifest a sufficient elongation along the fronts. The maxima in the field of temperature advection gradient agree with the fronts partly but they have unsuitable structure - in their split they resemble an octopus.

*\*Relative humidity in the free atmosphere (Fig.4)*

Owing to presence of frontal cloudiness, relative humidity should acquire large magnitudes at fronts. This is true at the levels 850 and 700 hPa. All fronts accompanied with cloudiness show a relative humidity maximum at one of both levels at least. The regions of relative humidity maxima are relatively extensive and have not the ridge structure de-

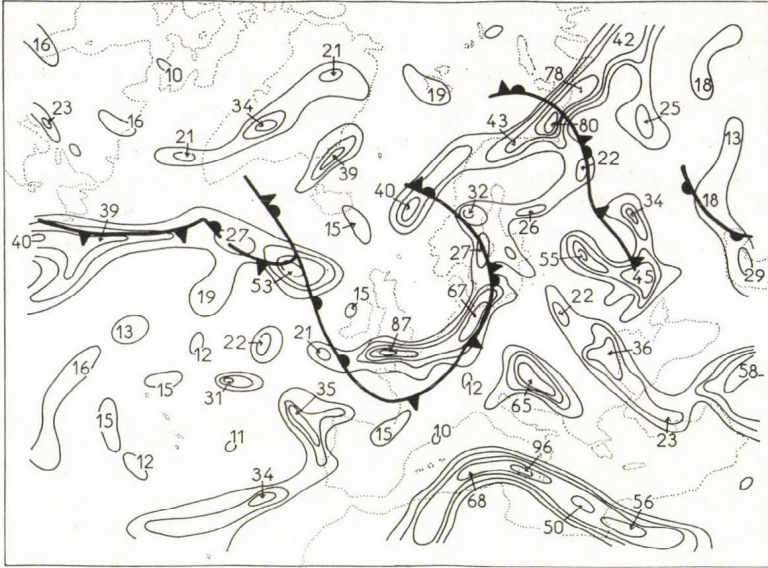


Fig. 2 Parameter TFP, 850 hPa, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 10, 20, 30, 50, and 80 are drawn.

manded. The extrafrontal maxima can be explained physically, e.g. by presence of an upper cyclone or by intensive convection. In our effort to point up the ridge structure of the relative humidity field we constructed a new parameter - summary humidity  $R$ . It is figured as follows:

$$R = R_7 + 2R_8$$

where	$R_7 = 0$ for $r_{700} < 0.5$	$R_8 = 0$ for $r_{850} < 0.75$	(3)
	$R_7 = r_{700} - 0.5$ for $r_{700} > 0.5$	$R_8 = r_{850} - 0.75$ for $r_{850} > 0.75$	

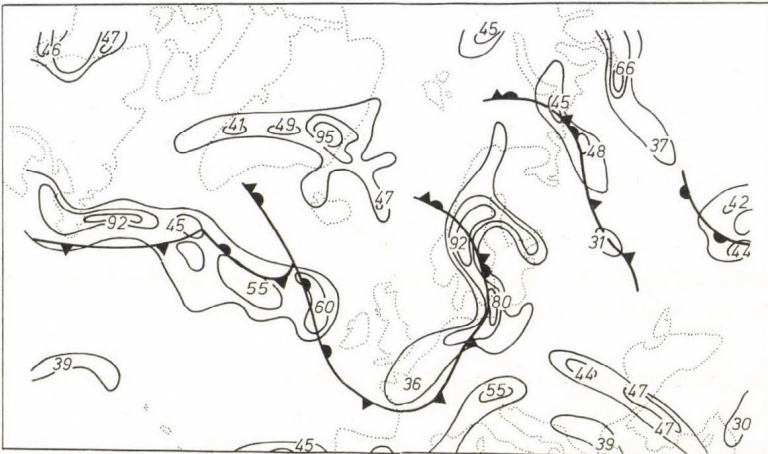


Fig. 3 Parameter FPRT, 1000/500 hPa, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 20, 40, 60.

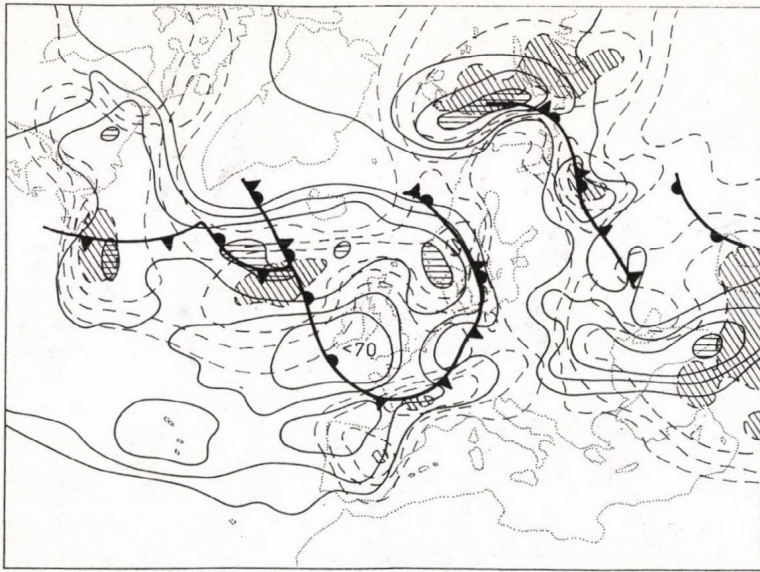


Fig. 4 Relative humidity, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 70, 80, 90, 100%: at 700 hPa dashed, at 850 hPa solid. Hatched are areas with 100%-humidity: at 700 hPa aslant, at 850 hPa horizontally.

Here  $r_{700}$  and  $r_{850}$  denote relative humidity at 700 and 850 hPa, respectively. In other words, summary humidity is the sum of the excess of 700 hPa relative humidity over 50% and double of the excess of 850 hPa relative humidity over 75%. This parameter acquires the maximum value 100 in the regions with 100%-relative humidity at both levels consi-

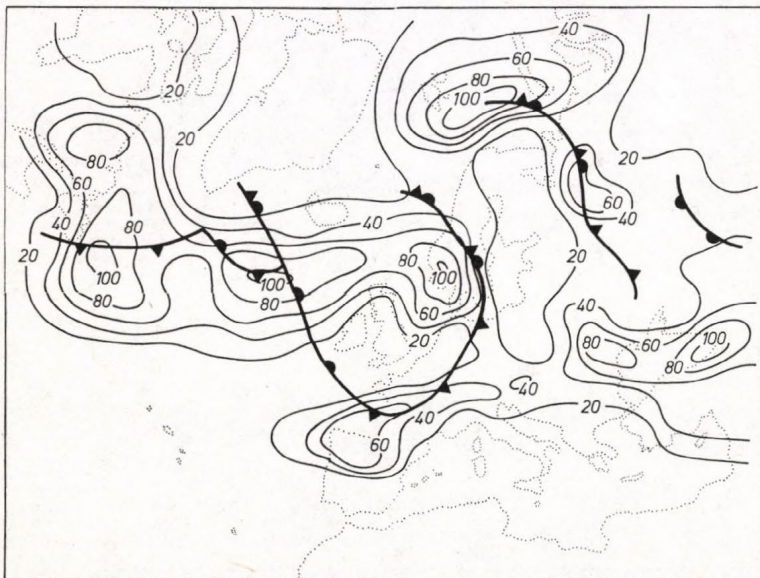


Fig. 5 Summary humidity, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 20, 40, 60, 80, 100.

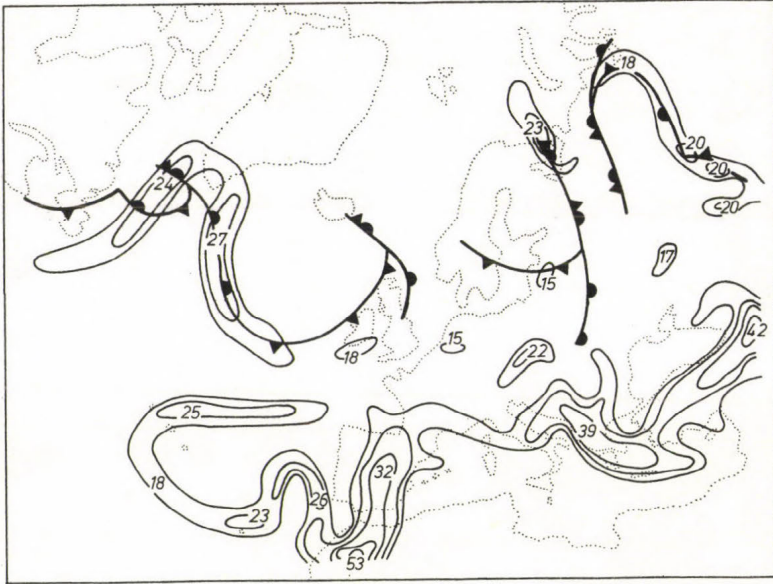


Fig. 6 Dew point deficit gradient, 850 hPa, June 20, 1984, 12 UTC. Isolines 15, 20, 30, 40, 50.

dered and the minimum value 0 where  $r < 50\%$  at 700 hPa and at the same time  $r < 75\%$  at 850 hPa (Fig.5)

\* *The gradients of humidity variables at 850 hPa (Fig.6)*

The structure of regions of maxima in the fields of gradients of deficit, relative humid-

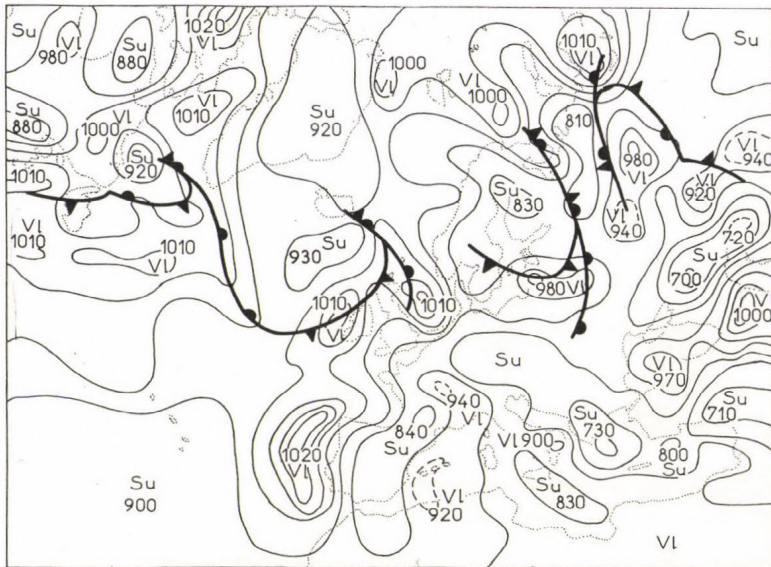


Fig. 7 Pressure at the lifting condensation level, June 20, 1984, 12 UTC. Isolines 700, 750, 800, 850, 900, 950, 980, 1000, 1010, and 1020 hPa. Su = dry air, V1 = moist air.

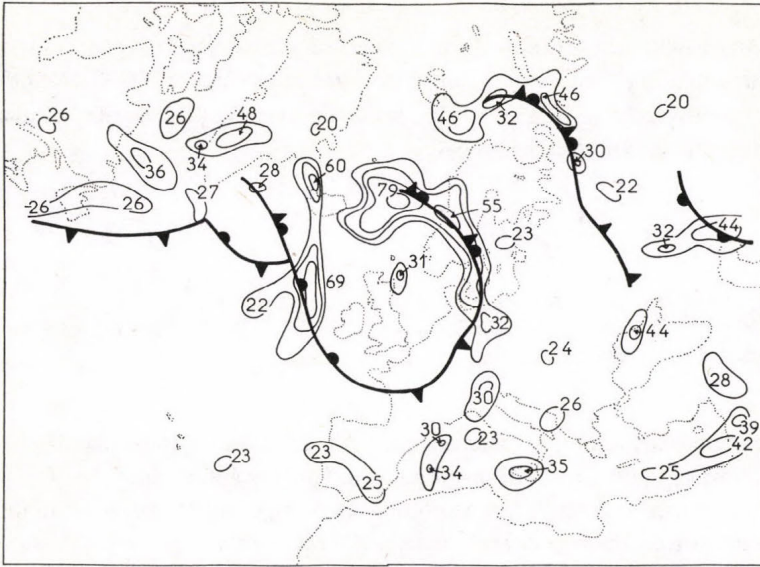


Fig. 8 Curvature-vorticity in geostrophic approximation, 1000 hPa, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 20, 30, 50, 70.

ity, and dew point is quite convenient. The indications of split are observed at extrafrontal maxima over the continent only. These parameters assert themselves where air masses with considerably different humidity are contiguous. Their maxima are, therefore, found at some of the fronts only. However, none of the parameters mentioned is sufficiently suitable to objective frontal analysis.

*\* Pressure at lifting condensation level and surface relative humidity (Fig.7)*

The finding that ridges of the pressure at lifting condensation level (LCL) and then also the maxima of surface relative humidity reply to positions of fronts very well was fairly surprising. The second requirement from chapter 1 is met by these parameters exceedingly well. Of especial interest is the fact that the maxima of the pressure at LCL are found even along the less active fronts from which no precipitation falls. This parameter has not mostly a front-like structure and also extrafrontal maxima (but well accountable) are observed in its field. As a next tiny insufficiency, a short expressiveness of its ridges over the ocean caused by generally high surface relative humidity can be regarded. In spite of it the pressure at LCL is believed to be very suitable to objective frontal analysis.

*\* Gradients of surface equivalent and wet-bulb potential temperatures*

The fields of both gradients have almost identical shapes. These parameters behave satisfactorily at the sharp fronts only. No indication of their ridges is observed along less pronounced fronts; they acquire extrafrontal maxima to a considerable extent. None of both gradients seems to be a useful frontal parameter. In future it would be becoming to investigate also further differential quantities derived from wet-bulb potential temperature.

\* „Curvature-vorticity” (a component of vorticity caused by curvature of streamlines „Krümmungsvorticity” in German) and horizontal wind shear at 1000 hPa (Fig.8)

These quantities have in geostrophic approximation the forms (Kress and Zwatz-Meise, 1980; Gericke and Eckner, 1984)

$$\zeta_k = \frac{1}{H_x^2 + H_y^2} (H_x^2 H_{yy} - 2 H_x H_y H_{xy} + H_y^2 H_{xx}) \quad (4)$$

$$WS = \left[ \frac{(H_y H_{xy} - H_x H_{yy})^2 + (H_x H_{xy} - H_y H_{xx})^2}{H_x^2 + H_y^2} \right]^{\frac{1}{2}} \operatorname{sgn}(\nabla^2 H) \quad (5)$$

$H$  being geopotential height. The horizontal wind shear is multiplied by the factor  $\operatorname{sgn}(\nabla^2 H)$  owing to differentiation cyclonic and anticyclonic cases. The fields of both these parameters much resemble one another. Their high values are found in the regions with large curvature of isohypses and then along the axes of conspicuous pressure troughs and nearby the centres of cyclones. The trough axes are, therefore, localized by ridge lines of both quantities successfully. The connexion of „curvature-vorticity” and horizontal wind shear with the fronts is thus given unambiguously (but, understandably, important maxima are received even along nonfrontal troughs) and these parameters are, therefore, effectively indispensable for the objective frontal analysis.

Physical parameters not mentioned here are not related to fronts in such a way to be utilizable for objective frontal analysis. They can be eliminated from next considerations, therefore.

#### 4. Selection of optimal parameters

In this paper we deal with the problems of objective frontal analysis. To be perseverant we should not content ourselves to subjective selection of the most useful frontal parameters. It is necessary to look for the method which would allow to find the group of optimal frontal parameters meeting the three demands from chapter 1 in the best way.

The method which starts from the papers by Peskov et al. (1974), Snitkovskii and Perekhodtseva (1974), and Perekhodtseva (1985) was proposed by Huth (1987). In order that it might be applied, the grid points within the analysed area were divided into three classes:

1. Intensive frontal points (IF) - close to them lies a front analysed similarly by all five meteorological offices synoptic analyses of which were available.
2. Weak frontal points (WF) - close to them individual frontal analyses differ from each other considerably or the near front was analysed only by several meteorological offices.
3. Extrafrontal points (EF) - no front occurs close to them.

All the points lying south of 42°N were eliminated from computations because no fronts occur in the subtropical anticyclonic belt and contingent maxima would only deteriorate the quality of results.

14 quantities were chosen for further elaboration: parameter TFP at the levels 700 hPa (TFP7) and 850 hPa (TFP8), parameter FPRT 1000/500 hPa, relative humidity at 700 hPa (RH7) and 850 hPa (RH8), summary humidity (RHS), the gradients of deficit (GDEF), dew point (GTD) and temperature advection (GTADV) at 850 hPa, surface wet-bulb potential temperature gradient (GTETW), pressure at the lifting condensation level (PLCL), horizontal wind shear (WST), „curvature-vorticity” (VK) and „shear-vorticity” (VS) at 1000 hPa. „Shear-vorticity” (defined as a component of vorticity caused by horizontal wind shear - „Scherungsvorticity” in German), definition of which is given by *Kress and Zwatz-Meise* (1980), does not show any connexion to fronts. It was included here as a comparative quantity.

First, an attempt was made to reveal the groups of mutually depending parameters. Therefore, the correlation coefficients between all parameters were figured, viz. partly within single regions IF, WF, EF, partly without distinction as regards the regions. Both the correlation matrix without distinction as regards the regions and that for the intensive frontal region are in *Tab. 1* and *2*.

The correlation coefficients are largely very small, from which independence of most parameters follows. High correlation is found between „curvature-vorticity” and horizontal wind shear, and between summary humidity and the humidities at individual levels. Also higher values of correlation for intensive fronts in comparison with other classes are observable; however, this increase cannot be considered too important. Considerable

**TABLE 1**

Correlation coefficients (x 100) between frontal parameters without distinction as to the regions.  
The correlations denoted by crosses were not computed

	TFP7	TFP8	FPRT	RH7	RH8	RHS	GDEF	GTETW	PLCL	VK	WS	VS	GTADV	GTD
TFP7	X	6	17	X	X	-4	2	1	3	-5	-4	X	1	7
TFP8	6	X	16	-2	-5	-3	-4	8	-0	3	5	8	1	-2
FPRT	17	16	X	-3	-6	-3	7	10	-0	28	31	32	1	3
RH7	X	-2	-3	X	41	79	-15	X	-3	20	21	15	X	-8
RH8	X	-5	-6	41	X	73	-25	X	37	18	17	13	X	-1
RHS	-4	-3	-3	79	73	X	-23	7	21	22	22	16	22	-4
GDEF	2	-4	7	-15	-25	-23	X	3	-7	-0	-0	-0	3	57
GTETW	1	8	10	X	X	7	3	X	5	4	6	X	25	15
PLCL	3	-0	-0	-3	37	21	-7	5	X	1	0	-2	8	7
VK	-5	3	28	20	18	22	-0	4	1	X	87	40	5	9
WS	-4	5	31	21	17	22	-0	6	-0	87	X	60	4	8
VS	X	8	32	15	13	16	-0	X	-2	40	60	X	X	3
GTADV	1	1	1	X	X	22	3	25	8	5	4	X	X	16
GTD	7	-2	3	-8	-1	-4	57	15	7	9	8	3	16	X

TABLE 2

As in Tab. 1 except for intensive front (IF) region

	TFP7	TFP8	FPRT	RH7	RH8	RHS	GDEF	GDETW	PLCL	VK	WS	VS	GTADV	GTD
TFP7	X	-16	26	X	X	16	-10	5	22	-8	-6	X	13	9
TFP8	-16	X	-4	3	-10	-8	-7	8	-13	-6	-8	-8	19	-6
FPRT	26	-4	X	14	-4	8	2	-7	7	5	11	28	4	-8
RH7	X	3	14	X	39	79	-30	X	-4	45	53	41	X	16
RH8	X	-10	-4	39	X	80	-59	X	34	8	8	-4	X	-15
RHS	16	-8	8	79	80	X	-52	19	28	26	32	28	23	0
GDEF	-10	-7	2	-30	-59	-52	X	-6	-13	4	1	-12	-11	16
GTETW	5	8	-7	X	X	19	-6	X	34	-15	-14	X	26	15
PLCL	22	-13	7	-4	34	28	-13	34	X	-2	-5	1	23	27
VK	-8	-6	5	45	8	26	4	-15	-2	X	93	32	10	15
WS	-16	-8	11	53	8	32	1	-14	-5	93	X	46	9	21
VS	X	-8	28	41	-4	28	-12	X	1	32	46	X	X	15
GTADV	13	19	4	X	X	23	-11	26	23	10	9	X	X	21
GTD	9	-6	-8	16	-15	0	16	15	27	15	21	15	21	X

negative correlations between deficit gradient and relative humidities at intensive fronts is of some interest, too.

Then, both relative humidities and summary humidity can be included in the first group of dependent parameters, horizontal wind shear and „curvature-vorticity” in the second one. The rest of parameters will be considered independent of each other.

The quality of individual parameters may be judged with the aid of one-dimensional Mahalanobis generalized distance. Mahalanobis distance between the regions  $k$  and  $l$  ( $k, l = IF, WF, EF$ ) for the  $p$ -th parameter can be figured according to formula (see *Snitkovskii and Perekhodtseva, 1974*)

$$d_{kl,p} = \left( \frac{\bar{X}_{kp} - \bar{X}_{lp}}{\bar{S}_{kl,p}} \right)^2$$

$\bar{X}_{kp}$  being the mean value of the  $p$ -th parameter in the region  $k$  and  $\bar{S}_{kl,p}$  the average of standard deviations in the regions  $k$  and  $l$  of the  $p$ -th parameter. A universal definition of Mahalanobis distance is given e. g. in *Lukasová and Šarmanová (1985)*

The distance between the regions IF and EF is evidently decisive in our problem. The bigger is this distance the more important is the difference between mean values of the parameter in both regions and, consequently, the pertinent parameter has a higher quality.

Mahalanobis distances of all parameters studied are shown in *Tab.3*. The parameters are there arranged according to their values of distance IFxEF; this order should express a measure of their „frontality”. In basic features it replies to what was expected after subjective judgment of individual fields.

**TABLE 3**

The Mahalanobis distance ( $\times 100$ ) between the regions IF and EF (1), WF and EF (2), and IF and WF (3), for individual parameters

	(1)	(2)	(3)		(1)	(2)	(3)
RH8	76	1	55	PLCL	33	1	25
WS	63	6	29	GTD	33	14	2
VK	56	2	31	VS	28	14	3
FPRT	54	7	23	TFP7	11	2	3
RHS	46	5	21	RH7	11	5	1
GTADV	38	8	10	GDEF	7	22	6
TFP8	34	2	17	GTETW	2	4	0

On the basis of the results achieved by means of Mahalanobis distance, the following group of six parameters can be regarded as an optimal set useful for objective frontal analysis (even their mutual dependence was considered - from each group of dependent parameters only one was chosen, understandably the best one): parameter TFP 850 hPa, parameter FPRT 1000/500 hPa, temperature advection gradient at 850 hPa, horizontal wind shear at 1000 hPa, relative humidity at 850 hPa, and pressure at the lifting condensation level.

Relatively high value  $d_{IF,EF}$  for „shear-vorticity” points out that Mahalanobis distance cannot remain a sole quality criterion of the parameters. We must realize that the method employed does not enable to render either structure of the fields investigated or the shapes of their maxima.

### 5. Combined frontal parameters

We cannot insist on that any of the parameters selected in the preceding section meets the requirements made on the high-quality parameters very well. An attempt to seek the fronts as the ridge lines in the fields of these parameters cannot finish successfully. Possibilities how to improve agreement between ridge lines of frontal parameters and positions of atmospheric fronts substantially must therefore be investigated.

The fields of only separate, isolated frontal parameters have been dealt with in this paper so far. If one realizes that the front need not be expressed in all its symptoms sufficiently it will be obvious that also the conditions for maximum of individual parameters need not be complied with there. On the other hand, even a high-quality parameter can acquire a maximum in an extrafrontal region for physical reasons. It means that even the best parameters can only partly meet the demands 2 and 3 (from Sec.1) that are made on them. The mentioned difficulties can be removed, as it seems, if a combined parameter is set up by connection of several good, mutually independent parameters. Extrafrontal maxima of one parameter are thus smoothed; if any parameter has not its maximum at a front other parameters supply it and the ridge line along the front is maintained.

Single parameters  $f_i$  from which the combined parameter  $F$  should be put together will be termed „basic parameters”. In their original form they are not of comparable magnitudes: they must be multiplied by certain coefficients  $c_i$ ,

$$F = \sum c_i f_i . \quad (7)$$

Coefficients  $c_i$  may be determined empirically ( Zverev, 1977). However, such a procedure has not a general validity.

In order for the basic parameters to have comparable magnitudes, Gericke (1984) and Gericke and Eckner (1984) normalize them before they are summed. These authors have made two demands on normalized basic parameters:

1. In frontal regions their value should be markedly larger than one.
2. In extrafrontal regions their mean value should approximately be equal to one, with the exception of regions where increase of the values of parameters is due to other physical reasons.

If several parameters with these properties are summed the front should crystallize as a ridge line in the field of the parameter combined in this manner.

The simplest way to normalize the parameters is the regional normalizing (Gericke, 1984) - basic parameter  $f_i$  is divided by its mean value  $M_i$  in the analysed area:

$$F_i = f_i / M_i . \quad (8)$$

The quantities  $F_i$  are termed „regionally normalized parameters”. The combined, regionally normalized parameter is then defined as

$$F = \sum F_i = \sum f_i / M_i . \quad (9)$$

If the basic parameter acquires both positive and negative values its mean value  $M_i$  can approach zero. In our effort to prevent it we have figured  $M_i$  as the mean value of absolute values of a basic parameter. The normalized parameter  $F_i$  does not then comply with the condition 2 given above since it can be even negative in extrafrontal regions; this fact may be, however, considered rather an advantage.

## 6. Discussion of the fields of combined parameters

The following nine quantities were selected as basic parameters since they meet the ideas about behaviour of good frontal parameters in the best way:

- temperature frontal parameter TFP at 850 hPa,
- parameter FPRT 1000/500 hPa,
- temperature advection gradient at 850 hPa,

- dew point temperature gradient at 850 hPa,
- dew point deficit gradient at 850 hPa,
- relative humidity at 850 hPa,
- relative humidity at 1000 hPa,
- summary humidity (see relations (3)),
- curvature vorticity at 1000 hPa under geostrophic approximation.

Relative humidities at 850 and 1000 hPa,  $r_{850}$  and  $r_{1000}$ , were arranged before being normalized. Instead of using them directly, the modified quantities R8 and R10 were used in the calculations:

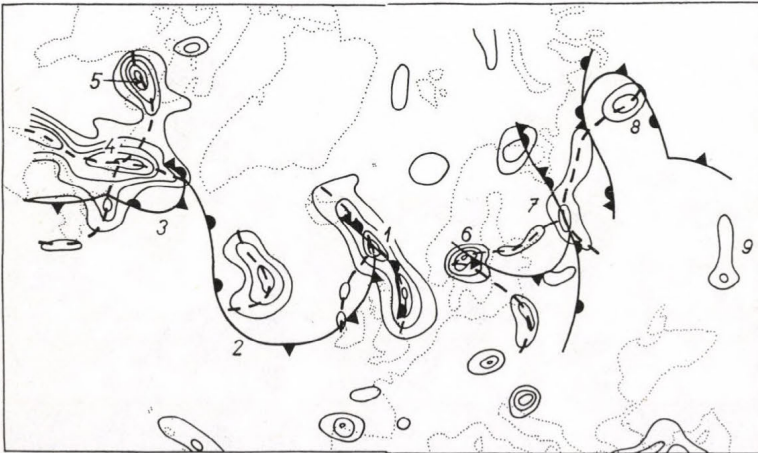


Fig.9 Combined parameter, 20 June 1984, 12 UTC. Isolines 4, 6, 8, 10, 12. Dashed lines represent the ridges of combined parameter and, consequently, the „numerical fronts”.

For explanation of numerals see the text.

$$R8 = 0 \quad \text{for } r_{850} \leq 0.75 \quad \left. \vphantom{R8} \right\} \quad (10)$$

$$R8 = r_{850} - 0.75 \quad \text{for } r_{850} > 0.75$$

$$R10 = 0 \quad \text{for } r_{1000} \leq 0.7$$

$$R10 = r_{1000} - 0.7 \quad \text{for } r_{1000} > 0.7 \quad \left. \vphantom{R10} \right\} \quad (11)$$

These nine basic parameters were normalized by the mean of their absolute values in the region. Various combined parameters were then set up by summing the normalized parameters. It emerged that the best results were achieved when the basic parameters with different physical nature (*i.e.* thermal, dynamic, humidity) were represented in the combined parameter as uniformly as possible.

The combined parameter set up by summing the parameters TFP, FPRT, curvature vorticity, summary humidity, and dew point gradient was chosen as an example- see Figs. 9. and 10. The fields of combined parameter are characterized by isolines with values 4, 6, 8, 10, and 12. Owing to facilitation of orientation, the ridge lines in the field of com-

bined parameter which, in accordance with our conception, represent the „numerical” fronts are marked by dashed lines.

On the chart of combined parameter from 20 June, an excellent correspondence between „numerical” and „subjective” fronts of the system over British Isles and Iceland (marked as 1 in the figure) attracts our attention. The warm and cold fronts over the ocean (2) do not show up markedly on the synoptic charts, furthermore they are located in the area with sparse observational network, which makes their identification in the fields of frontal parameters difficult. Position of the waved cold front (3) does not agree with the main ridge (4) that extends nearby. Correctness of subjective frontal analysis in this

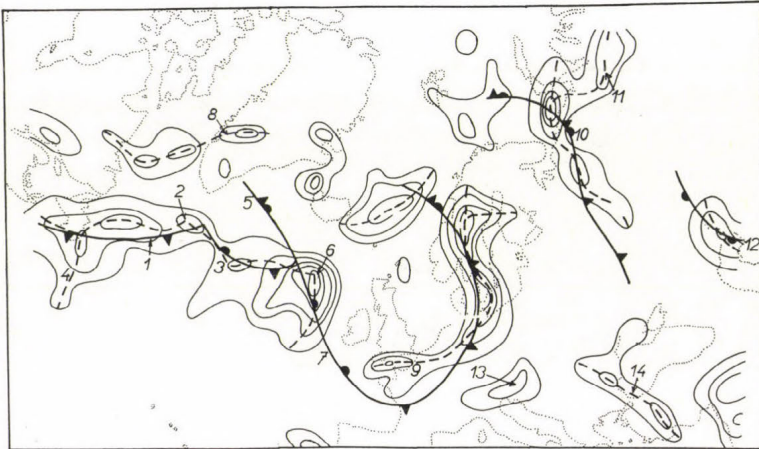


Fig.10 As in Fig. 9 except for 21 June.

region may be questionable since at both 850 and 700 hPa a strong warm advection is observed behind the „subjective” cold front. The ridge (4) nearly exactly coincides with the axis of surface pressure trough where the front probably lies. The adjacent ridge (5) can be identified with a shallow trough on the surface chart. High relative humidity and intensive cold advection occur at higher levels in this region, which suggests a possibility that there is a secondary cold front there. Both frontal systems over Northern and Eastern Europe are weak and display inexpressive manifestations of weather, neither are there any distinct patterns at the satellite pictures. The subjective analysis appear therefore to be somewhat questionable in this area. Despite, the ridges (6), (7), and (8) manifest a connexion with the fronts lying nearby. The maximum (9) is connected to cyclogenesis over the Caspian Sea.

On the chart from 21 June, first let us mention the waved cold front (1). The corresponding objectively analysed front conforms with it very well, including existence of the wave (2) and bend (3) in the pressure ridge. The structure is interfered only with the secondary ridge (4) that can be caused by undesirable effect of the edge of chart. Existence of the occlusion (5) is considerably discussible - no warm ridge is found at higher levels and even satellite picture does not indicate its presence. Objective analysis points to

presence of the wave (6) only - this solution seems to be closer to reality although it can contradict the history of this frontal system. The warm front (7) is held in the subjective analysis for historical reasons only, satellite picture shows no cloudiness at it. One cannot then expect it could be accompanied with a maximum of combined parameter. The ridge over Greenland passes the centre of a surface cyclone (8), which along with the temperature advection field at 850 hPa indicates a possibility of frontogenesis in this region. The occluded and cold fronts over Western Europe are accompanied with the ridge of combined parameter fairly whole their length. A departure of the „numerical” front over England (9) is caused mainly by the fields of TFP, FPRT, and dew point gradient. But it seems, in accordance with the surface chart, that the front analysed subjectively approaches the reality better. The occluded front (10) conforms with the ridge of combined parameter well, mainly owing to a sharp pressures trough. The ridge continues farther eastwards where a stationary temperature boundary occurs (11). The maximum at the warm front (12) is satisfactory. The extrafrontal maximum (13) corresponds to a deepening prefrontal trough and, along with the maximum (14), it indicates a baroclinic zone at the northern boundary of a dry warm air which flows from south.

### *7. Conclusions and perspectives*

If the frontal analysis is to be objectivized suitable frontal parameters, *i.e.* such quantities derived from basic meteorological fields (pressure, temperature, humidity) which acquire line maxima along the fronts, must be found.

On the basis of the results achieved by means of Mahalanobis distance, the following group of six parameters can be regarded as an optimal set useful for objective frontal analysis: parameter TFP 850 hPa, parameter FPRT 1000/500 hPa, temperature advection gradient at 850 hPa, horizontal wind shear at 1000 hPa, relative humidity at 850 hPa, and pressure at the lifting condensation level.

The seeking for frontal parameters is still far from finish: further parameters meeting three requirements from chapter 1 should be attempted to be found. At the same time, the attention should be directed to the humidity quantities and to the dynamic ones figured from the actual wind field.

The Mahalanobis generalized distance has shown to be a good aid at objective evaluation of quality of frontal parameters but it does not suffice in itself. It is necessary to complete it with some further „frontality” criteria which would be able to render even the shapes of the maxima of the individual parameters.

Even the best single basic parameters investigated in this study meet the demands on the behaviour of an ideal frontal parameter only poorly. It is obvious at first sight that the combined parameters meet them much better. The combined parameters display better structure - they are elongated sufficiently and not too ramified. Their maxima occur in the proximity of all well expressed fronts. In comparison with basic parameters they have much less extensive extrafrontal maxima which are, furthermore, well accountable from a physical point of view.

The question remains whether it is advantageous for all basic parameters to be given the same potentiality for setting up a combined parameter, which was proposed by *Gericke* (1984) and *Gericke* and *Eckner* (1984) and which has been performed in this experiment, too. Other ways should also be sought how to determine weight coefficients of basic parameters before combining. In every case, the way of mutual combining the parameters with different physical nature seems to be hopeful, which is evidenced also by the results presented in this paper.

Another problem should be resolved. An objectively analysed front is defined as a ridge line in the field of some proper parameter. The determination of this ridge line ought also to be objectivized. Some attempts to solve this task have been performed (e.g. *Gericke*, 1986) but this problem deserves, in my opinion, more attention.

The objectivization of frontal analysis can be divided into four individual tasks:

- a) selection of optimal set of basic frontal parameters,
- b) looking for an objective method of this selection,
- c) combining the basic parameters,
- d) construction of ridge lines in the fields of combined parameters.

None of these four individual steps is definitively resolved at present. However, encouraging progress has been reached in each of them recently. The presented results support the hope that the fronts will be analysed objectively in future.

*Acknowledgements.* The presented paper could not be written without support of *Dr. J. Štekl* of the Institute of Physics of the Atmosphere in Prague who proposed the strategy of solving the problem and contributed valuable suggestions, advices, and comments to my work. *Doc. Batka* of the faculty of Mathematics and Physics in Prague helped me with numerical elaboration of the problem. *Dr. K. Svoboda* of the Institute of Geophysics in Prague and *Ings. K. Seidler, R. Sedlár, M. Slaby, and L. Pazderka* of Computer Centre of national corporation „Barvy a laky” helped me gladly at work on the computer. *Dr. D. Novotná* of the Institute of Physics of the Atmosphere in Prague and *Dr. M. Škoda* of the Czech Hydrometeorological Institute lent me the data and synoptic analyses necessary for presented work. I am also very indebted to *Mrs. E. Lhotková* for drawing the figures.

## REFERENCES

- Gericke, M.*, 1984: Ein Ansatz zur Konstruktion kombinierter Parameter für die Lokalisierung von Fronten. *Z. Meteor.* 38, 293-300
- Gericke, M.*, 1986: Analyse von Fronten als Linien maximaler Kurvenintegrale. *Z. Meteor.* 40, 153-170
- Gericke, M. and Eckner, H.*, 1984: Lineare Interpolation von Bodenwetterelementen und Bildung differentieller Größen für Experimente zur Lokalisierung von Bodenfronten. *Z. Meteor.* 38, 133-147
- Huth, R.*, 1987: *Diagnostic model of numerical parameters for determining the atmospheric fronts* (in Czech). Degreework, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Praha
- Huth, R. and Štekl, J.*, 1988: Objectivization of the analysis of atmospheric fronts (in Czech). *Meteor. zprávy* 41, 70-74
- Johanovsky, Z., Kakos, V. and Strachota, J.*, 1986: The cloudburst near Píbram on 21 June 1984 (in Czech). *Meteor. zprávy* 39, 102-108

- Katkó, B., Kerekes, A., Sándor, V., Szalma, J. and Török, L., 1989: Experience gained from practicing on objective method for cold fronts recognition. *Meteorological Forecasts and Their Use in National Economy*, Gödöllő, 75-84
- Kress, Ch. and Zwatz-Meise, V., 1980: *Die Ausschöpfung des Informationsgehaltes numerischer Vorhersagekarten durch MOD und die Verknüpfung dieser Aussagen mit Satellitenbildern*. Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien
- Lukasová, A. and Šarmanová, J., 1985: *Methods of cluster analysis* (in Czech). SNTL, Praha
- Perekhodtseva, E.V., 1985: Forecasting the squalls by means of statistical classification methods on the basis of diagnostic and prognostic relations (in Russian). *Trudy Gidrometcentra SSSR*, vyp. 271, 37-60
- Peskov, B.Y., Verbitskaya, S.N. and Timoshenko, L.V., 1974: Investigation of complex influence of various meteorological conditions on formation of the storms with the aid of linear discriminant analysis (in Russian). *Trudy Gidrometcentra SSSR*, vyp. 149, 20-55
- Renard, R. J. and Clarke, L. C., 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. *Mon. Wea.Rev.*, 93, 547-556
- Romov, A. I., 1985: The theory of frontal processes and practical inferences for their analysis and forecast (in Russian). *Trudy URNII*, vyp. 210, 3-18
- Snitkovskii, A. I. and Perekhodtseva, E. V., 1974: Predictors used for forecasting the squalls (in Russian). *Trudy Gidrometcentra SSSR*, vyp. 149, 56-68
- Zverev, A. S., 1977: *Synoptic meteorology* (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.
-

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan-Feb 1991. Budapest*

## A dunai jégjárás meteorológiai tényezőinek évszázados változásai

DÉRI JÓZSEF

*Vizgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, Hidrológiai Intézet  
H-1095 Budapest, Kvassay Jenő út 1.*

A Duna magyarországi szakaszán a kemény telek évszázados gyakorisági maximuma a XV. században, a jeges árvizek a XVIII. században alakult ki. A XVIII. századtól kezdődően a kemény telek és a jeges árvizek évszázados gyakoriságát egyaránt jelentős mértékű csökkenő tendencia jellemzi. A jeges árvizek gyakoriságának csökkenése számottevően nagyobb mértékű, mint a kemény teleké, ami az emberi tevékenységek kedvező irányú jégjárás szabályozó hatását is jelzi. Az utóbbi két évszázadban végzett meteorológiai mérési adatok alapján kimutatható, hogy a negatív léghőmérsékletek idősorában a XX. század elején ugrásszerű és jelentős mértékű csökkenés következett be. Ezt a változást a dunai állójeges időszakok hosszának és előfordulási valószínűségének a megváltozása is tükrözi. A kutatás fontos tanulságai közé tartozik az, hogy a dunai árvízvédelmi gátak, nagylétesítmények és vízkivételi művek élettartama alatt is bekövetkezhetnek olyan éghajlatingadozások, amelyek a folyami jégvédekezés szempontjából kockázatos helyzetet teremthetnek, korlátozzák a vízkivételi műveket, és megnövelhetik a jeges árvízveszély valószínűségét.

\*

*Secular changes of the meteorological factors affecting the regime of ice phenomena on River Danube.* The maximum frequency of severe winters appeared in the 15th century, and the frequency of flooding connected with ice jams in the 18th century. The frequency of cold winters and ice jamming induced flooding shows definitely decreasing trend starting from the 18th century, while the frequency of jamming induced flooding has decreased to a much larger extent than that of the cold winters. The given fact is explained by river training and other man-made changes. The meteorological observations of the last two centuries prove that a sudden fall started in the aggregated sum of negative temperatures at the beginning of the 20th century. This change can be followed in the length and frequency of periods with ice cover on the River Danube. The main conclusion of the author is that during the life-span of flood protection levees, large hydraulic structures and water works such climatic fluctuations may take place, which can cause the danger ice induced structural damage and flooding and also can limit the use of water works.

*Bevezetés.* Az éghajlatingadozások, továbbá a hidrológiai, a medermorfológiai, a vízrendezési, az ármentesítési, a folyam-szabályozási, a vízgazdálkodási, a környezeti tényezők változása és szabályozása a *jégjárás* rövid-, közép- és hosszútávú változásait eredményezik.

A jégjárás a vízfolyások (tavak) meteorológiai tényezői, hőháztartása, vízgyűjtő területe, mederviszonyai, vízjárása és vízminősége által meghatározott *jégviszonyok* összességét jelenti.

A *jégviszonyok* a vízfolyások (tavak) jégjelenségeire (elsősorban a jég megjelenésére, a jégtakaró kialakulására, a jégtorlódás és a jégtorlaszok keletkezésére és megszűnésére, a jég elvonulására és felolvadására), valamint ezek előfordulási gyakoriságára és a hossz-szelvénymenti (területi) eloszlására vonatkozó jellemzők összességét jelentik.

Emberi beavatkozások nélkül is lehetnek olyan mértékű hidrológiai és medermorfológiai változások, amelyek a folyami jégviszonyokat módosítják. Ez megnehezíti az egy, vagy több évszázad különbséggel kialakuló jégjárási jellemzők összehasonlítását. Ennek ellenére az összehasonlító elemzés eredményeként feltárt változások mértéke és iránya hasznos jelzéseket tartalmaz.

A jégjárással összefüggő meteorológiai tényezők kutatása többek között a fejlesztések megalapozását, valamint a természeti csapásokkal szembeni biztonság fokozását szolgálják. A következő fejezetek a dunai jégjárási jellemzőket meghatározó meteorológiai tényezők évszázados változási tendenciáit mutatják be egyes folyami jégjelenségek figyelembevételével.

### *1. Változások az utóbbi évezredben*

Az utóbbi évezred éghajlatingadozása és a folyami jégjárásváltozás tendenciái

közötti összefüggések kutatása a jelenkori helyzet értékeléséhez, valamint a jövőbeli természeti és vízgazdálkodási kockázatok becsléséhez hasznos támpontokat és tanulságokat szolgáltat. Az eddigi kutatások legalapvetőbb tanulsága az, hogy a folyami árvízvédelmi gátak és nagylétesítmények tervezett élettartama alatt is bekövetkezhetnek olyan éghajlatingadozások, amelyek a jégvédekezés szempontjából kockázatos helyzetet teremthetnek. Számolni kell azzal is, hogy több kritikus meteorológiai tényező egyidejű jelentkezésekor a folyami jégtorlasz hatására a töltésezett mederszakaszon olyan mértékű emelt szintű duzzasztott jeges vízállás alakul ki, amely korábban a töltésezetlen folyam-szakaszon nem jöhetett létre. Ilyen körülmények között különösen nagy kockázatot jelent a mentett oldalon kéregszerűen átfagyott és teljes keresztmetszetében átázott árvédelmi töltés hirtelen bekövetkező átszakadása (amelyre az 1956. évi jeges árvíz is számos példát szolgáltatott).

A több évszázadra kiterjedő éghajlatingadozás és a jégjárásváltozás kutatása hozzájárul a folyam-szabályozás és jeges árvízveszély közti összefüggések reálisabb értékeléséhez is. Ez azért is fontos, mert a téli évszakok felmelegedését eredményező éghajlati ingadozás kedvező hatásának a figyelembevétele hiányában századunk első felében indokolatlanul túlértékelték a folyam-szabályozás jeges árvízveszélycsökkentő szerepét. Ez a téves szemlélet a folyami jégjárással összefüggő kockázat alábecslését és a jeges árvíz elleni védekezéssel összefüggő fejlesztések elhanyagolását eredményezte a XX. század első felében. Mindezek figyelembevételével indokolt a nagyobb múltbeli időszak éghajlatingadozásaira és a jégjárás-változásaira visszatekinteni.

Az elmúlt évezred éghajlatingadozásaira vonatkozó kutatások (Lamb, 1977;

Probáld, 1981; Czelnai et al., 1983; Flohn és Fantechi, 1984) eredményei szerint a IX-XIII. század közötti időszakot az eljegesedés utáni klímaoptimumot közelítő kedvező viszonyok jellemezték. Akkor az évi középhőmérséklet az észak-atlanti térségben helyenként 2-4 °C-kal, Európában több mint 1 °C-kal lehetett magasabb a XX. századi értéknél. A XIII. században a ko-

tú periódusnak, amikor a Föld számos helyén kiterjedt eljegesedés mutatkozott, ezért ezt az időszakot kis jégkorszaknak is nevezik (Czelnai et al., 1983; Flohn és Fantechi, 1984). Ebben az időszakban tartósan és jelentősen megnőtt a dunai jeges árvizek előfordulási gyakorisága. A legkritikusabb helyzet a XVII. században alakult ki. Akkor átlagosan négy évenként

## 1. TÁBLÁZAT

Kemény telek, jeges árvizek és rendkívüli tengerjegesedések évszázadonkénti megoszlása Réthly (1962 és 1970) adatainak felhasználásával

Év-század	Kemény telek száma Magyarországon	Jeges árvizek a magyar Duna-szakaszon	Tengerjegesedés	
			száma	helye
XI.	14	2*	1	Boszporusz
XII.	9	2	1	Velencei lagunák
XIII.	8	8	3	Fekete tenger, Adria
XIV.	17	2*	3	Fekete tenger, Adria, Márvány tenger
XV.	25	6	7	Fekete tenger, Adria, Velencei lagunák, Keleti tenger
XVI.	17	7	*	*
XVII.	8	9	3	Adria, Márvány tenger, Fekete tenger
XVIII.	12	25	2	Velencei lagunák, Keleti tenger
XIX.	7	12	0	—————
XX.**	4	3	0	—————

\* bizonytalan adat, illetve adathiány

\*\* 1988-ig terjedően

rábbi viszonylagos felmelegedést követően lehűlés kezdődött. Évszázadról-évszázadra növekedett a kemény telek száma (Réthly, 1962, 1970), és ugrásszerűen megnőtt a jeges árvizek előfordulási gyakorisága a Duna magyarországi szakaszán (1. táblázat). A korabeli leírások szokatlan tengeri jegesedésekről tesznek említést (Réthly, 1962, 1970). A lehűlés a XV. századig fokozatosan erősödött. A XV. században átlagosan minden negyedik évben igen kemény telek jelentkeztek.

Az az időszak, amely a XV. században kezdődött és a XVI. század közepéig tartott, egyike volt a viszonylag hideg éghajla-

pusztított jeges árvíz a Duna több magyarországi szakaszán. Elsősorban a Pozsony és Komárom közötti szakaszt, a fővárosi Duna-szakaszt, valamint a fejér-megyei szakaszt veszélyeztették jeges árvizi elöntések (Réthly, 1962, 1970).

A Duna magyarországi szakaszán kialakult kemény telek és jeges árvizek évszázadonkénti megoszlását és változását jellemző 1. táblázat adatait elemezve, az alábbi megállapítások és következtetések tehetők:

- A vizsgált évezredben a kemény telek és a jeges árvizek gyakorisági minimumai egymástól távoli évszázadokban alakultak

ki; a kemény telek gyakorisági minimuma a XV. században, a jeges árvizeké a XVIII. században jelentkezett. A legpusztítóbb jeges dunai árvíz a XIX. században (1838-ban) jött létre.

- Szembetűnő, hogy a XV. században 25 kemény telet és csupán 6 jeges árvizet jegyeztek fel a Duna magyarországi szakaszán. A XVI. században a kemény telek csökkenő gyakorisága ellenére a dunai je-

szerepet játszanak az emberi hatások. Ezt a következtetést támasztják alá az utóbbi évek kutatási eredményei.

- A XVI-XVIII. században egyrészt a nagymértékű (30-50%-os) erdőirtások, másrészt a fokrendszerek tönkremenetele, valamint a lápos, vizenyős területek védekezési célból történt növelése a vízjárás számottevően szélsőségesebbé tette, a vízjátékot több méterrel megnövelte, a

## 2. TÁBLÁZAT

Az átlagos negatív léghőmérsékleti összegek, az állójeges napok számának, valamint az állójeges évek előfordulási valószínűségének változási tendenciája a Duna osztrák és magyar szakaszán

A vizsgált időszakok	Ybbs - Kachlet <sup>1</sup>			Budapest		
	átlagos negatív léghő-összegek °C	állójeges		átlagos negatív léghő-összegek °C	állójeges	
		napok átlagos száma	évek valószínűsége		napok átlagos száma	évek valószínűsége
		nap	%		nap	%
1801/02-1816/17	224	43	94	**	**	**
1817/18-1844/45	222	45	82	**	35*	68
1845/46-1874/75	222	48	83	**	31*	60
1875/76-1899/00	232	44	92	235	32	52
1900/01-1940/41	164	35	85	145	23	35
1941/42-1971/72	164	35	81	150	33	23

<sup>1</sup> Kretschmer (1979) adatainak felhasználásával

\*\* Adathiány

\* Kuzmann (1981) adatainak felhasználásával

ges árvizek gyakorisága erősen növekvő tendenciát mutatott. A XVII. és a XVIII. századokban a jeges árvízi helyzet további romlását jelzi az, hogy előfordulási gyakoriságuk lényegesen nagyobb volt, mint a kemény teleké. Ez azt jelenti, hogy az átlagos keménységű telek jeges árvizet keltő hatásait a kedvezőtlen emberi beavatkozások felerősítették. Az éghajlati ingadozások és a természetes jégjárás közötti összefüggések rendszerében a XVII. századtól kezdve egészen a XIX. század végéig tartós, növekvő és általában kedvezőtlen

hordalékszállítás fokozódásával a zátonyképződés és a mederelfajulás felerősödött, ami összességében a jéglevonulás feltételeit rontotta és növelte a jégtorlaszképződésre érzékeny mederszakaszok számát.

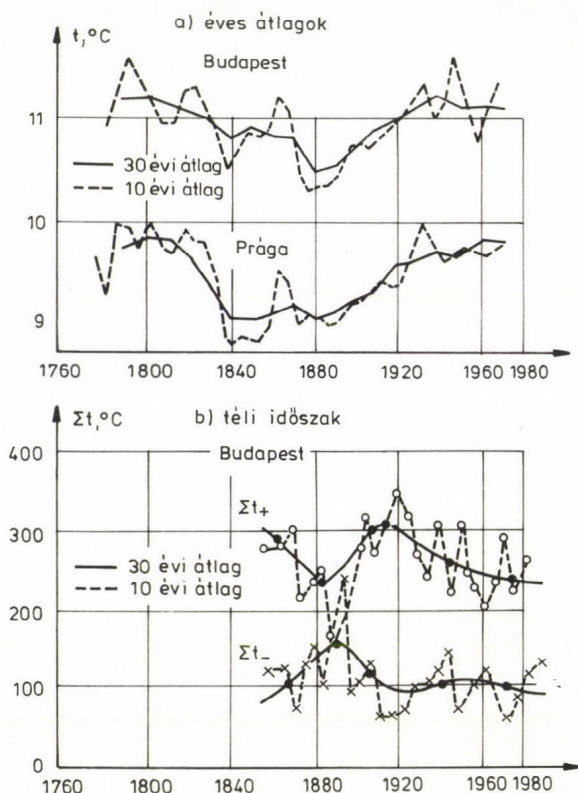
- A jeges árvizek elleni védelmet szolgáló folyószabályozást, valamint az ármentesítést elsősorban a vízialom érdekeltiségek hátráltatták. Uralkodóvá váltak a mederbe épített malomgátak, a hadászati célú „rekesztések” és a halgazdasággal összefüggő „elmocsarasítások”.

## 2. Változások az utóbbi két évszázadban

Az éghajlatkutatás eredményei (Lamb, 1977, *Probáld*, 1981, *Flohn* és *Fantechni*, 1984) szerint a XIX. század közepétől kezdődően a lassú enyhülés után ismét gyorsabban melegedett Földünk éghajlata, és 1900-1960 között a középkor óta nem tapasztalt csúcsértékeket ért el a hőmérséklet. A felmelegedés különösen az Északi-Jeges-tenger körzetében volt erős, ahol több °C-kal is nőtt a hőmérséklet. A jégviszonyok mindenütt kedvezőbbé váltak. Az Adriai-, a Márvány-, és a Fekete-tengeren megszűntek a jegesedések (1. táblázat). A Dunán is lecsökkent a jeges árvizek gyakorisága (1. táblázat). Az 1930-as években a Szovjetunió megkezdte a hajó-

zást a nagy északi víziúton, Szibéria északi partjai mentén. A mezőgazdasági övek is több száz kilométerrel nyomultak észak felé. Az 1940-es években a felmelegedés megtorpant és az 1950-es és az 1960-as években már lehűlés mutatkozott, amely elsősorban ismét a hideg égöv peremsávját érintette, de kimutatható volt az egész mérsékelt égövben. Ezt az éghajlatingadozást jelezték a Duna jeges árvizei az 1940-es évek első felében és 1956. márciusában.

A műszeres mérési adatok feldolgozásán alapuló 1. ábra a léghőmérséklet évszázados változási tendenciáját szemlélteti. A 10 és 30 évi átlagok idősorai azt jelzik, hogy a XIX. század végén felmelegedés kezdődött. A téli időszakok negatív léghőmérsékletei a századfordulóval egyidőben



1. ábra: A léghőmérséklet évszázados változási tendenciája

érték el a maximumot és ettől kezdve csökkenő irányzat alakult ki. Ezt a csökkenést erőteljes ingadozás kíséri. Szembetűnő az is, hogy a téli időszakokban a pozitív léghőmérsékleti összegeket az 1920-as évektől kezdve jelentős mértékű ingadozás kíséretében csökkenő irányzat jellemzi.

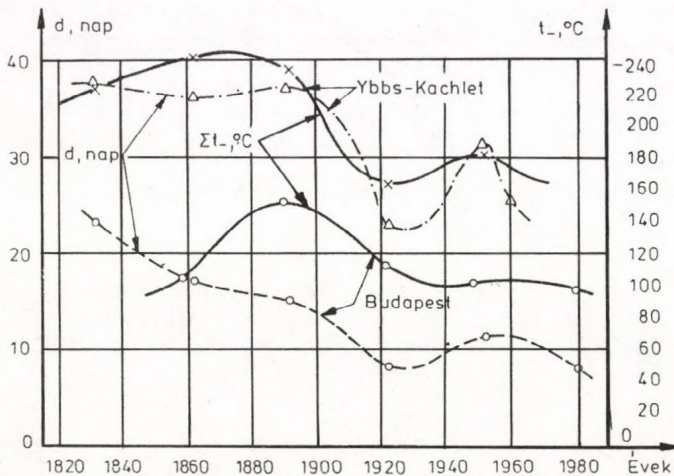
A Duna két jellemző és hosszú adatsorral rendelkező szakaszára vonatkozó adatfeldolgozás eredményeit foglalja össze a 2. táblázat és a 2. ábra. Ezek jól szemléltetik az átlagos negatív léghőösszegek és az ugyanezen időszakban kialakuló állójeges napok számának évszázados változási folyamatát. A 2. táblázat bemutatja a XIX. és XX. században kialakult állójeges évek előfordulási gyakoriságának változási tendenciáit. A 2. ábra és a 2. táblázat adatai alapján az alábbi megállapítások tehetők:

- A XX. század elején éghajlatingadozásra jellemző mértékű változás következett be, ugyanis a téli félévek átlagos negatív léghőmérséklet-összegei számottevően és tartósan csökkentek mindkét vizsgált Duna-szakaszon (a csökkenés mértéke az ausztriai szakaszon 29%-os, a magyarországi szakaszon 37%-os).

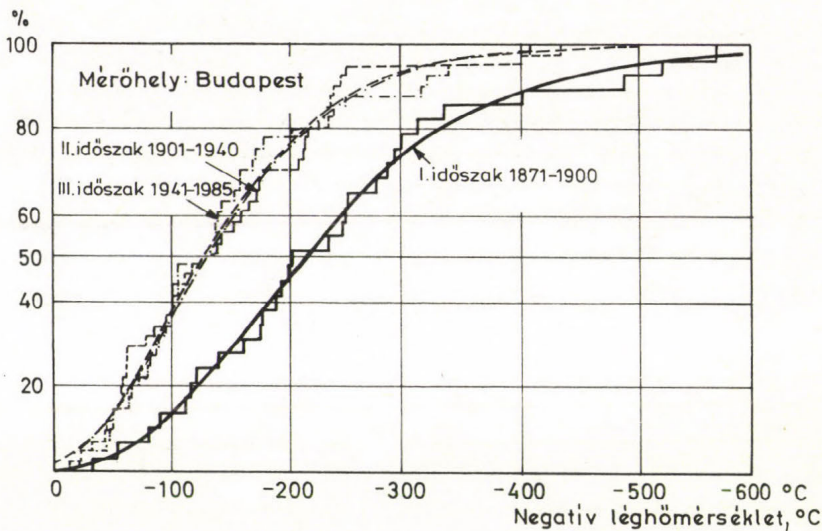
- A téli felmelegedés évtizedeiben az ausztriai szakaszon jelentős mértékben (25%-kal) tartósan csökkent az állójeges napok száma. Az állójeges évek előfordulási valószínűsége 92%-ról 85%-ra csökkent.

- A vizsgált magyarországi Duna-szakaszon a téli félévi felmelegedés időszakában a XX. század első felében jelentős mértékű (25%-os) állójég-időtartamcsökkenéskövetkezett be. Az állójeges évek előfordulási valószínűsége a századforduló után bekövetkezett téli éghajlatingadozás időszakában jelentős mértékben (52%-ról 35%-ra) csökkent. A magyarországi vizsgált Duna-szakaszon kimutatott viszonylag nagyobb mértékű javulás a XX. század elejére befejezett folyamszabályozási hatásoknak is tulajdonítható.

- A vizsgált magyarországi Duna-szakaszon a XX. század második vizsgálati időszakában (1941-1971) az állójeges évekre vonatkozó állójég időtartamok átlaga a XIX. századéval megegyezik, az állójeges évek előfordulási valószínűsége viszont számottevően és tartósan csökkent (2. táblázat). Ez a változás azzal magyaráz-



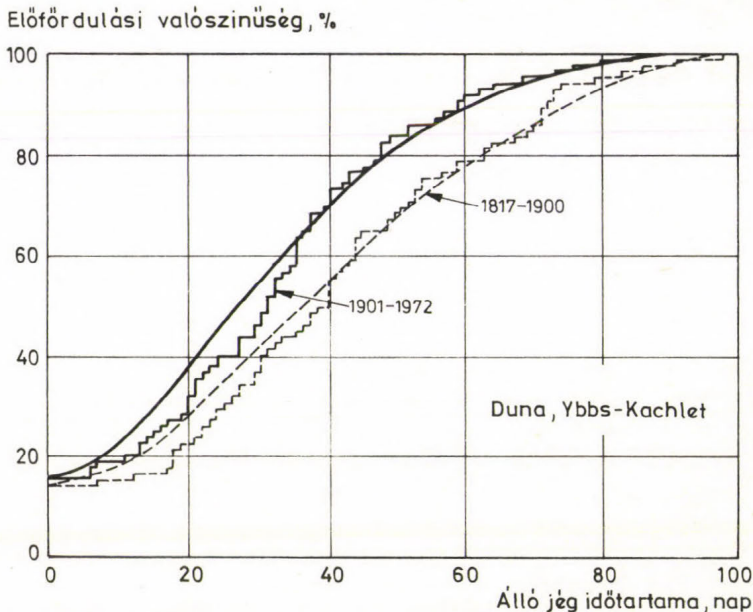
2. ábra: A negatív léghőmérséklet-összegek ( $\Sigma t$ ) és az álló jégidőtartamok (d) 30 éves átlagainak változási tendenciája



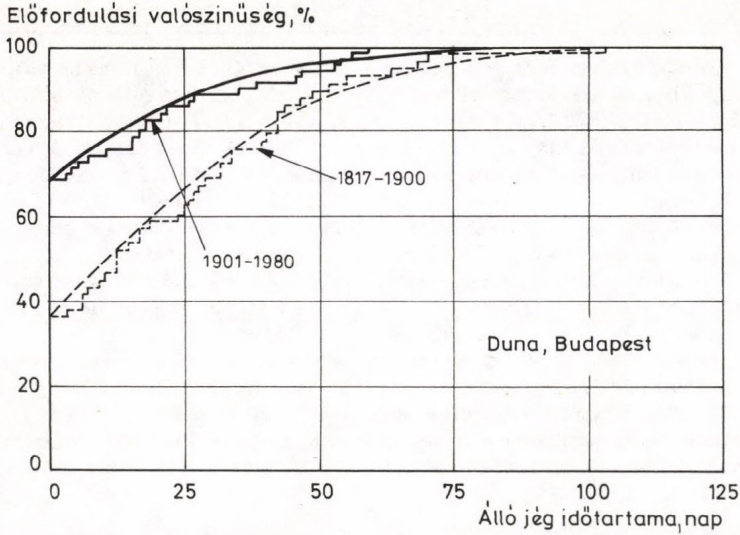
3. ábra: A téli időszakok negatív léghőmérsékletösszegeinek eloszlásfüggvényei

ható, hogy a klímaingadozás kedvező hatása mellett jelentős szerepet játszottak az emberi hatások is (elsősorban a folyamszabályozás). Ezek a korlátozott hatások azonban a közepes és az enyhe téli időszaka-

kokban érvényesülhettek, ugyanis az 1940-es években és 1956-ban kialakult jeges dunai árvizek egyes jégjárás jellemzői lényegében megegyeznek a XIX. században észlelt kemény telű évekével.



4. ábra: Az állójég időtartam eloszlásfüggvényei a Duna ausztriai szakaszán



5. ábra: Az állójég időtartam eloszlásfüggvényei a Duna magyarországi szakaszán

A 3. ábra három vizsgálati részidőszakra vonatkozó eloszlásfüggvény segítségével szemlélteti a téli időszakok negatív léghőmérséklet-változási tendenciáit. Az I. időszak a folyamatszabályozás befejezése előtti, illetve az erőteljes folyamatszabályozás megvalósításának korszakát jellemzi. A II. és III. időszakra vonatkozó eloszlásfüggvények az előfordulási valószínűség teljes tartományában egyértelmű felmelegedést jeleznek.

A 4. és az 5. ábrák a Duna ausztriai és budapesti szakaszára vonatkozó állójég időtartamok eloszlásfüggvényeit szemléltetik. Ezek az ábrák lehetővé teszik a XIX. és a XX. századra jellemző állójég időtartamok valószínűségi eloszlásának összehasonlítását. Ezek alapján megállapítható, hogy mindkét folyamatszakaszon az előfordulási valószínűség teljes tartományában az állójég időtartamok csökkenése következett be.

A csökkenés matematikai statisztikai értelemben szignifikáns.

A 2. táblázat, valamint az 1-5. ábrák adatai alapján összefoglaló jelleggel megállapítható, hogy az utóbbi évszázad folyamán a jégjárás és a jégvédekezés szempontjából kedvező éghajlatingadozás hatásait a Duna vizsgált magyarországi szakaszán kedvező hatású folyószabályozási tevékenységek felerősítették. A téli időszakok lehülését eredményező éghajlatingadozás súlyos folyami jéghelyzetet idézhet elő. Erre utal például az, hogy az 1956-os jeges árvízi katasztrófát sem a folyószabályozással, sem a jégrobbantással nem lehetett kivédeni. Ha figyelembe vesszük azt, hogy az 1839. évi dunai jeges árvíz nem a legkedvezőtlenebb időjárási rendszerek kombinációjaként alakult ki (Bodolainé, 1988), akkor a jövőben jelentős erőpróbát igénylő dunai jéghelyzet kialakulására lehet számítani.

## IRODALOM

- Aujeszký L. 1941: Szubtrópusi és tengeri légtömegek szerepe a hazai árvizek keletkezésében. *Vízügyi Közlemények*, XXIII., 1-34.
- Bodolainé Jakus E. 1988: Az 1838. évi dunai jeges árvíz időjárási feltételeiről. *Hidrológiai Közlöny*, 2. 72-77.
- Czelnai R., Götz G. és Iványi Zs., 1983: *Bevezetés a meteorológiába II.* Tankönyvkiadó, Budapest
- Déri J. 1985: Változások a Duna jégjárásában. *Vízügyi Közlemények*, 4. LXVII., 613-621.
- Flohn, H. and Fanuechi, R., 1984: *In Climate Europe: Past, Present and Future.* D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster
- Kretschmer, O., 1979: Über Eisverhältnisse und Standortwahl von Kernkraftwerken an der österreichischen Donau. *Österreichische Wasserwirtschaft*, 11-12, 25.k. 243-353.
- Kuzmann, G. 1988: A Duna hidrológiai viszonyai a XIX. században. *Hidrológiai Közlöny*, 2. 78-84.
- Lamb, H. H., 1977: *Climate: Present, Past and Future.* Vol. 2. Methuen Könyvkiadó London
- Lászlóffy W., 1957: A jeges árvizek magassága. *VITUKI Beszámoló*, 75-84.
- Próbáld F., 1982: *Változik-e éghajlatunk.* Gondolat Könyvkiadó, Budapest
- Réthy A., 1962: *Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1700-ig.* Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Réthy A., 1970: *Időjárási események és elemi csapások Magyarországon, 1701-1800-ig.* Akadémiai Kiadó, Budapest
- Starosolszky Ö., 1969: A jég a vízepítésben. *VITUKI Tanulmányok és Kutatási eredmények*, No. 27. Budapest

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan - Feb 1991. Budapest*

## A radioaktív ülepedés reszuszpenziója a Kárpát-medencében

SIMON ANTAL

*Országos Meteorológiai Szolgálat  
H-1525 Budapest, Pf. 38.*

A légkörbe került mesterséges eredetű radioaktív anyagok ülepedésének mechanizmusát több meteorológiai folyamat is alakítja, befolyásolja. Az egyik ilyen meteorológiai folyamat a reszuszpenzió. A tanulmány vizsgálja a reszuszpenzió megjelenésének lehetséges meteorológiai feltételeit is. A csernobili reaktorbaleset utáni időszakban Magyarországon több hónapon át, különböző intézményeknél, sok mérőhelyen, intenzív mérési, ellenőrzési programot bonyolítottak le, amelyből származó adatokból a reszuszpenziós faktor közelítőleg meghatározható volt. A publikált hazai mérési eredményekből számított és a más szerzők által, különböző időkre, eseményekre, helyekre végzett vizsgálatok eredményeivel összehasonlítható nagyságrendű faktor értékeket lehetett kapni a baleset utáni időre. Az időfüggő reszuszpenziós faktor figyelembevételével a radioaktív ülepedés modellezésének eredményei pontosíthatók.

\*

*Resuspension of radioactive deposition in the Carpathian Basin.* The mechanism of the deposition and resuspension of radioactive components of anthropogenic origin is controlled by several meteorological processes. The aim of this paper is to discuss the possible meteorological conditions of the occurrence of resuspension. After the Chernobyl accident a lot of intensive monitoring programs of several months have been carried out by different institution at many sites in Hungary. On the basis of these data it was possible to estimate the resuspension factor. The factor gained in Hungary and its magnitude published for other sites and events for different time periods are in good agreement. Taking into consideration the time dependent resuspension factor it is possible to make the results of the modelling of radioactive deposition more exact.

**Bevezetés.** Korábbi vizsgálatok kimutatták, hogy a lakosság és élőhelye több módon is ki van téve a radioaktív anyagok légkörbe történő kibocsátása utáni közvetlen sugárzás hatásának. A légköri nukleáris robbantási kísérletekből származó radionuklidok kiszóró-

dása miatti sugárzás elsődlegesen az átvonuló felhőből, illetve belélegzés, inhaláció útján érheti a népeiséget. E hatások rövid időtartamúak. A nagytérségű kiszóródás az élelmszer termelő helyeket is eléri, az élelmszerláncon át történő hatás már hosszabb időtartamú járulékos sugárzást eredményez az élő egyedekben.

A nagyobb energiájú légköri kísérleti robbantások felhője általában eléri a sztratoszférát. A sztratoszférából az ülepedés lassú, mintegy 10 éves folyamat, az előzőkhöz képest elenyésző járulékos sugárzással kell csak számolni a nagytérségű kihullásnál (Mészáros és Simon, 1967a, Mészáros és Simon, 1967b, Simon, 1975).

Az energiatermelésben ma már elterjedten alkalmaznak nukleáris erőműveket, amelyek balesetei előre nem látható kihatású szennyezési folyamatokat kelthetnek az emberi környezetben, ahogy a csernobili példa is mutatta. A nukleáris balesetekből a légkörbe kerülő sugárzó anyagok diszperzióját a meteorológiai folyamatok jelentősen befolyásolják (Bennets and Weston, 1989).

Az időjárási hatások egyik következménye a talaj közelében az ún. reszuszenzió. A radioaktív reszuszenziós vizsgálatokat már a nevadai sivatagban végrehajtott légköri robbantási kísérletek után megkezdtek. Természetesen eltérő földrajzi környezetben és kísérleti viszonyok között a reszuszenzió hatása jelentősen eltérő lesz. Különösen más viszonyokat találunk az épített, vagy mesterséges környezetekben, városokban. Itt főleg a forgalom által keltett turbulencia hozza létre a reszuszenziót, még viszonylag alacsonyabb szélesebségeknél is. Az útfelületek folyamatos kopása, amit a forgalom idéz elő, valamint a csapadékvíz csatornákon történő elvezetése szintén jelentős különbséget hozhat létre a reszuszenzióban a szabad területekhez viszonyítva (Tvetan, 1990). Magyarországon reszuszenzióra vonatkozó célzott kísérleteket, vagy vizsgálatokat még nem végeztek.

Főleg az Egyesült Államokban kezdeményezett vizsgálatok tanúsága szerint, meghatározott időfüggés állapítható meg az egyes radionuklidok talajba történő behatolása és ezzel kapcsolatban a reszuszenzió mértéke között. A frissen ülepedő anyagoknál  $10^{-5} \text{ m}^{-1}$  nagyságrendű, míg a sok éve a légkörbe kiszabadult nuklidoknál  $10^{-9} \text{ m}^{-1}$ -es reszuszenziós faktort számítottak ki.

A reszuszenziós faktort a levegőkonzentráció és a talajkonzentráció arányaként definiálták. A két mennyiség mérése számos gyakorlati problémát vet fel. A levegőkonzentráció jelentősen függ a talaajszint feletti magasságtól, valamint az időjárás befolyásától. A koncentráció figyelembevételénél az emberek átlagos belélegzési szintjét, tehát a talaj feletti 150–160 cm-t szokás alapul venni. Értelemszerűen száraz időjárási helyzetben és magasabb szélesebségeknél több anyag szabadul el a talajról, de ugyanakkor nő a hígulás is. Mindenesetre megállapították, hogy magasabb szélesebségekhez nagyobb reszuszendált anyagmennyiség és koncentráció is tartozik. Fontos a reszuszenzióban résztvevő talaajfelület szerkezete és mérete, ha a talajkonzentráció nem homogén. A talajkonzentráció megállapítására több lehetőség is nyílik. Megvalósítható a talaj felső rétegeből fúróval vett minták homogenizálás utáni sugárzásdetektálása, de végrehajtható a mérés a talaj fölött rögzített detektorok segítségével is. Az Országos Meteorológiai Szolgálat ezen utóbbi eljárás bevezetésére tett előkészületeket. Ebben az esetben természetesen megfelelő helyi kalibrálásra van szükség, ahol a felszíni érdességet is figyelembe

kell venni. Az ülepedés egységnyi területre vonatkozó értéke  $S_a$  az alábbi módon számítható:

$$S_a = \rho \int_0^{\infty} S_m(z) \exp(-\alpha z) dz = \frac{\rho}{\alpha} S_m(0)$$

ahol  $S_m(z)$  az egységnyi talajtömegre vonatkozó aktivitáskoncentráció  $z$  mélységben,  $\rho$  a talaj sűrűsége és  $\frac{1}{\alpha}$  a sugárgyengítési úthossz. Az egyenletben a  $\frac{\rho}{\alpha}$  a felszíni aktivitás érdességi indexe. A rögzített mérőrendszer meghatározott távolságból pontforrással megbízhatóan kalibrálható.

#### *A reszuszpenziós faktor*

Ahogy említettük, a reszuszpenziós faktort a levegőkonzentráció és a talajkoncentráció arányaként definiálhatjuk. Az egyszerű reszuszpenziós faktor  $R_f$  tehát az alábbi módon adható meg (Tvetan, 1990)

$$R_f = X / S_{surf}$$

ahol  $X$  a levegőben mérhető koncentráció,  $Bq/m^3$ ,  $S_{surf}$  a felületi aktivitáskoncentráció,  $Bq/m^2$ .

A levegőkonzentráció a korábban említett feltételek figyelembevételével mérhető. A felületi aktivitás meghatározása bonyolultabb, azonkívül ez a mennyiség tartalmazza azt a talajkoncentráció részt is, ami a reszuszpenzióban résztvesz. A radioaktív anyagok bomlása miatt a reszuszpenziós faktor is időtől függő mennyiség. Az időfüggő reszuszpenziós faktor megadható:

$$R_f(t) = X(t) / S_{tot},$$

ahol  $S_{tot}$  az egységnyi terület felületi aktivitásának összege, ha értékét időben állandónak vesszük - ami sok esetben (pl. heti, vagy havi mintavételezés) elfogadható közelítés - a formula egyszerűbbé tehető.

Az időfüggő reszuszpenziós faktor lehetséges formája

$$R_f(t) = R_f(0) \exp(-\lambda t),$$

ahol  $\lambda$  a figyelembevett nuklid felezési ideje.

A fenti modell - amerikai vizsgálatok szerint - plutónium esetén a reszuszpenziós faktorra irreálisan alacsony értékeket adott 10-20 évvel a légkörbe kerülés utáni időre. A vizsgálatok szerint az  $R_f(0)$  értéke sok esetben  $10^{-4} m^{-1}$  értékűnek adódott, 17 évvel az ülepedés kezdete után viszont a mérésekből számított reszuszpenziós faktor  $10^{-9} m^{-1}$  volt. Ezen értékek felhasználásával a modellt javították:

$$Rf(t) = 10^{-4} \exp(-\lambda t) + 10^{-9} \quad (\text{m}^{-1}).$$

A reszuszpenziós faktor, tehát az ülepedés mennyiségének azon részét adja meg, amely a helyi meteorológiai hatások következtében ismétlődő módon visszakerül a levegőkonzentrációba és újra ülepszik. A reszuszpenziós faktor természetesen nemcsak radioaktív anyagokra számítható, hanem elvileg bármely más ülepedő anyagra is meghatározható.

### Felhasznált adatbázis

A reszuszpenziós faktor vizsgálatához részben az Országos Meteorológiai Szolgálat saját radioaktív mérései, de nagyobb részben más hazai intézmények publikált adatai kerültek felhasználásra. A csernobili baleset időpontjában és azt követően minden kutató és ellenőrző laboratórium fokozott mértékben végzett vizsgálatokat, elsősorban a saját érdekességébe tartozó szakmai területeken belül, de a levegő és a talajfelszín kontaminációjára vonatkozóan is. A résztvevő intézmények a mintavételezést szakmai sajátosságuknak megfelelően, tehát egymástól eltérő módon, valamint mértékben alakították ki és végezték, ezen felül az eredményeket különböző mértékegységekben közölték. Az irodalomjegyzékben megadott szakfeldolgozások és adatgyűjtemények részben az alkalmazott mintavételi-, mérési módszerek leírását is tartalmazzák. Miután a mérések radiológiai hitelesítése lényegében mindenhol megtörtént, az adatok értékelésénél elsődlegesen a mintavételezési módszerek adott célú alkalmasságát és az ezekhez rendelhető közös hibát kellett figyelembevenni. Ezután a kiválasztott adatok a jelzett célra, a becsült hiba mértékén belül felhasználhatók voltak.

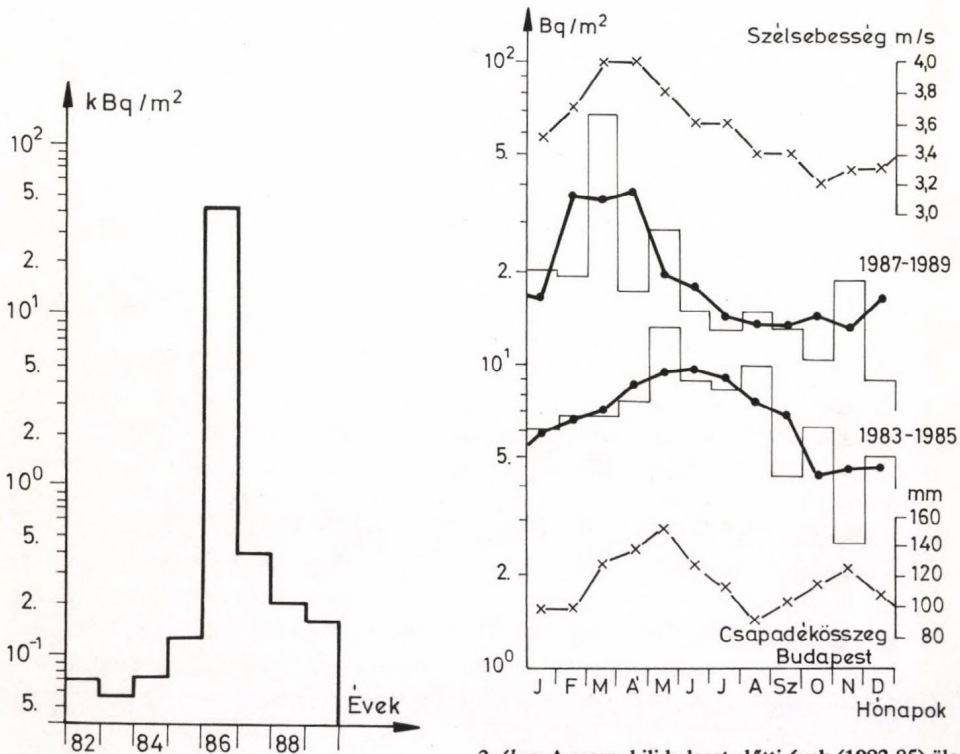
(Andrási et al., 1986, Cserhádi, 1986, Daróczy és Dezső, 1986, Germán et al., 1986, Kibédi et al., 1986, Persson et al., 1986, Raes, 1990, Report-WHO, 1986, Savolainen et al., 1986, Simon, 1986, Simon et al., 1986, Szepesi et al. 1987, Sztanyik et al., 1987, A csernobili...OMIKK, 1986, A csernobili...OAB, 1986).

### A radionuklidok ülepedése

Az 1. ábrán az ülepedés évi összegei láthatók kBq/m<sup>2</sup> egységben, budapesti (KLFI) mérések alapján. Az időszak közepére esik a csernobili baleset által okozott szennyezés időszaka is, a maga kiugró értékével. Az ábrán feltűnik a Csernobilt megelőző és követő időszak ülepedési értékeinek jelentős eltérése. 1982-1985 között, tehát mintegy 20 évvel az Atomcsend Egyezmény hatálybalépése után számottevő mennyiségű friss hasadóanyag kibocsátás hosszabb ideje már nem történt, eltekintve a földalatti robbantásokból kiszabaduló csupán helyi kihatásúnak tekinthető kevés anyagmennyiségtől és a kisenergiájú, valamint kisszámú francia, indiai és kínai légköri kísérlettől. A csernobili baleseti kibocsátást követően az ülepedés csökkenése az időben a vártnál lényegesen lassúbb volt.

A korábbi tapasztalatok alapján néhány hónappal az esemény után vissza kellett volna térnie a megelőző időszak szintje közelébe, ezzel szemben immáron több év telt el és az ülepedési értékek a vizsgált három év átlagában háromszor magasabbak voltak, mint a baleset előtt (Hass, 1990, *Evaluation of ...*, 1989).

A csernobili balesetből a nukleáris fegyverkísérleteknél felszabaduló izotóptoktól eltérő izotópok is kerültek a légkörbe. Így pl. Csernobil után jelentős mennyiségű Cs-134



2. ábra: A csernobili baleset előtti évek (1983-85) ülepedésének összegei (□), a havi összegek simított középértékei (—), és a csapadékösszegek havi eloszlása; továbbá baleset utáni évek (1987-89) ülepedés összegei, simított középértékei és a szélsebesség simított középértékek havi eloszlása Budapesten.

1. ábra: A radioaktív ülepedés évi összegei Budapesten Cs-137 aktivitásra vonatkoztatva

volt mérhető, ami a fegyverkísérletekre nem jellemző. Másrészt Csernobilban robbanás és égés kíséretében az ellenőrzés alól kiszabadult friss nuklidok nagyrésze a troposzférában szóródott szét és a markáns időjárási hatások közvetlenebbül befolyásolhatták az ülepedés területi eloszlását. Ilyen körülmények között a reszuszpenzió hatása is intenzívebben érvényre juthatott. A reszuszpenzió jelentkezésére mutatjuk be a 2. ábrát. Az ábrán a Csernobilt megelőző (1983-1985) és követő (1987-1989) időszakok ülepedési értékeinek havi középértékeit adtuk meg Bq/m<sup>2</sup>-ben. Tekintettel a rövid adatsorok statisztikai szórására, három hónapos csúszó, vagy átkaroló átlagokat is képeztünk. Ülepedés

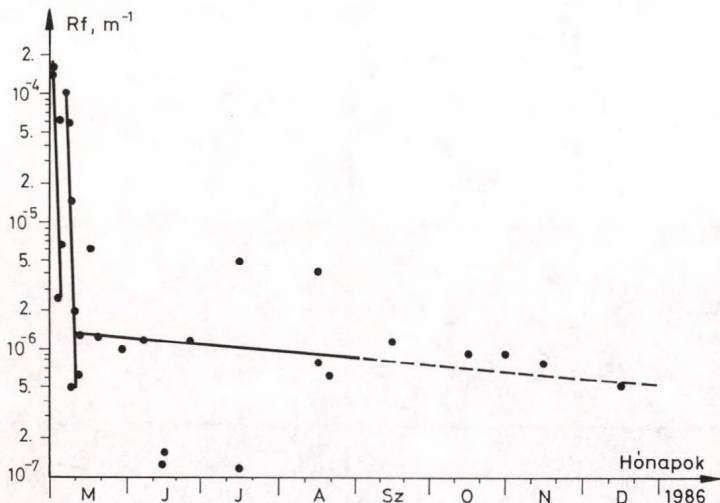
adatokról lévén szó, a két vizsgált időszak csapadékösszegeit összehasonlítva, Csernobil után kerekén 33%-kal volt magasabb a csapadék mennyisége. Ez az érték nem magyarázza a mintegy háromszor magasabb ülepedés értékeket, valamint az ábrán tapasztalható évközi változást sem. A Csernobil utáni ülepedés évközi változásával párhuzamosnak találtuk a viharos napok (szélsebesség nagyobb 50 km/h) évi eloszlását, úgyszintén az egyes hónapok átlagos szélsebességének hosszú megfigyelési időre vonatkozó értékeit, amelyeket a 2. ábrán szintén feltüntettünk. Természetesen a széladatok is budapesti mérésekből származnak. A szélsebesség és ülepedés nem simított adatsoraival számított korrelációs együttható értéke 0,87 volt, míg a simított középértékekből számított együttható megközelítette az 1-es értéket, vagyis a feltételezett kapcsolat valószínűsége (95%-os szinten) igen magas. Mindezekből egyértelműnek tűnik, hogy ebben az időszakban a légmozgás hatása az ülepedési értékek kialakítására jelentős volt. Maximális ülepedési értékek a tavaszi hónapokra voltak jellemzőek, míg egy igen gyenge másodmaximum fedezhető fel ősszel. Csernobil után tehát a szélsebességgel összefüggésben a reszuszpenzió aktívan alakíthatta az ülepedést. Ellenőrzésképp az 1987-89-es időszak ülepedés és csapadék csúszó átlagértékei közötti korrelációt is kiszámítottuk, ami 0,48-nak adódott, alacsony valószínűséggel (Péczely, 1979, Kirsti, 1990).

Ami a csernobili balesetet megelőző időszakot illeti - ahogyan korábban utalás is történt rá - az ülepedést elsősorban a sztratoszférában tárolt anyagoknak a tropopauza inhomogenitásain történő leszüremkedése alakítja ki. Az aktív részecskék sok évvel a légköri robbantások befejezése után jobbára már csak a sztratoszférában vannak jelen, a troposzférából a részecskék régebben kiülepedtek, vagy kimosódtak.

A csapadék térben és időben az egyik legváltozékonyabb meteorológiai elem, ami a jelen esetben is megmutatkozott. Az 1983-1985 közötti ülepedési értékekre, valamint a csapadékösszegekre vonatkozó simított adatsorok korrelációs együtthatója mindössze 0,39 értékűnek adódott, alacsony valószínűséggel. Erre az időszakra tehát csak általános, tendencia értékű megállapítást tehetünk, vagyis hogy az ülepedés a csapadék mennyiségével kapcsolatban van. A csapadék- és az ülepedés mennyiségének, mint az más vizsgálatokból jól ismert, nyáron van a maximuma és télen a minimuma (kontinentális jelleg). Ezzel ellentétben 1983-85-ben a nyári hónapokban a csapadék mennyisége elmaradt a klimatológiai átlagtól. A teljes ülepedés a talajszinten - egy hosszabb időszakban, pl. 1 hónap - száraz kihullásból (fallout), felhő alatti kimosásból (washout), kiesőzésből (rainout), valamint reszuszpenzióból tevődik össze. Mind a négy összetevőre megfelelő faktorok, tényezők határozhatók meg, amelyek felhasználásával az ülepedés a csapadék függvényében modellezhető, számítható, legalábbis nagyobb értékű kontamináció esetében. A Csernobilt közvetlenül megelőző években a négy hatást már nem lehetett szétválasztani (a faktorok értékét külön-külön megállapítani), mivel az ellenőrző vizsgálatokra, vagy monitorozásra alkalmazott mérőberendezések alsó kimutatási határa azt nem engedte meg és a meglévő koncentrációk is alacsonyak voltak. A műszerek alsó kimutatási határa körüli mérési értékek nagyfokú bizonytalansága, valamint a csapadék mintavételezés jelentős szórása miatt a sugárzó részecskék eredetére ebben az időszakban már nem lehetett egyértelmű fizikai magyarázatot találni, a kapott értékek a statisztikai zaj tartományába estek (Kolb et al., 1986).

### A reszuszpenziós faktor értékei a csernobili baleset után

A rendelkezésre álló és publikált hazai adatbázis segítségével számított reszuszpenziós faktorokat a 3. ábrán adtuk meg. Közvetlenül a csernobili balesetet követő napokban, jól elkülöníthetően - az időjárás időközi változása miatt - két, szétváló szennyezési időszak alakult ki. Ezen két időszakot a folytonosan kihúzott vonalak jelzik. A 4. ábrán kiválasztott trajektóriák (850 hPa) adják meg azokat a légpályákat, amelyeken a szennyezett légtömegek az emissziós pontból területünk felé haladtak. Az első napokban egy északról délre történő, míg a következő napokban egy fordított irányítású légpálya eltolódás kö-



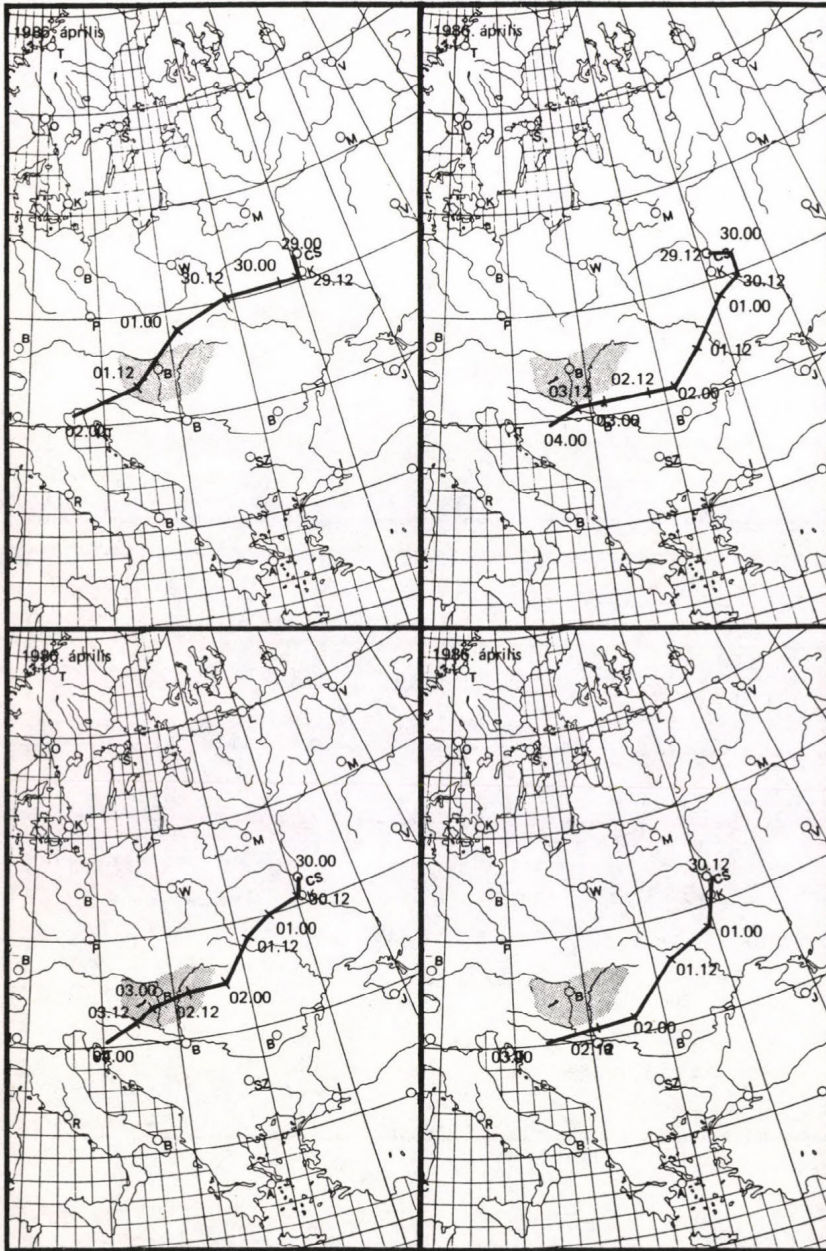
3. ábra: A reszuszpenziós faktor változása 1986. május és december között. (Folytonos vonalak a közvetlen mérésekből, a szaggatott vonal a prognosztizált értékekből számított reszuszpenziós faktor változását jelzik.)

vetkezett be, amelyet követtek a szennyezett légtömegek. Ezután május 9-10-dikével - az egész országra kiterjedő jelentős mennyiségű csapadék kíséretében - zárult a direkt kontamináció időszaka, a vezetóáramlás irányváltása miatt megszűnt az ország területének közvetlen és nagymértékű szennyezése.

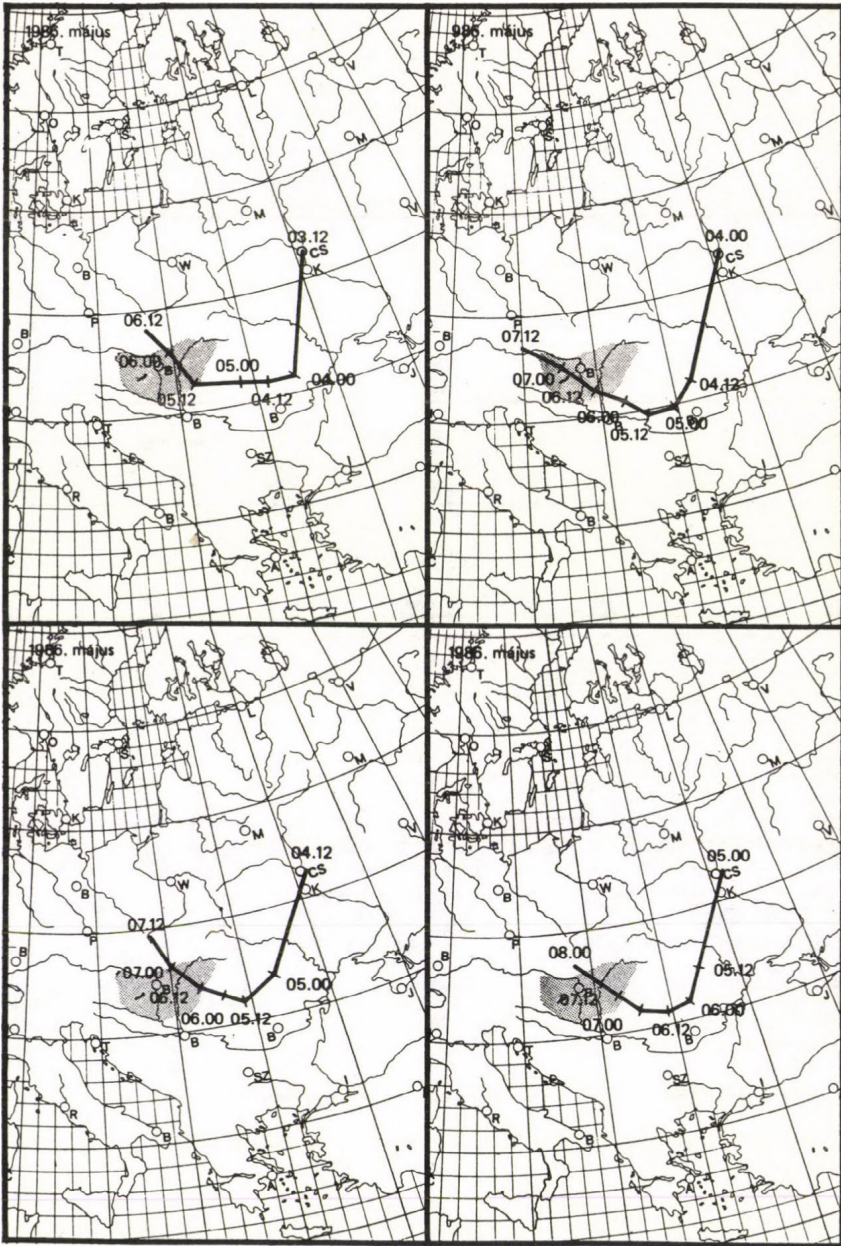
A 3. ábrán augusztus végéig mért adatokból történt a reszuszpenziós faktor meghatározása, ezt követően pedig számított (prognosztizált) adatokból. Ennek megfelelően a közvetlen mérésekkel lefedhető időszak adataitól eltekintve szaggatott vonallal jeleztük az ábrán a reszuszpenziós faktor időbeli változásának vélhető tendenciáját. A balesetet közvetlenül követő szennyezés időszakában, mind pedig azt követően az ugyancsak Csernobil hatása alatt álló más - nem Kárpát-medencében lévő - mérőhelyekkel összehasonlítható nagyságrendű faktorokat kaptunk. Az esemény kezdetén, május 1-jén és 2-dikán  $10^{-4} \text{ m}^{-1}$  nagyságrendű volt a reszuszpenziós faktor maximális értéke, míg május 9-10-dikén már csak  $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^{-1}$  értékű.

Az 1986. év végéig, tehát nyolc hónappal a baleset után is  $10^{-7} \text{ m}^{-1}$  nagyságrendű faktort tudtunk számítani. Május első dekádjában a faktor gyors változásának (csökke-





4. b. ábra. A Csernobilból indított légpályák áthaladása a Kárpát-medence fölött a közvetlen szennyezés időszakában, a 850 hPa légnyomási szintben számolva.



4. c. ábra.

A Csernobilból indított légpályák áthaladása a Kárpát-medence fölött a közvetlen szennyezés időszakában, a 850 hPa légnomási szintben számolva.

nésének) oka, az IDŐJÁRÁSI NAPIJELENTÉS tanúsága szerint, az akkor a Kárpát-medencében uralkodó igen alacsony légáramlási sebességekben és a kontamináció szintjének változásaiban (trajektóriák áthelyeződése) kereshető. Az 1986-ot követő évekből nem álltak rendelkezésre azonos izotópokra vonatkozó adatpárok a levegő- és talaj koncentrációjára, így a számítást nem tudtuk folytatni. Valószínűsíthető azonban, hogy 1987/89-ben is  $10^{-7}$ – $10^{-8}$  m<sup>-1</sup> tartományban maradt a faktor értéke. A baleset során kiszabadult hosszú felezési idejű izotópok kezdeti és később mért koncentrációja is ezt a feltételezést támasztják alá. A későbbiekben célszerű lenne a légköri radioaktivitást folyamatosan ellenőrző mérési programokat úgy szervezni, hogy a koncentrációk eloszlásának meteorológiai, fizikai okai jobban követhetők legyenek, főleg egy nukleáris eseményt követő időszakban.

## IRODALOM

- A csernobili atomerőmű-baleset. Lehetséges okok és következmények.* Országos Műszaki Információs Központ és Könyvtár, Budapest 1986.
- Btró T., Fehér I. és Szanyik B.L. (Szerk.) 1986: A csernobili atomerőmű baleset sugárzási következményei Magyarországon. Szakmai összefoglaló jelentés. Országos Atomenergia Bizottság, Budapest
- Andrási A., Beleznay F., Deme S., Fehér I., Koblinger L., Lancsarics Gy., Láng E., Lőrinc M., Nagy Gy., Németh I., Sági L., Szabó P., Tokai G. és Zombori P., 1986: A Központi Fizikai Kutató Intézet Sugárvédelmi Főosztályának mérései a csernobili atomerőmű balesetének következtében létrejött sugárzási helyzetről (1986. április 28 - június 12.). Előzetes beszámoló. KFKI - 1986-42/K - Budapest
- Bennets, D.A. and Weston, M.J., 1989: Meteorological aspects of nuclear and chemical incidents. *Meteorological Magazine*. Vol. 118. No. 1408
- Cserháti A., 1986: A csernobili atomerőmű üzemzavarára. *Magyar Villamos Művek Tröszt Közleményei XXIII. (XXX.)*, 6. szám.
- Daróczy S. és Dezső Z., 1986: Jelentés a csernobili reaktorbaleset kapcsán a KLTE izotóp laboratóriumában az elmúlt 7 hónapban végzett vizsgálatokról és azok eredményeiről. Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen.
- Evaluation of atmospheric dispersion models applied to the release from Chernobyl: International Meeting of the European Association for the Science of Air Pollution. Vienna, November 14-16 1988. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 1989. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik; Heft 1.
- German E., Kemenes L., Rosa G., Szabó I., Ormai P., Rónaky J., Divó F., Varjú B. és Horváth E., 1986: Sugárvédelmi mérések Pakson és környékén a csernobili atomerőmű balesete után (1986. április 28-tól). Paksi Atomerőmű Vállalat
- Hass, H., Memmesheimer, M., Geiss, H., Jakobs, H.J., Laube, M. and Ebel, A., 1990: Simulation of the Chernobyl radioactive cloud over Europe using the EURAD model. *Atmos. Environ. Vol. 24A*, 673.p.
- Kibédi T., Kiss A.Z., Somorjai E. and Uray I., 1986: Airborne activity and deposition in Debrecen caused by the Chernobyl accidental release. *ATOMKI REPORT D/3*, 175-179
- Kirsti, J., 1990: Precipitation scavenging of radioactive substances released from the Chernobyl power plant. Report University of Helsinki
- Kolb, H., Mahringer, G., Seibert, P., Sobischka, W., Steinhaiser, P. und Zwatz, V., 1986: Discussion meteorologischer Aspekte der radioaktiven Belastung in Österreich durch den Reaktorunfall in Tschernobyl. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Heft 69. Wien
- Mészáros E. és Simon A. 1967a: A mesterséges eredetű radioaktív részecskék száraz és nedves kihullása a troposzférából. *Időjárás* 71. 86.
- Mészáros E. and Simon A., 1967b: Determination of the Washout Coefficient of Artificial Radioactive Particles. *Időjárás* 77. 158.
- Péczely Gy., 1979: Éghajlattan, Tankönyvkiadó, Budapest
- Persson, Ch., Rodha, H. and DeGeer, E. L., 1986: The Chernobyl Accident. A meteorological analysis of how radionuclides reached Sweden. Swedish Meteorological and Hydrological Institute SMHI Nr. 55, 49 p.
- Raes, F., Graziani, G., Stanners, D., and Girardi, F., 1990.: Radioactivity measurements in air over

- Europe after the Chernobyl accident. *Atmos. Environ. Vol. 24A*, 909.p.
- Report of a consultation 6 May 1986 (Provisional), World Health Organisation Regional Office for Europe
- Savolainen, A.L., Hopeakoski, T., Kilpinen, J., Kukkonen, P., Kulmala, A. and Valkama, I.*, 1986: Dispersion of radioactive releases following the Chernobyl nuclear power plant accident. (Interim report) Finnish Meteorological Institute, Helsinki
- Simon A.*, 1975: A levegőkörnyezet mesterséges eredetű radioaktivitása Magyarországon. *Időjárás* 79., 350.
- Simon A.*, 1986: Meteorológiai feladatok a csernobili atomerőművi baleset hazai hatásainak figyelembevételénél. *Időjárás* 90., 254.
- Simon A., Ambrózy P., Faragó T., Sándor V., Galóczi I., Kapovits A., Katkó B., Mészáros E., Molnár K., Nagy Á., Ráduly M., Szabó K., Szalma J., Török L., Varga M. és Weingartner F.*, 1986: A csernobili atomerőmű balesetével kapcsolatos légköri radioaktivitás- és meteorológiai mérések előzetes eredményei. Meteorológiai Tanulmányok No.60., Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest
- Szepesi D., Popovics M. és Gyenes L.*, 1987: A csernobili reaktorbaleset sugárszennyezésének levegőkörnyezeti vonatkozásai Európában és Magyarországon. *Magyar Villamos Művek Tröszt Közleményei XXIV. (XXXI.)*, 23-32.
- Sztanyik B. L., Kanyár B., Köteles Gy., Nikl I. és Stur D.*, 1987: A csernobili reaktorbaleset sugár-egészségügyi kihatásai hazánk lakosságára. Országos „Frédéric Joliot-Curie” Sugárbiológiai és Sugáregészségügyi Kutató Intézet, Budapest
- Tvetan, U.*, 1990.: Environmental consequences of releases from nuclear accidents. A nordic perspective. Institute for Energy Technology Kjeller, Norway. Nordic liaison committee for atomic energy. Final Report of the NKA Project AKTU-2000 March 1990.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan - Feb 1991. Budapest*

## Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei II.

MATYASOVSZKY ISTVÁN

*ELTE Meteorológiai Tanszék  
H-1083 Budapest, Kun Béla tér 2.*

Az idősorok spektrális elemzéséről szóló dolgozatunk első részében (Matyasovszky, 1990) áttekintettük a spektrális sűrűségfüggvény becslésének kérdéseit, majd a diszkrét periódusok tesztelésével foglalkoztunk. A hagyományos periodogram-elemzés mellett annak továbbfejlesztett változatát is bemutattuk (módosított periodogram-elemzés). Ezen eljárások komoly hiányossága azonban, hogy elvileg csak olyan idősorra alkalmazhatók, mely tisztán diszkrét spektrummal rendelkezik. A továbbiakban ezért először a periodogram-elemzés olyan változatát tárgyaljuk, amely kevert spektrum esetére vonatkozik. Ezután az utóbbi időben igen népszerűvé vált maximum entrópia spektrálanalízis módszerét foglaljuk össze. Az elméleti áttekintést Priestley módszerével zárjuk. Ezt követően a különböző módszereket összehasonlítjuk a közép-angliai havi középhőmérsékleti idősoron elvégzett vizsgálat segítségével. Cikkünkben a jelöléseket általában nem magyarázzuk, azok megegyeznek az előző rész megfelelő szimbólumaival.

### 1. Csoportosított periodogram-elemzés

Legyen  $X_t = Y_t + Z_t$ ,  $t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$  stacionárius sztochasztikus folyamat, ahol  $Y_t$  diszkrét spektrumú stacionárius folyamat  $\omega_1, \dots, \omega_k$  frekvenciákkal, míg  $Z_t$  stacionárius folyamat  $f(\omega)$  spektrális sűrűségfüggvénnyel, továbbá  $Y_t$  és  $Z_t$  korrelálatlanok.

Mivel  $X_t \equiv Z_t$  esetén hosszú idősorra jó közelítéssel  $E[I(\omega)] = f(\omega)$ , vagyis a periodogram  $f(\omega)$  körül ingadozik, eleve nagyobb periodogram érték lép fel ott, ahol  $f(\omega)$  nagyobb. A meteorológiai idősorokat általában vöröszaj jellemzi (a kis frekvenciák felé nő  $f(\omega)$ ), ezért e probléma elsősorban a hosszú periódusok detektálásakor jelent nehézséget.

A csoportosított periodogram-elemzés lényege a következő: Osszuk fel a  $[0, \pi]$  intervallumot  $\pi/L$  hosszúságú szakaszokra, majd tegyük fel, hogy ezeken a részintervallumokon  $f(\omega)$  szakaszonként konstans. Ekkor az  $I(\lambda_1), \dots, I(\lambda_l); I(\lambda_{l+1}), \dots, I(\lambda_{2l}); \dots; \dots, I(\lambda_L)$  periodogram-csoportok külön-külön úgy vizsgálhatók, mint egy fehérzaj periodogramja, hiszen a  $p$ -edik csoportra vonatkozó

$$\frac{\max_{1 \leq j \leq l} \{ I(\lambda_{(p-1)l+j}) \}}{\sum_{j=1}^l I(\lambda_{(p-1)l+j})}$$

próbastatisztika  $X_t \equiv Z_t$  esetén  $l$  szabadságfokú Fisher-eloszlást követ.

A valóságban  $f(\omega)$  persze nem szakaszonként konstans függvény, ám ha  $l/L$  kicsi, akkor közelítőleg annak tekinthető. Megjegyezzük, hogy ha fehérzaj esetén a hagyományos periodogram-elemzést  $1-\alpha$  szignifikanciaszint mellett kívánánk elvégezni, akkor a csoportokra vonatkozó tesztet  $1-\alpha'$ ,  $\alpha' = 1 - (1-\alpha)^{1/l} \approx \alpha l/L$  szint választással kell realizálni.

## 2. Maximum entrópia spektrálanalízis

A maximum entrópia spektrálanalízis az eddigiektől lényegesen eltérő elvből indul ki. Legyen  $X_t \equiv Z_t$  Gauss-folyamat. Megmutatható, hogy az  $x_1, \dots, x_N$  idősor  $H(x_1, \dots, x_N)$  entrópiája segítségével értelmezett

$$h = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{H(x_1, \dots, x_N)}{N}$$

átlagos entrópia az

$$\int_{-\pi}^{\pi} \ln[f(\omega)] d\omega$$

integrállal arányos. Célszerű ezért a spektrális sűrűségfüggvényt úgy megválasztani, hogy az átlagos entrópia maximális legyen. Hogy ne végtelen adódjék előírjuk, hogy  $f(\omega)$  összhangban álljék az első  $p$  becslült autokovarianciával, vagyis:

$$\hat{B}(k) = \int_{-\pi}^{\pi} \hat{f}(\omega) e^{ik\omega} d\omega, \quad k = 0, \pm 1, \dots, \pm p. \quad (1)$$

Az entrópia (1) figyelembevételével történő maximalizálása azt jelenti, hogy a rendelkezésünkre álló idősortól elvárjuk, hogy maximális információtartalommal rendelkezzen. Belátható (Priestley, 1981), hogy a spektrális sűrűségfüggvény becslése ekkor az

$$\hat{f}(\omega) = \frac{\hat{\sigma}_e^2 / 2\pi}{\left| 1 - \sum_{k=1}^p \Phi_k \exp(-ik\omega) \right|^2} \quad (2)$$

alakban adható meg, ahol  $\Phi_1, \dots, \Phi_p, \hat{\sigma}_e^2$  úgy nyerhető, hogy az  $X_t$  folyamatot egy

$$X_t = \Phi_1 X_{t-1} + \dots + \Phi_p X_{t-p} + e_t$$

$p$ -edrendű autoregresszív folyamatnak tekintjük, majd az idősor alapján becslést adunk a  $\Phi_1, \dots, \Phi_p$  paraméterekre és az  $e_t = X_t - (\Phi_1 X_{t-1} + \dots + \Phi_p X_{t-p})$  hibatag szórásnégyzetére, s ezeket írjuk (2)-be.

Az autoregresszív folyamatok becsléséről számos helyen olvashatunk, például Box és Jenkins (1971), Priestley (1981), illetőleg Tusnády és Ziermann (1986).

Viszonylag régóta tudjuk (Mann és Wald, 1943), hogy ha az  $x_1, \dots, x_N$  idősor valóban egy ismert rendű autoregresszív folyamat realizációja, akkor (2) a spektrum konzisztens becslése. A  $p$  értékét azonban nem ismerjük, csak becsülni tudjuk. Ezzel kapcsolatban csupán utalunk az Akaike (1969, 1970) által javasolt FPE (final prediction error) és az Akaike (1974) nevét viselő AIC (Akaike's information criterion) kritériumra. Megjegyezzük, hogy FPE és AIC némileg felülbecsüli  $p$  tényleges értékét, így inkább a konzisztens becslést nyújtó Schwarz (1978)-féle BIC (Bayesian information criterion) kritérium használatát javasoljuk.

A fentiekén kívül még számos egyéb módszer ismeretes, melyek azonban a gyakorlatban kevésbé terjedtek el.

A tapasztalatok azt mutatják, hogy az említett eljárások általában kis  $p$ -t szolgáltatnak, ezért a (2) segítségével nyert görbe gyakran túlságosan sima, s így a tényleges spektrumnak csak az alapvető vonásait képes tükrözni. Ez főképp rövid idősorok esetén figyelhető meg. Ennek nyilván az az oka, hogy a valóságos folyamatok nem pontosan autoregresszív folyamatok, de egyre növekvő fokszámú autoregresszív folyamat egyre pontosabban közelíti a valóságot. Berk (1974) kimutatta, hogy  $N \rightarrow \infty, p \rightarrow \infty, p^3/N \rightarrow 0$  esetén a maximum entrópia módszer konzisztens becslést ad, sőt (2) aszimptotikusan normális eloszlású  $f(\omega)$  várható értékkel és  $\delta(\omega)$  szórással, ahol

$$\delta^2(\omega) = \begin{cases} \frac{2f^2(\omega)}{p}, & \omega \neq 0, \pm\pi, \\ \frac{4f^2(\omega)}{p}, & \omega = 0, \pm\pi, \end{cases}$$

továbbá tetszőleges  $\omega_1 \neq \pm \omega_2$  mellett  $\hat{f}(\omega_1)$  és  $\hat{f}(\omega_2)$  korrelálatlan. (Megemlítjük, hogy a trunkált periodogram szórásnégyzete  $p=M$  helyettesítéssel megegyezik (3)-mal.)

Adott idősor birtokában természetesen meg kell adni  $p$  értékét, ám erre semmilyen megalapozott módszer nem ismeretes. Általában  $p=N/k$  használatos, ahol  $k=5-10$ , sőt  $p=N/3, N/2$ . Azért hasznos ilyen nagy  $p$ -vel dolgozni, mert ekkor jut érvényre a maximum entrópia erénye: a nagy frekvencia szerinti felbontás.

Mint láttuk, a periodogram nem nagyon közeli elemei korrelálatlanok, de a simítás összefésüli a periodogram elemeket, ezért a korrelálatlanság leromlik. Általában a kb.  $|\omega_1 - \omega_2| > 2\pi/M$  pontokra teljesül  $\hat{f}(\omega_1), \hat{f}(\omega_2)$  korrelálatlansága, tehát  $2\pi/M$  hosszúságú szakaszonként kapunk „önálló információt” a spektrumra, így a módszer adta felbontás  $2\pi/M$ .

A maximum entrópia becslés jóval nagyobb felbontást tesz lehetővé. Ennek azonban az az ára, hogy  $\hat{f}(\omega)$  nagy szórással bír. Így pl.  $p=N/2$  esetén a szórás éppen  $f(\omega)$ , s ez azt jelenti, hogy  $\hat{f}(\omega)$  olyan megbízhatatlan becslés, mint  $I(\omega)$ . (Itt nem árt hangsúlyozni, hogy az aszimptotikus formulák véges adatsorra való alkalmazásával óvatosan kell bánni. A mi esetünkben (3) is aszimptotikusan igaz, ezért közelítőleg igaz csak nagy  $N$  és  $p^3/N \sim 0$  esetén lehet. A  $p=N/2$  melletti alkalmazása tehát hibás következtetésre vezethet, s erre figyelmeztet a trunkált periodogram is. Annak szórásnégyzete a rá vonatkozó aszimptotikus formula szerint  $M=N/2$  mellett egyezik meg a periodogram szórásnégyzetével, holt a trunkált periodogram  $M=N$  esetén lesz maga a periodogram.)

Végül térjünk vissza az  $X_t=Y_t+Z_t$  alakra. A maximum entrópia spektrálanalízis legkomolyabb hiányossága az, hogy valójában nem létezik semmilyen megbízható eljárás annak eldöntésére, hogy az  $\hat{f}(\omega)$ -ban esetleg jelentkező csúcsok valóban diszkrét periódusok jelenlétének köszönhetőek-e vagy sem. Úgyszintén nem becsülhetőek az amplitudók.

Ezek alapján úgy véljük, hogy az ezzel a módszerrel nyert eredményeket erős kritikával kell fogadni. Ugyanakkor az utóbbi időben egyre jobban terjednek alkalmazásai, s bizonyos jelek arra utalnak, hogy a közeljövőben jelentős előrelépés történhet a módszerfejlesztés terén is (Newton és Pagano, 1984).

### 3. Priestley módszere

Az alábbiakban bemutatásra kerülő eljárás ismét a periodogramból indul ki, de egy igen ötletes módosítással. Priestley (1962a, 1962b, 1964) a 60-as évek elején dolgozta ki módszerét, ám az elmúlt évek során ez a meteorológiai irodalomban nem vált ismertté.

#### 3.1. Diszkrét periódusok tesztelése

Az  $X_t$  folyamat autokovariancia-függvényére könnyen megmutatható, hogy  $B(k)=B_y(k)+B_z(k)$ . Ahhoz, hogy  $f(\omega)$  minden pontban létezzék az szükséges, hogy  $B_z(k)$  eléggyorsan csökkenjen zérushoz, s ebből kellően nagy  $m$ -re  $B(k) \sim B_y(k), |k| > m$  adódik. Célszerű ezért egy, az  $I(\omega)$  periodogramhoz hasonló

$$P(\omega) = \frac{1}{2\pi} \sum_{n > |k| \geq m} \hat{B}(k) e^{-ik\omega}, \quad -\pi \leq \omega \leq \pi \quad (4)$$

statisztikát definiálni, ahol  $m < n \leq N$ . Nyilvánvaló, hogy ha  $X_t \equiv Z_t$ , akkor  $P(\omega)$  zérus körüli, ellenkező esetben  $n-m$  nagyságrendű értékkel rendelkezik. Vegyük észre, hogy (4) voltaképpen az  $M=n$  és  $M=m$  melletti trunkált periodogramok különbsége, s ahogy a trunkált periodogram a spektrum becslésének egy speciális alakja, úgy érdemes (4)-et is csupán egy lehetséges esetnek tekinteni. Vizsgáljuk ezért a

$$P(\omega) = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} (v_{1n}(k) - v_{2m}(k)) \hat{B}(k)$$

általános formát, ahol

$$v_{1n}(k) = w_{1n}(k) e^{-ik\omega}, \quad v_{2m}(k) = w_{2m}(k) e^{-ik\omega}$$

és  $w_{1n}, w_{2m}$  tulajdonságai lényegében megegyeznek a kovariancia-ablak tulajdonságaival (Priestley, 1962a).

Ha  $X_t \equiv Z_t$  és  $N \rightarrow \infty$ ,  $n \rightarrow \infty$ ,  $m \rightarrow \infty$ , akkor

$$E[P(\omega)] = 0,$$

$$D^2[P(\omega)] = \frac{V_{nm}}{N} f^2(\omega), \quad \omega \neq 0, \pm\pi,$$

$$V_{nm} = 2 \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} (v_{1n}(k) - v_{2m}(k))^2,$$

továbbá igen általános feltételek mellett  $P(\omega)$  aszimptotikusan normális elosztású és  $\omega_1 \neq \pm\omega_2$  esetén  $P(\omega_1)$  és  $P(\omega_2)$  kovarianciája zérushoz tart.  $V_{nm}$  nagy  $n, m$  esetén gyakorlatilag nem függ  $\omega$ -tól, konstansnak tekinthető.

Fentiek ismeretében a hipotézisvizsgálat a következőképpen származtatható. Jelölje  $Lm'/2$  egész részét és legyen  $m'$  olyan, hogy  $m'/m \rightarrow 0$ . A  $\lambda_j = 2\pi j/m'$ ,  $j = 1, \dots, L$  pontok segítségével képezzük a

$$J_q = \left( \frac{N}{m'V_{nm}} \right)^{1/2} \sum_{j=1}^q P(\lambda_j), \quad q = 1, \dots, L$$

változókat. A  $P(\lambda_j)$  elemek korrelálatlansága alapján belátható, hogy jó közelítéssel

$$\begin{aligned} E[J_q] &= 0, \quad q = 1, \dots, L, \\ \text{kov}[J_q, J_r] &= \frac{1}{2\pi} G(h) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f^2(\omega) d\omega, \\ h &= \min\{\lambda_q, \lambda_r\}, \quad q, r = 1, \dots, L \end{aligned} \quad (5)$$

írható. Az (5) tulajdonságokkal rendelkező változók sorozata (figyelembe véve  $P(\omega)$  normalitását)  $N \rightarrow \infty$  mellett a Brown-mozgás matematikai modelljével azonosítható. Az ennek maximumára vonatkozó tétel (Karlin és Taylor, 1985) alapján

$$P\left(\max_{0 < q \leq L} \{K_q\} \leq \beta\right) = 2\Phi(\beta) - 1 \quad (6)$$

nyerhető, ahol  $\Phi(x)$  a standard normális eloszlás eloszlásfüggvénye és

$$K_q = \frac{J_q}{(G(\pi)/2\pi)^{1/2}}$$

Az  $X_t \equiv Z_t$  nullhipotézis esetén tehát  $K_q$  maximuma (6) eloszlást követ, ellenben ha  $X_t = Y_t + Z_t$  és  $\lambda_q$  közel van  $Y_t$  valamelyik frekvenciájához, akkor  $J_q \sqrt{Nn/m}$  nagyságrendű és nem érvényes (6).

A gyakorlatban  $G(\pi)$  megadása nem egyszerű feladat. A Priestley (1962) által bevezetett közelítés tapasztalataink szerint erősen túlbecsüli az értékét s ez lecsökkenti a módszer hatékonyságát. Az alkalmazás során egy igen heurisztikus, de lényegesen pontosabb számítást javasolunk. A (4)-ben szereplő  $n$  és  $m$  megválasztása általában nem jelent gondot. Lényeges, hogy  $m$  viszonylag nagy legyen, de jóval kisebb mint  $n$ . Ha  $w_{1n}$  skálaparaméter ablak, akkor nem szükséges az  $m' \ll m$  reláció, elegendő az  $m' = m$ .

A próba végrehajtása során először megadjuk  $\beta$  értékét, amely pl. az  $1 - \alpha = 90, 95, 99$  %-os szignifikanciaszintek mellett rendre 1,64; 1,96; 2,58. Az  $x_1, \dots, x_n$  idősorból előállítjuk a  $J_q, q=1, \dots, L$  változókat, majd megvizsgáljuk, hogy

$$\max_{0 < q \leq L} \{K_q\}$$

értéke nagyobb-e  $\beta$ -nál. Ha nem, akkor nem találtunk diszkrét összetevőket. Ha igen, akkor az a  $\lambda_r$ , amelyre  $K_r > \beta$ , létező frekvenciának tekinthető és:

$$\hat{\omega} = \lambda_r, \quad \hat{A}^2 = \frac{8\pi}{d_{nm}} P(\lambda_r)$$

ahol  $d_{nm}$   $v_{1n}$ -től és  $v_{2m}$ -től függő konstans. Ezután a  $B(k) - 1/2 \hat{A}^2 \cos(k\hat{\omega})$  korrigált autokovarianciákkal ismét elvégezzük a vizsgálatot. Mindezt, az aktuális autokovarianciákat újból és újból korrigálva, addig végezzük, amíg szignifikáns periódust találunk. A  $V_{nm}$  és  $d_{nm}$  konstansokat néhány skálaparaméter ablakra az 1. táblázatban közöljük. Itt nem árt hangsúlyozni azt, hogy a táblázat csak  $n \ll N$  mellett érvényes,  $n \sim N$  esetén bonyolultabb a helyzet (Priestley, 1981).

Mivel  $m \ll N$ , a  $\lambda_j = 2\pi j/m'$  felosztás elég ritka, így az osztáspontok között könnyen megbújhatnak valódi frekvenciák. Igen hasznos tehát több változatban, a  $\lambda_j = 2\pi(j-a)/m'$ ,  $0 \leq a < 1$  frekvenciákkal elvégezni a vizsgálatot. Az egyes próbák ek-

kor persze már nem lesznek statisztikailag függetlenek, s ez azt eredményezheti, hogy a ténylegesnél több frekvenciát találunk szignifikánsnak. Ilyenkor a szignifikánsnak vélt frekvenciák környékét gondosan végig kell pásztázni és meggyőződni arról, hogy azok valóban mind önállóak-e.

### 1. TÁBLÁZAT

$v_{n,m}$  és  $d_{n,m}$  a trunkált periodogram ablak (tr.) és a Bartlett-ablak (B.) esetén

$w_{1,n}$	$w_{2,m}$	$v_{n,m}$	$d_{n,m}$
tr.	tr.	$2n - 2m$	$2n - 2m$
tr.	B.	$2n - \frac{4}{3}m$	$2n - m$
B.	tr.	$\frac{2}{3}n - 2m + 2\frac{m^2}{n}$	$n - 2m$
B.	B.	$\frac{2}{3}n - \frac{4}{3}m + \frac{2m^2}{3n}$	$n - m$

A Priestley-módszer egyik nagy előnye, hogy viszonylag igen pontosan tudja figyelembe venni  $f(\omega)$  viselkedését (lényegesen jobb felbontással, mint a csoportosított periodogram teszt). A másik nagy pozitívum az amplitúdók becslési pontossága. Emlékeztetünk rá, hogy ha  $\lambda_i$  egybeesik  $Y_i$  valamelyik frekvenciájával, akkor

$$E[I(\lambda_j)] = \frac{N}{8\pi} A_j^2 + f(\omega),$$

amelyben ha  $A_j$  nagy, a második tag elhanyagolható és a periodogram-elemzésnél látott

$$\hat{A}_j^2 = \frac{8\pi}{N} I(\lambda_j) \quad (7)$$

becslés elég pontos, hiszen a  $8\pi f(\lambda_j)/N$  torzítás  $1/N$  nagyságrendű. Ha azonban  $A_j$  kicsi, a második tag megközelíti, sőt akár meg is haladhatja az elsőt és a (7) becslés teljesen megbízhatatlanná válik. Jó példa az előbbi esetre a meteorológiai elemek viselkedésében mutatkozó éves, míg az utóbbira a 11 és 22 év körüli periódus.

Priestley módszere jóval nagyobb pontosságot biztosít:  $A_j^2$  torzítása  $w_{1n}, w_{2m}$  választásától függően - legfeljebb  $1/nm$  nagyságrendű, de pl. Tukey-ablakok esetén csupán  $1/nm^2$ .

### 3.2. A spektrális sűrűségfüggvény becslése diszkrét spektrum jelenlétében

Diszkrét spektrum jelenlétében célszerű úgy eljárni, hogy a  $\hat{B}(k)$  autokovariancia-függvényből a szignifikánsnak tekintett amplitúdók  $1/2 A^2 \cos(k\hat{\omega})$  hozzájárulását levonjuk, s az így korrigált autokovarianciákkal számolunk a *Matyasovszky* (1990) 2. pontjának megfelelően. E becslés konzisztenciáját *Priestley* (1964) cikke tárgyalja.

Ugyanitt egy érdekes „direkt” módszerrel is megismerkedhetünk. Jelölje  $\omega_j$  az  $\omega_1, \dots, \omega_k$  frekvenciák valamelyikét és tekintsünk olyan  $W_{1n}(\Theta)$ ,  $W_{2m}(\Theta)$  spektrális ablakokat, amelyek teljesítik azt a feltételt, hogy minden  $|\omega_j \pm \Theta| \leq \pi/n$  esetén

$$W_{2m}(\Theta) - cW_{1n}(\Theta) = 0, \quad (8)$$

ahol

$$c = W_{2m}(\omega_j) / W_{1n}(\omega_j), \quad m < n.$$

Képezzük

$$\hat{f}_1(\omega) = \int_{-\pi}^{\pi} I(\Theta) W_{1n}(\omega - \Theta) d\Theta,$$

$$\hat{f}_2(\omega) = \int_{-\pi}^{\pi} I(\Theta) W_{2m}(\omega - \Theta) d\Theta$$

segítségével az

$$\hat{f}(\omega) = \begin{cases} \hat{f}_1(\omega) & , |\omega - \omega_j| > \pi/n, \\ (\hat{f}_2(\omega) - c\hat{f}_1(\omega)) / (1 - c) & , |\omega - \omega_j| \leq \pi/n \end{cases} \quad (9)$$

kifejezést. Ekkor  $n \rightarrow \infty$ ,  $N/n \rightarrow \infty$ ,  $m \rightarrow \infty$ ,  $m < n$  mellett  $\hat{f}(\omega)$  a spektrális sűrűségfüggvény konzisztens becslése minden  $\omega$ -ra. A bizonyítás megtalálható *Priestley* (1964) cikkében.

A (8) egyenletnek nyilván eleget tesz

$$W_{1n}(\Theta) = \begin{cases} \frac{n}{2\pi}, & |\Theta| \leq \pi/n, \\ 0, & |\Theta| > \pi/n, \end{cases} \quad (10)$$

$$W_{2m}(\Theta) = \begin{cases} \frac{m}{2\pi}, & |\Theta| \leq \pi/m, \\ 0, & |\Theta| > \pi/m, \end{cases} \quad (11)$$

vagyis az  $n$  és  $m$  skálaparaméterű Daniell-ablak.

## A becslés szórásnégyzetére

$$D^2[\hat{f}(\omega)] = \begin{cases} \frac{n}{N} f^2(\omega), & |\omega - \omega_j| > \pi/n \\ \frac{mn}{(n-m)N} f^2(\omega), & |\omega - \omega_j| \leq \pi/n \end{cases} \quad (10)$$

nyerhető. Mivel  $\hat{f}_1(\omega)$  és  $(\hat{f}_2(\omega) - c\hat{f}_1(\omega))/(1-c)$  szórása különböző,  $\hat{f}(\omega)$  szórása az  $\omega_j \pm \pi/n$  pontokban ugrást szenved. Ezt elkerülendő célszerű az  $n=2m$  választással élni, amikor (10) és (11) megegyezik.

### 4. Alkalmazás

A bemutatott eljárásokat a közép-angliai havi középhőmérsékleti idősor (1659-1987) elemzésével szemléltetjük. Az adatsort *Manley* (1974) az 1659-1973 évekre közölte, melyet *Jones* (1987) 1986-ig terjesztett ki. Az 1987-es év személyes közlés alapján áll rendelkezésünkre.

Az 1659-1973 időszakot természetesen sokrétűen tanulmányozták, így spektrális tulajdonságait is. *Shapiro* (1975) a periodogram elemzésével az éves és féléves perióduson kívül csupán egy gyenge 25,5 hónapos hullámot mutatott ki. *Bain* (1976) a maximum entrópia módszerrel részletesebb vizsgálat alá vette a hosszú periódusokat. Ennek eredményeként 15 éves, 23,6 éves és 105 éves ciklusok jelenlétére mutatott rá.

Az 1659-1987 időszak elemzését az alábbiakban tárgyaljuk.

#### 4.1. Diszkrét periódusok tesztelése

A diszkrét periódusok tesztelését először a periodogram-elemzés (pe) és a módosított periodogram-elemzés (mpe), továbbá - tíz csoport kialakításával - ezek csoportosított változatával (cspe, csmpe) végeztük el. Az eredményeket a 2. táblázatban foglaljuk össze, ahol a \*, \*\*, \*\*\*, \*\*\*\* szimbólum rendre a 90, 95, 99, 99,9 %-os szinten szignifikáns periódusokat jelöli. Látható, hogy pe és mpe között nincs lényeges különbség (pe valamivel szigorúbban szelektálja a periodogram elemeket), de - ahogy várható is - csoportosított változatuk számottevően csökkenti a szignifikáns periódusok számát. Az éves és a féléves meneten kívül biztonsággal csak a 109,7 éves periódus léte valószínűsíthető.

## 2. TÁBLÁZAT

Szignifikáns periódusok a periodogramon alapuló módszerek szerint

Periódusidő		pe	mpe	cspe	csmpe
hónap	év				
12	1	****	****	****	****
6	0,5	****	****	****	****
1316	109,7	****	****	****	****
1974	164,5	****	****	*	*
282	23,5	****	****	**	*
179,5	15	**	***		
3948	329		*		

A Priestley-féle  $P(\lambda)$ -tesztel kapcsolatban először  $G(\pi)$  meghatározásáról szólunk. Mivel

$$G(\pi) = \int_0^\pi f^2(\omega) d\omega = \frac{1}{4\pi} \sum_{k=-\infty}^{\infty} B_z^2(k)$$

célszerű  $B_z(k)$  helyett a becült autokovarianciákat szerepeltetni és a

$$\hat{G}(\pi) = \frac{1}{4\pi} \sum_{k=-u}^u \hat{B}_z^2(k) \quad (12)$$

becsléssel élni. A kérdés az, hogy hány  $\hat{B}_z(k)$  vegyen részt  $\hat{G}(\pi)$ -ben, vagyis mi legyen  $u$  értéke. Mivel nagy  $u$ -ra  $B_z(k) \sim 0$ ,  $|k| > u$ , ezért  $u$  úgy választható, hogy

$$\hat{B}_z^2(k) \leq D^2 [\hat{B}_z(k)], \quad |k| > u. \quad (13)$$

Ilyenkor ugyanis  $|k| > u$  esetén  $\hat{B}_z(k)$  négyzetes hibaátlagban való legjobb becslése  $B(k) = 0$ . ( $B_z(k)$  szórásnégyzetére vonatkozó formulát Priestley (1981) adta meg.

A meteorológiai gyakorlatban az éves és a féléves meneten kívüli esetleges periódusok kis amplitúdóval rendelkeznek, ezért  $B_z(k)$  helyett (12)-ben

$$\hat{B}(k) = \frac{1}{2} (\hat{A}_1^2 \cos(\omega_1 k) + \hat{A}_2^2 \cos(\omega_2 k))$$

írható, ahol  $\omega_1$  az éves,  $\omega_2$  a féléves frekvencia, és  $A_1, A_2$  a hozzájuk tartozó amplitúdó. Néhány szimulációs kísérlet azt mutatja, hogy így módon elég pontosan becsülhető  $G(\pi)$ .

A vizsgálat során  $G(\pi) = 0,4$  adódott, és a

$$w_{1n}(k) = \begin{cases} 1, & |k| < n, \\ 0, & |k| \geq n, \end{cases} \quad w_{2m}(k) = \begin{cases} 1 - |k|/m, & |k| < m, \\ 0, & |k| \geq m \end{cases}$$

### 3. TÁBLÁZAT

A  $P(\lambda)$ -teszt és a periodogram-elemzés összehasonlítása

Periódusidő (év)		Szignifikancia szint		Amplitudó (°C)	
$P(\lambda)$	pe	$P(\lambda)$	pe	$P(\lambda)$	pe
1	1	****	****	6,45	6,45
0,5	0,5	****	****	0,55	0,55
108,1	109,7	**	****	0,21	0,23
184,2	164,5	**	****	0,19	0,19
23,7	23,5	*	****	0,15	0,18

kovariancia-ablakokat használtuk  $n=N=3948$  és  $m=120$  mellett. Ekkor:

$$V_{nm} = N - m\left(1 - \frac{m}{3N}\right), \quad d_{nm} = N - \frac{4}{3}m.$$

Az eredményeket és a periodogram-elemzéssel való összehasonlítást a 3. táblázatban tüntetjük fel.

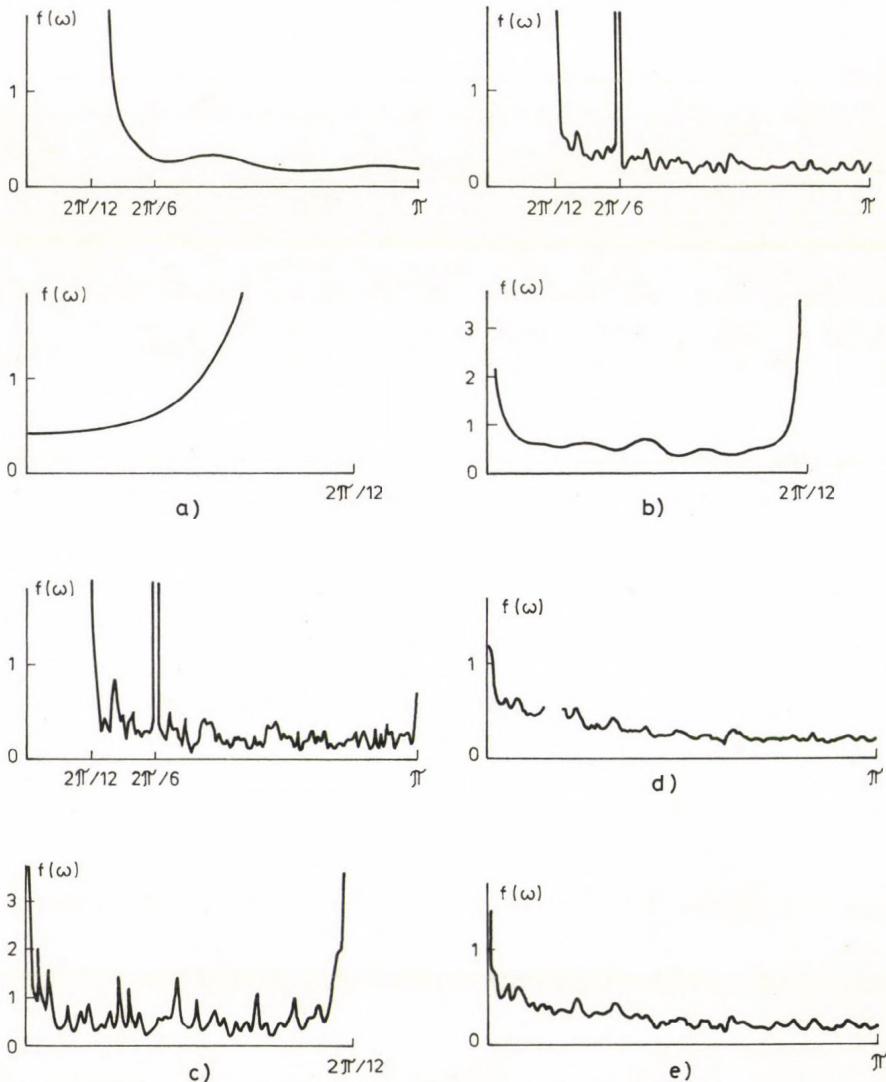
Mint az 1. fejezetben láttuk, a periodogram-elemzés szisztematikusan felülbecsli az amplitúdót, de ez most az erős éves és féléves ciklus mellett elhanyagolható. Szintén nincs különbség a negyedik periódusnál. Az amplitúdó becslési pontosságát ugyanis két tényező határozza meg. Az egyik az amplitúdó már említett szisztematikus felülbecslése, míg a másik az amplitúdó esetleges alábecslése, ha a tényleges frekvencia nem egyezik meg a  $\lambda_j = 2\pi_j/N$  osztópontok valamelyikével. Most éppen ez a helyzet, hiszen a táblázat tanúsága szerint a 164,5 év helyett 184,2 év periódusidővel kell számolni. (Az osztópontok változtatásával a  $P(\lambda)$ -teszt jóval pontosabban becsülheti a periódusidőt.)

#### 4.2. Maximum entrópia spektrálanalízis

Mint láttuk, e módszer használatának leglényegesebb mozzanata  $p$  megválasztása. A BIC segítségével nyert optimális fokszámra igen alacsony érték, a  $p=6$  adódott. Ezen kívül - teljesen önkényesen - a  $p=N/10 \approx 400$  választással is éltünk. Mindenképpen szükséges azonban, hogy elég nagy, de viszonylag megalapozottan választott  $p$ -vel dolgozzunk. Ezért a következőt javasoljuk. Ismeretes, hogy ha  $X_t$   $p$ -edrendű autoregresszív folyamat, akkor a  $\rho(k)$  parciális autokorreláció függvényre fennáll, hogy  $\rho(k) = 0$ ,  $|k| > p$ . Ilyenkor - meg lehetőségen általános feltételek mellett - a  $\hat{\rho}(k)$ ,  $|k| > p$  változók aszimptotikusan normális eloszlásúak, zérus várható értékkel és  $1/\sqrt{N}$  szórással (Quenouille, 1947). Célszerű tehát  $p$ -t úgy rögzíteni, hogy a  $\hat{\rho}(k)$ ,  $k > p$  becslült értékek úgy viselkedjenek mint zérus várható értékű,  $1/\sqrt{N}$  szórással független normális eloszlású változók sorozata. Ily módon esetünkben, 95%-os konfidenciaintervallum figyelembevételével  $p=80$  adódott.

$f(\omega)$  becslését  $p=6, 80$  és  $400$  mellett az 1. ábrán mutatjuk be, ahol a nagy felbontásra való tekintettel, a  $(0, 2\pi/12)$  intervallumot kinagyítva külön is ábrázoljuk. Szembetűnő, hogy  $p$  növekedésével a görbe egyre rendszertelenebbé, az éves és féléves periódusok

környékén jelentkező csúcsok egyre határozottabbakká válnak. A  $p=6$  esetén még meglehetősen sima lefutású függvény csupán az  $\omega=2\pi/12$  pontban rendelkezik éles csúccsal. (Itt az  $\hat{f}(\omega) = 284,4$  értékét nem tudtuk ábrázolni.) Az igen enyhe kiemelkedés formájában jelentkező féléves periódus kissé elcsúszott a nagyobb frekvenciák irányába. A  $p=80$  mellett az éves ( $\hat{f}(\omega) = 11399,1$ ) és a féléves ( $\hat{f}(\omega) = 4,9$ ) csúcs jóval határozottabbá, a görbe egyéb területei meglehetősen hullámzóvá váltak. Ez a tendencia tovább erősödik, és  $p=400$  esetén számos, többé-kevésbé éles csúcs mutatkozik (az  $\omega=2\pi/12$  és  $\omega=2\pi/6$  pontokban  $\hat{f}(\omega)$  értéke 108183,6 és 38,7), amelyek közül a legnagyobbak egybeesnek a diszkrét periódusok tesztelésekor szignifikánsnak ítélt periódusokkal.



1. ábra: A maximum entrópia módszerrel becsült spektrum  $p=6$  (a),  $p=8$  (b), és  $p=400$  (c) esetén ( $\omega=2\pi/\tau$ ) valamint a spektrális sűrűségfüggvény Tukey-Hamming-ablakos (d) és Priestley-beclsése (e) ( $\omega=2\pi/\tau$ )

### 4.3. A spektrális sűrűségfüggvény becslése

A spektrális sűrűségfüggvény becslését egyrészt a Tukey-Hamming-ablak segítségével  $M=120$ , másrészt a Priestley-féle direkt módszerrel  $n=120$ ,  $m=n/2$  mellett hajtottuk végre. A paraméterek ilyen választása a periodogram keskeny simítását, s ezzel a viszonylag kis torzítást biztosítja. A görbéket a 1. d-e ábrán rajzoltuk meg. A függvények igen hasonló lefutásúak, de az ablakos becslés az  $\omega=2\pi/12$  pontban negatív értéket szolgáltat, amelynek nyilván az az oka, hogy ezúttal a  $P(\lambda)$ -teszt is némileg túlbecsülte az éves amplitúdót.

### Összefoglaló megjegyzés

A gyakorlati feladatok során elengedhetetlen az alkalmazott módszer viszonylag magas szintű ismerete. Alapvető fontosságú ugyanis annak átgondolása, hogy az eredmények a fizikai realitást, vagy csupán a matematikai eljárás tulajdonságait tükrözik.

### IRODALOM

- Akaike, H., 1969: Fitting autoregressive models for prediction. *Ann. Inst. Statist. Math.* 21, 243-247.
- Akaike, H., 1970: Statistical predictor identification. *Ann. Inst. Statist. Math.* 22, 203-217.
- Akaike, H., 1974: A new look at the statistical model identification. *IEEE. Trans. Autom. Contr. AC-19*, 716-723.
- Bain, W.C., 1976: The power spectrum of temperatures in Central England. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 102, 464-466.
- Berk, K.N., 1974: Consistent autoregressive spectral estimates. *Ann. Statist.* 2, 489-502.
- Box, G.E.P. and Jenkins, G.M., 1970: *Time Series Analysis, Forecasting and Control*. Holden Day, San Francisco.
- Jones, D.E., 1987: Daily Central England temperature: recently constructed series. *Weather* 42, 130-133.
- Karlin, S. és Taylor, H.M., 1985: *Sztoczasztikus folyamatok*. Gondolat Könyvkiadó, Budapest.
- Manley, G., 1974: Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 100, 389-405.
- Mann, H.B. and Wald, A., 1943: On the statistical treatment of linear stochastic difference equations. *Econometrica* 11, 173-220.
- Matyasovszky I., 1990: Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei I. *Időjárás* 94. 361-379
- Newton, H.S. and Pagano, M., 1984: Simultaneous confidence bands for autoregressive spectra. *Biometrika* 71, 197-202.
- Priestley, M.B., 1962a: The analysis of stationary processes with mixed spectra I. *J. Roy. Statist. Soc. B.* 24, 215-223.
- Priestley, M.B., 1962b: The analysis of stationary processes with mixed spectra-II. *J. Roy. Statist. Soc. B.* 24, 511-529.
- Priestley, M.B., 1964: Estimation of the spectral density function in the presence of harmonic components *J. Roy. Statist. Soc. B.* 26, 123-132.
- 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.
- Schwarz, G., 1978: Estimating the dimension of a model. *Ann. Statist.* 6, 461-464.
- Shapiro, R., 1975: The variance spectrum of monthly mean central England temperatures. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 101, 679-681.
- Tusnády G. és Ziermann M. (szerk.) 1986: *Idősorok analízise*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan-Feb 1991. Budapest*

## 32 napos periódus Budapest hőmérsékleti adatsorában

DOMONKOS PÉTER

*Központi Előrejelző Intézet  
H-1675 Budapest, Pf. 32.*

A dolgozat eddig feltáratlan légköri jelenséget vizsgál. A jelenség lényege a budapesti hőmérsékleti adatsorban 32 naponként ismétlődő pozitív anomália, melynek feltétele egy tartósan meleg előző időszakot megszakító erős lehűlés. Az 1921-1980 évek között megfigyelt, ez utóbbi feltételnek eleget tevő esetekre a periódusanalízis a jelenség szignifikáns létezését egyértelműen igazolta; másrészt más hullámhosszú periódusok létét is kimutatta. A prediktor eseményt követő hónapokban a hőmérsékleti anomáliák spektruma vörös zajhoz hasonló képet mutat, több szignifikáns amplitúdóval.

\*

*A period of 32 days in the temperature series of Budapest.* The aim of this paper is to discuss an un-known atmospheric phenomenon revealed in the temperature series of Budapest. It consists of a positive anomaly observed with a 32 day period which is caused by a cooling interrupting a previous hot interval. An analysis of the periods in the time series for 1921-1980 verified unambiguously the existence of the phenomenon as well as that of some other periods having different wave lengths. In the months after the predictor event the spectrum of temperature anomalies is similar to the red noise with several significant amplitudes.

*Bevezetés.* Régóta foglalkoztatja a kutató meteorológusokat, hogy vannak-e szabályos periodicitással ismétlődő jelenségek légkörünkben. E dolgozatban eddig szokatlan módon közelítünk a problémához. Azt fogjuk vizsgálni, hogy egy bizonyos, számszerű adatokkal szigorúan behatárolt légköri átalakulást, mint prediktor eseményt, követnek-e periodicitást mutató jelenségek. Ez a bizonyos légköri átalakulás az egy pontban észlelhető jelenségek szintjén így fogalmazható meg: egy hosszan tartó pozitív hőmérsékleti anomáliájú időszakot hirtelen megszakít egy erős lehűlés.

A következőkben számszerűen definiáljuk a prediktor eseményt, és bemutatjuk a hőmérsékleti anomáliáknak a prediktor eseményt követő átlagos alakulását. Nagy figyelmet fordítunk annak igazolására, hogy az átlagos anomáliáknál tapasztalható kilengések nem tekinthetők kizárólag véletlen eredetűeknek.

## 1. Az átlagos anomáliák előállítása

A vizsgálathoz adatbázisként a budapesti, 1921. március 1. - 1981. február 28. közötti napi maximum- és minimum-hőmérsékleteket használtuk fel. Ezen adatbázisból származnak az alábbi paraméterek:

$$\text{Napi középhőmérséklet: } T = \frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \quad (1.1)$$

ahol  $T_{\min}$  - napi minimum hőmérséklet  
 $T_{\max}$  - napi maximum hőmérséklet  
 $T$  - napi középhőmérséklet

$$\text{Hőmérsékleti referencia: } \bar{T}_n = \frac{1}{7} \sum_{i=n-5}^{n+5} p_i \frac{1}{60} \sum_{j=1921}^{1980} T_{ij} \quad (1.2)$$

ahol  $\bar{T}_n$  - az év  $n$ -edik naptári napjának hőmérsékleti referencia értéke,  
 $T_{ij}$  - a  $j$ -edik év  $i$ -edik naptári napjának a napi középhőmérséklete,  
 $p_i$  - súlytényező:

$$p_n = p_{n \pm 1} = 1, \quad p_n = p_{n \pm 2} = 0,8, \quad p_n = p_{n \pm 3} = 0,6, \quad p_n = p_{n \pm 4} = 0,4, \quad p_n = p_{n \pm 5} = 0,2.$$

Az így definiált hőmérsékleti referencia a sokévi átlaghoz hasonló mennyiség, azonban kisebb szórással közelíti a tényleges éghajlati várható értéket.

$$\text{Középhőmérsékleti anomália: } A_m = T_{nj} - \bar{T}_n \quad (1.3)$$

itt  $A_m$  az 1921. március 1-től számított  $(m-1)$ -edik nap középhőmérsékleti anomáliáját jelenti.

$$\text{Simított középhőmérsékleti anomália: } AS_m = \frac{1}{3} \sum_{i=m-1}^{m+1} A_i \quad (1.4)$$

(továbbiakban simított anomália), ahol  $AS_m$  az  $m$ -edik nap simított anomáliája.

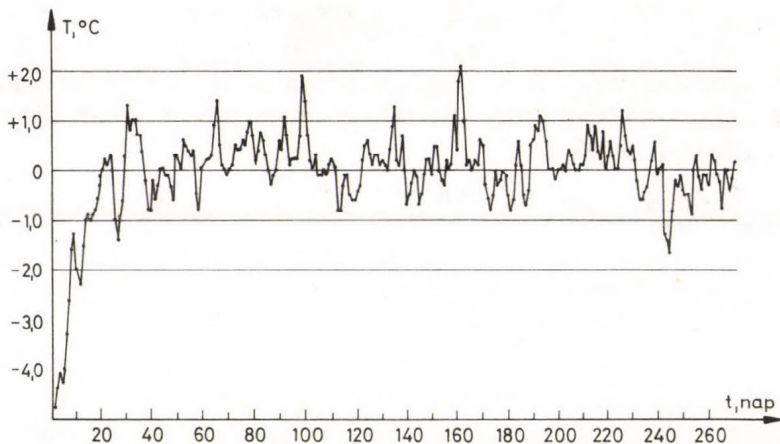
A prediktor eseményt (évszaktól függetlenül) így definiáltuk:

*I.a.* A simított anomáliák naponkénti sorozatában megszakítás nélkül egymás után legalább 12-szer  $+1,5^\circ$ -nál nem kisebb érték szerepel.

*I.b.* Az említett 12 napos időszak kiegészíthető (az elején vagy a végén) legalább még 1 nappal, amelynek simított anomáliája meghaladja a  $+1,0^\circ$ -t (de a  $+1,5^\circ$ -t nem feltétlenül éri el). Az I.a és I.b. együttesen egy legalább 13 nap hosszúságú pozitív anomáliájú időszakot definiál, amelyet a következőkben meleg időszaknak nevezünk.

*II.* A meleg időszak utolsó napjától számítva 8 napon belül van legalább 1 olyan nap, amelynek simított anomáliája nem nagyobb, mint  $-4,5^\circ$ .

*III.* A további vizsgálatokhoz kiindulási időpontnak „0. napnak” - azt tekintjük, amikor a meleg időszakot követően a napi középhőmérsékleti anomália először kisebb, mint  $-1,5^\circ$ .



1. ábra: A prediktor eseményt követő átlagos anomáliák az 1-270. nap között

E feltételrendszer azt a szinoptikai történést írja körül, amikor nagy mennyiségű arktikus levegő árasztja el Közép-Európát, és a Kárpát-medencétől délre eső területeken is jelentős az izobárfelületek magasságának a csökkenése.

A közölt feltételrendszernek 31 eset felelt meg. E 31 eset átlagolásával állítottuk elő a hidegbetörés utáni 1-400. napok átlagos anomáliáit. Az első 270 napi alakulás az 1. ábrán látható.

## 2. Periódusanalízis szignifikancia vizsgálattal

Periódusanalízist alkalmaztunk az 1. ábra 15. naptól 270. napig terjedő időszakára:

$$x(t) = m(t) + \varepsilon(t), \quad (t = 1, 2, \dots, N) \quad (2.1)$$

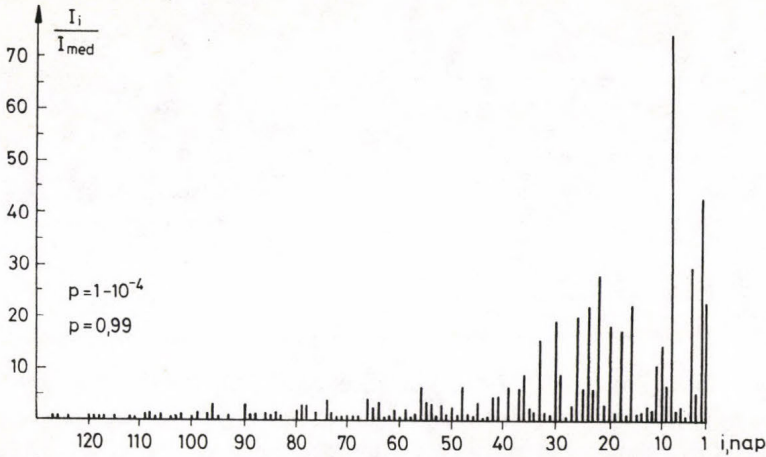
$$m(t) = a_0 + \sum_{i=1}^L \left[ A_i \cos\left(\frac{2\pi i}{N} t\right) + B_i \sin\left(\frac{2\pi i}{N} t\right) \right] \quad (2.2)$$

ahol  $x(t)$  - a vizsgált függvény,  
 $m(t)$  - periodikus trendfüggvény,  
 $\varepsilon(t)$  - fehér zaj zérus várható értékkel,  
 $N$  - az időszak hossza napokban (esetünkben 256).

Gulyás et al. (1988) nyomán  $m(t)$  - t

$a_0$  - konstans tag

$A_i, B_i$  - amplitúdók



2. ábra:  $I_i/I_{med}$  értékek a 0.99-s és a  $1-10^{-4}$ -s szignifikancia határokkal, az átlaggörbe 15-270. nap közötti szakaszának periodogramja alapján (a hullámszámok balról jobbra egyesével csökkennek 127-től 1-ig)

$$L = \begin{cases} \frac{N}{2}, & \text{ha } N \text{ páros} \\ \frac{N-1}{2}, & \text{ha } N \text{ páratlan} \end{cases}$$

$x(t)$  Fourier-sorfejtésével meghatároztuk az  $\hat{A}_i^2$  és  $\hat{B}_i^2$  becsült amplitúdó-négyzeteket. A periodogram-elemeket  $i=1$ -től  $\left(\frac{N}{2}-1\right)$ -ig a következő alakban állítottuk elő:

$$I_i = \frac{N}{2} (\hat{A}_i^2 + \hat{B}_i^2) \quad (2.3)$$

Az időintervallumot szándékosan választottuk meg úgy, hogy az első napok ne szerepeljenek a vizsgálatban, itt ugyanis definíció szerint csupa erősen negatív érték fordul elő, melyek - főleg a nagyobb hullámhosszaknál - lényeges hatással lennének a becsült amplitúdókra.

A kapott periodogramot a 2. ábra szemlélteti. Ezen látható, hogy elsősorban a 32 naphoz tartozó, és több más amplitúdó értéke is lényegesen nagyobb az elemek zöménél. Ezért választ kerestünk arra, hogy a többi elemhez képest „nagy” amplitúdók szignifikánsan nagyok-e, vagy másképpen fogalmazva: Mi a valószínűsége annak, hogy tényleges fizikai okok nélkül, pusztán véletlenül, a periodogram-elemek eloszlása ilyen képet mutasson?

Gulyás et al. (1988) a Monte Carlo módszert ajánlja a szignifikancia vizsgálathoz. Mi is ezt alkalmaztuk.

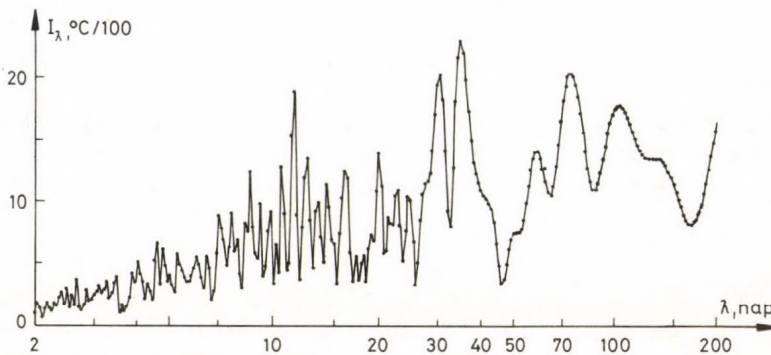
# 1. TÁBLÁZAT

A szignifikancia határok értékei ( a Monte Carlo módszer alapján )

Szignifikancia szint	$\frac{I_{max}}{I_{med}}$ határ
$1 - 10^{-4}$	21,42
$1 - 10^{-3}$	17,63
0,99	14,44
0,95	11,72
0,90	10,56

Összesen 10000, egyenként 127 elemű  $\chi^2$  eloszlású mintasort vizsgáltunk. Az elemek többségére jellemző karakterként a 127 elemű minták mediánjait használtuk, és az egyes maximumok és mediánok hányadosait mind a 10000 mintára előállítottuk. E 10000 számból rendezett mintát készítettünk. E minta első eleme közelítő értéke az  $1 - 10^{-4}$ -s szignifikancia határnak, a 10. elem az  $1 - 10^{-3}$ -s szignifikancia határt közelíti, s.i.t. (1.táblázat).

Vizsgálati anyagunkból is előállítottuk a periodogram-elemek és a mediánjuk hányadosait. Az így kapott értékek közül több is lényegesen meghaladja valamennyi itt meghatározott szignifikancia határt. További vizsgálatainkban igyekeztünk az anomáliásor hullámspektrumáról minél realisabb képet kapni; ennek érdekében még sokszor ismételtük a bemutatott periódusanalízist az anomáliásor különböző hosszúságú szakaszain. A 3.ábra 10 olyan periodogram átlagolásával készült, amelyek 325-385 nap hosszúságú anomália-szakaszt vizsgáltak. (A kezdő- és zárónapokat véletlenszám-generációval állítottuk elő az anomáliásor 16. és 400. napja között.)



3. ábra: Az anomáliásor közelítő spektruma

**2. TÁBLÁZAT**  
A 7 legszignifikánsabb periodogram-elem adatai

Nap	$\frac{I_i}{I_{med}}$	Amplitúdó ( fok )
32	74,5	0,29
128	43,2	0,22
64	29,5	0,18
11,6	27,8	0,18
256	22,9	0,16
16	22,6	0,16
10,7	22,2	0,16

### 3. Eredmények

A szignifikancia vizsgálat eredményei azt mutatják, hogy a 13 legnagyobb értékű periodogram-elem mindegyike a 99%-s szinten szignifikáns. A 7 legnagyobb periodogram-elem az  $1 - 10^{-4}$ -s szinten is szignifikáns - e 7 periodogram-elem adatait a 2. táblázat tartalmazza.

Szemléltető célzattal a 2. ábrán feltüntettük a 0,99-s és az  $1 - 10^{-4}$  szignifikancia határokat is.

A legszignifikánsabb összetevő a 32 napos hullámhosszú. Jellegzetes tünetei jól kirajzolódnak az 1. ábrán: A 34. naptól számított 32 naponként meleg „csúcsok” ismétlődnek egymást követően 7 alkalommal. A következő egyszerű vizsgálat a periodikus jelenség frekvenciájának stabilitását szemlélteti:

Sorrendet állítottunk fel a 19-242. napok között, az átlagos simított anomáliák értékei szerint. Legnagyobb a simított anomáliája a 162. napnak (+1,69°), utána jön a 161. nap (+1,51°), majd a 99. nap (+1,40°), s.i.t. (3. táblázat)

Feltüntettünk a napok mellett egy-egy rangszámot is, amelyek értéke -15 és +16 közé eshet aszerint, hogy az illető nap milyen messze van a 34., 66., 98., stb. napok (esedékes hullám-csúcsok) közül a hozzá legközelebb esőtől.

A 14 legmelegebb nap közül egyiknek sincs 2-nél nagyobb abszolútértékű rangszáma, és még a sorrendben utánuk következő 11 nap rangszámai között is a kis számértékek dominálnak.

### 4. Összefoglalás

A légkörben, vagy esetleg vele közvetlenül érintkező egyéb közegben, bizonyos feltételek között létrejön olyan hullámmászás, amely hónapokon keresztül majdnem napos pontossággal működik. Ennek a budapesti hőmérsékleti anomáliákban megmutakozó következményeire ugyan hatnak a légköri kicserélődés egyéb folyamatai is, de a hullámmászás frekvenciáját számottevően semmi sem módosítja.

### 3. TÁBLÁZAT

A prediktor eseményt követő 19-242. napok közötti sorrend, a simított anomália értékek alapján. A rangszám a legközelebbi hullámcúscától való távolságot mutatja.

Sor- szám	Nap	Anomália	Rang- szám
1.	162	+ 1,69	0
2.	161	+ 1,51	- 1
3.	99	+ 1,40	+ 1
4.	100	+ 1,38	+ 2
5.	160	+ 1,15	- 2
6.	163	+ 1,12	+ 1
7.	32	+ 1,05	- 2
8.	98	+ 1,02	0
9.	193	+ 1,01	- 1
10.	66	+ 0,98	0
11.	192	+ 0,96	- 2
12.	33	+ 0,95	- 1
13-14.	34	+ 0,92	0
	194	+ 0,92	0
15-16.	65	+ 0,90	- 1
	134	+ 0,90	+ 4
17-18.	79	+ 0,86	+13
	226	+ 0,86	0
19-21.	31	+ 0,83	- 3
	35	+ 0,83	+ 1
	135	+ 0,83	+ 5
22.	191	+ 0,82	- 3
23-25.	78	+ 0,81	+12
	101	+ 0,81	+ 3
	227	+ 0,81	+ 1

Az átlaggörbe analízisének kapott sok szignifikáns összetevő lehetséges, hogy egyidejűleg zajló többféle folyamat eredménye, de az is, hogy az egyes esetekben a légkör aktuális állapota szerint különböző folyamatok zajlanak. Erre, mint sok egyéb kérdésre, most még nem tudunk válaszolni.

Figyelembevétel, hogy a folyamatokat egyetlen földrajzi hely egyetlen fizikai paraméterén keresztül vizsgáltuk, valószínű, hogy az itt bemutatott eredmények csak egy keskeny szeletét jelentik a teljes folyamat-rendszernek.

### IRODALOM

Gulyás O., Hamed, A.F. és Szentimrey T., 1988: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése II. *Időjárás* 92, 38-45.

## Barát József nyugalomba vonult

E sorok frója Barát Józseffel 1953-ban egyetemi hallgatóként ismerkedett meg. Az ötvenes évek eleje az az időszak volt, amikor a szakemberek képzése nagy - ma már tudjuk: eltűzött - létszámban folyt. Az ELTE akkori Élet- és Földtudományi Karának meteorológus szakára is minden évben több tíz hallgatót vettek fel, ami a hallgatók hibáján kívül, magában hordozta az Országos Meteorológiai Intézet (OMI), majd a későbbi Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) túlfejlesztésének lehetőségét.

Az 1957-ben végzett évfolyam elhelyezkedése ennek ellenére nehézségekbe ütközött. Barát József, évfolyamtársaihoz hasonlóan, pályáját igen rossz anyagi körülmények között, az OMI ösztöndíjas gyakornokaként kezdte. A hatvanas évek elején megindult országos stabilizáció azonban némileg segített a tudományos dolgozók, így az OMI munkatársainak helyzetén is: Barát József 1960-ban az akkor számunkra jelentős 2100 forintos havi fizetéssel tudományos munkatárs lett.

Szakmai tevékenységét, érdeklődésének megfelelően, a Műszaki Osztályon, Czelnai Rudolf közvetlen kollégájaként kezdte meg. A karbantartó munka mellett részt vett számos korszerű berendezés előállításában, így egyebek között részese volt az első magyar aeroszolmintavevő eszközök előállításának is. Érdeklődési köréhez később is hű maradt, hiszen 1971-ig a meteorológiai megfigyelések és adatfeldolgozás kérdéseivel foglalkozott, illetve ilyen irányú munkákat irányított.

Ebből az időszakból kiemelkednek az 1965-67-es évek, amikor a szovjet antarktisi állomáson aerológusként tevékenykedett. Jól kamatoztatta gyakorlati érzékét, komoly tapasztalatokkal és jó orosz nyelvtudással tért haza. Benyomásait, emlékeit, az Antarktist megjáró meteorológus kollégáival együtt, érdekes, olvasható könyvben is összefoglalta („Magyarok az Antarktison”, Kossuth Kiadó, Budapest, 1976).

1971-ben Barát József életútja alapvető fordulatot vesz. Az OMF elnöke az akkor alakuló Országos Meteorológiai Szolgálat elnökhelyettesévé nevezi ki. Dési Frigyes elnök mellett átveszi a szol-

gálat pénzügyi és gazdasági irányítását, és sokat tesz a szolgálat fejlődése érdekében. Minden kérdésben - olyanokban is, amelyek szakmailag távolabb állnak tőle - igyekszik emberséges, elfogadható megoldást találni. Nem rajta múlik, hogy ebben az időben országos méretekben is, a ma sokszor gondokat okozó extenzív fejlesztés korszakát éljük.

1981-ben Czelnai Rudolf, az OMSZ akkori elnöke Genfbe távozik; a Meteorológiai Világszervezetben kap komoly megbízást. Helyére Barát József lép, aki az OMSZ elnökeként is hű marad önmagához. Az emberekkel való közvetlen kapcsolatát megőrízve, elképzeléseinek megfelelően igyekszik az operatív és a tudományos munka feltételeit megteremteni. Komoly szerepe van abban, hogy az OMSZ un. nem költségvetési bevételei nagy mértékben emelkednek, a dolgozók fizetésén kívüli jövedelme jelentőssé válik. Ez a kétségtelenül vonzó szemlélet azonban nem minden esetben kedvez a szakmai előrehaladásnak.

Barát József élete, szakmai pályafutása az Országos Meteorológiai Szolgálathoz kötődik, de komoly szerepet vállal - tíz éven keresztül mint első elnökhelyettes - a Magyar Meteorológiai Társaság tevékenységében is. Elsősorban a Szlovák Meteorológiai Társasággal való kapcsolat kiépítésén munkálkodik. 1978-ban a Társaság Steiner Lajos emlékéremmel tünteti ki, majd 1988-ban a megtisztelő MTESZ díjban részesül. Szintén 1988-ban a Magyar Földrajzi Társaság tiszteleti tagjává választják. Rendszeresen részt vesz az ELTE meteorológus hallgatóinak műszaki tárgyú oktatásában.

Az emberek élete, munkája sohasem teljes. Az igazság különböző szemüvegen nézve más-más formában jelenik meg. Barát József esetében vitathatatlan, hogy az utóbbi évtizedek egyik meghatározó jelentőségű meteorológusa volt. Intézkedéseit mindig a jóhiszeműség, a fejlődésre való törekvés és nem utolsósorban az emberség jellemezte. Ezt köszönjük meg, és kívánunk neki egészséget, erőt és az eddiginél békésebb életet!

Mészáros E.

## A 21. Alpi Meteorológiai Konferencia (Engelberg, 1990. szept. 17-22)

Kétévente kerül megrendezésre a nyugat-európai országok egyik legnagyobb meteorológiai konferenciája, amely eredetileg az Alpok időjárás-módosító hatásával foglalkozott. Mostanára azonban egy olyan meteorológus seregszemplévé fejlődött, ahova Ausztráliából, az Egyesült Államokból sőt még Kínából is érkeznek résztvevők. 1990-ben a Svájci Meteorológiai Szolgálat rendezésében Engelbergben került sor a konferenciára.

Az első szekcióban a mérés technikai problémákkal foglalkoztak különös tekintettel a hegyvidéki automata meteorológiai állomásokra, amelyeknél a jegesedés jelentős problémát okoz. Ismertettek egy olyan eljárást, ahol a jegesedésnek kitett felületeknél teflon bevonatot alkalmaztak, és ezzel sikerült kivédeni a jéglerakódást. Itt hangzott el beszámoló a Doppler-radar mérésekről, a wind-profilberendezésekről, amelyeket Svájcban már az operatív munkában is alkalmaznak. Hallhattunk az alpi országok nemrégben indított légszennyeződésvizsgálattal kapcsolatos programjáról a POLLUMET-ről. Érdekes előadás hangzott el a hegyvidéki nyomásmérések és a tengerszínti nyomáskorrekció problémájáról.

A második szekcióban a szinoptikus és mezoszinoptikus skálájú objektív analízisekről és előrejelzésekről volt szó. Itt főként az alpi ciklogenésekről, valamint az orografikus áramlásmódosításról hallhattunk előadásokat. Az esettanulmányok készítésénél sokan használták a vizsgálat eszközüit az izentrop analízist. Az egyik legérdekesebb előadást Y. Sasaki professzor tartotta, és egy, a variációs elven alapuló kvázigeostrofikus modellel szimulálta az alpi lee-ciklogenezis lezajlását. A német meteorológusok az 1984. júliusi müncheni nagy jégesőről készítettek esettanulmányokat. (Ez a jégeső akkor igen nagy károkat okozott és nem sikerült előrejelezni. Szemmel láthatóan a német meteorológus társadalom még mindig nem tért napirendre az eset felett.) Ebben a szekcióban hangzott el a magyar előadás.

A harmadik szekció ülésain a lokális időjárásijelenségekről hangzottak el előadások. Itt esett szó a bóráról, annak modellezéséről és előrejelzésének lehetőségeiről. Több nagyon jól felkészült jugoszláv szakember is foglalkozott ezzel a témával. A helyi légmozgásokról, a hegy-völgyi szelekről, valamint azok turbulencia gerjesztő hatásáról amerikai szakemberek beszéltek. Ugyancsak az Egyesült Álla-

mokból érkezett J. Roads mutatott be egy olyan mezo-béta skálájú numerikus modellt, amellyel a tengeri-parti szél és a hegy-völgyi cirkuláció közös eredményeként Kalifornia nyugati partjainál létrejövő jelenséget a Santa Anna -t tudta modellezni. A szekció egyik legérdekesebb előadását hallhattuk az új-zélandi A. Sturman-tól, aki a szigetország keleti partjai mentén időnként kialakuló igen erős inverziós helyzetről beszélt, amely úgy jön létre, hogy a talajnál a tengerről fűjő hideg levegőt szállító parti szél és a Déli-Alpokról lecsapó fön találkozik, és légszennyezési szempontból igen veszélyes „hidegpárnát” hoz létre.

A negyedik szekció a planetáris határréteggel és a légszennyezéssel foglalkozott. Sabino Palmieri a savas esők gyakoriságának észak-olaszországi megnövekedéséről beszélt. Több előadó is említette, hogy az alpi térség meghatározott időjárási esetekben mennyire kedvező lehet a fokozott légszennyeződés és a savas esők kialakulására. W. Heintz svájci szakember a völgyi hidegpárnákban felhalmozódó szennyezőanyagok koncentrációját elemezte, és arról is beszélt, hogy ott az időjárási helyzet függvényében milyen levegőkémiai folyamatok zajlanak le. Itt hallhattuk, hogy Svájcban a légszennyeződés mértéke a hétvégén mindig magasabb, mint hétközben, mivel a tömegközlekedés és az áruszállítás legnagyobb része a villamosított vasúti, illetve városi tömegközlekedésen történik, lakosok csak a hétvégeken veszik elő az autójukat.

Az ötödik szekcióban a légkör sugárásháztartásával és felhőfizikai kérdésekkel foglalkoztak az előadók, illetve az orografikus felhőzet nedvesség-szállításával.

A hatodik és hetedik szekció ülésain az éghajlatkutatásról, hidrometeorológiáról, biometeorológiáról valamint glaciológiáról volt szó. Mind a klimatológusok, mind a glaciológusok bizonyítékokat hoztak az éghajlat melegedéséről, a gleccserek gyors iramú visszahúzódásáról. Hallhattunk még az éghajlat stabilitásáról, illetve arról, hogy miért van szükség az alpi országok orvometeorológiai szolgálatára.

A konferencia összességéről azt lehet mondani, hogy svájci pontossággal szervezett (és véghezvitt) napirend szerint történt minden. A résztvevők színvonalas előadásokat hallhattak az öt nap alatt.

Horváth Á.

# ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

## AN INTERNATIONAL JOURNAL

To promote the distribution of Atmospheric Environment „Időjárás” publishes regularly the contents of this important journal. For further information the interested reader is asked to contact Dr. P. Brimblecombe, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, U.K.

### PAPERS

Volume 24A Number 11

1990

- |  |      |   |
|--|------|---|
| A.S. Lefohn  | i    | Editorial: Global climate change  |
| T. Levander  | 2707 | The relative contributions to the greenhouse effect from the use of different fuels                           |
| Y. S. Chang, G. R. Carmichael, H. Kurita, T. Kitada and H. Ueda                            | 2715 | Diagnostic evaluation of the transport and gas chemistry components of the STEM-II model                      |
| T. Yoshikawa, F. Kimura, T. Koide and S. Kurita  | 2739 | An emergency computation model for the wind field and diffusion during accidental nuclear pollutants releases |
| R. C. Bales, R. A. Sommerfeld and D. G. Kebler   | 2749 | Ionic tracer movement through a Wyoming snowpack  |
| M. Amann   | 2759 | Recent and future development of emissions of nitrogen oxides in Europe                                       |
| G. M. Lovett and J. D. Kinsman   | 2767 | Atmospheric pollutant deposition to high elevation ecosystems   |
| D. M. De Faveri, A. Converti, A. Vidili, A. Campidonico and G. Ferraiolo                   | 2787 | Reduction of the environmental impact of coal storage piles: a wind tunnel study                              |
| G.J. Keeler, S. M. Japar, W.W. Brachaczek, R. A. Gorse Jr, J. M. Norbeck and W. R. Pierson | 2795 | The sources of aerosol elemental carbon at Allegheny Mountain   |
| D. J. Moschandreas, S. M. Relwani, K. C. Taylor and J. D. Mulik                            | 2807 | A laboratory evaluation of a nitrogen dioxide personal sampling device  |

W. H. McDowell, C. Ginés Sánchez, C. E. Asbury and C. R. Ramos Pérez	2813	Influence of sea salt aerosols and long range transport on precipitation chemistry at El Verde, Puerto Rico
A. Marengo, J. C. Medale and S. Prieur	2823	Study of tropospheric ozone in the tropical belt (Africa, America) from STRATOZ and TROPOZ campaigns
C. Rickel, B. Lamb, A. Guenther and E. Allwine	2835	An infrared method for plume rise visualization and measurement
P. Blanchard, P. B. Shepson, K. W. So, H. I. Schiff, J. W. Bottenheim, A. J. Gallant, J. W. Drummond and P. Wong	2839	A comparison of calibration and measurement techniques for gas chromatographic determination of atmospheric peroxy-acetyl nitrate (PAN)
D. Melas	2847	Sodar estimates of surface heat flux and mixed layer depth compared with direct measurements
Á. Molnár	2855	Estimation of volatile organic compounds (VOC) emissions for Hungary
L. H. J. M. Janssen, F.T.M. Nieuwstadt and M. Donze	2861	Time scales of physical and chemical processes in chemically reactive plumes
W. K. de Raat, G. L. Bakker and F. A. de Meijere	2875	Comparison of filter materials used for sampling of mutagens and polycyclic aromatic hydrocarbons in ambient airborne particles
<i>Discussions</i>		
J. Rudolph, Ø. Hov, N. Schmidbauer and M. Oehme	2889	Light hydrocarbons in the Norwegian Arctic
J.D. Rogers	2891	Infrared absorptivities and integrated band intensities for gaseous peroxyacetyl nitrate (PAN)
S.E. Schwartz and S. Kumar	2892	The characteristic time to achieve interfacial phase equilibrium in cloud drops

## SZERZŐINK FIGYELMÉBE

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámoló, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemle-kek 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 szerkesztő bizottság lektorál-tatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. A kéziratnak a következő formai igényeket kell kielé-gítenie:

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

**Összefoglalás:** Külön oldalakon, magyar és an-goll nyelven, tartalmazza a kutatás célját, módszerét és a kapott eredményeket.

**Szövegrész:** Alcímekkel értelemszerűen fejeze-tekre tagolandó.

**Irodalmi hivatkozások:** Szövegben a hivatko-zás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a pub-likálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1990), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleve-land* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Fo-lyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldal-szám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65-70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjele-nés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press, New York and Lon-don.

**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.

**Táblázatok:** A táblázatokat arab számozással, szövegükkel együtt, külön lapon kell mellékelni.

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

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

## NOTES TO THE AUTHORS

The purpose of IDŐJÁRÁS is to publish pa-pers in the field of theoretical and applied meteor-ology. 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 criti-cism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following for-mal 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 fol-lowed 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 meteorolog-ical 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 rel-evant captions.

**Mathematical formulas and symbols:** Non-Latin letters and hand-written marks should be ex-plained 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. Mészáros Ernő**  
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.  
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 135-3500  
Kiadja a Perfector KFT, Budapest, XIII., Visegrádi u. 110-112.  
Felelős kiadó: **Bodor András** ügyvezető igazgató