

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

89. ÉVF. ★ 3. SZÁM ★ 1985. MÁJUS—JÚNIUS

TARTALOM

Vasic, M.: A felszín nedvességtartalma előrejelzési módszerének felhasználása a légkör nedvességtartalmának parametrizációjában	121
Fekete Katalin—Popovics Mária: Magyarország diffúzióklimatológiai felmérése. 1. rész: A kevert réteg, a légköri stabilitás és a csapadékelfordulás	132
Horváth Ákos—Práger Tamás: Zivatarláncok dinamikája és előrejelezhetősége	141
Rákóczi Ferenc: Szélvektorok származtatása a mesterséges holdak vízgőzmérései alapján	161
Galló Vilmos: A hőtágulási tényezők szerepe a párolgásmérő kádak vízszintjének változásában	167
Böjti Béla: Viharjelzés a Balatonnál	173
Irodalom	180
Krónika	182

CONTENTS

Vasic, M.: Application of methods for the forecasting of surface moisture content in the parameterization of the moisture content of the atmosphere	121
Fekete, K.—Popovics, M.: Diffusion climatological surveying for Hungary. Part 1. The mixed layer, the atmospheric stability and the occurrence of precipitation	132
Horváth, Á.—Práger, T.: Study of the dynamics and predictability of squall-lines	141
Rákóczi, F.: Derivation of wind vectors from water vapor measurement of satellites	161
Galló, V.: The role of thermal expansion factors in the variations of water level of evaporation pans	167
Böjti, B.: Storm Warning Service at the lake Balaton	173
Literature	180
Chronicle	182

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 89. ★ NO. 3. ★ MAY—JUNE 1985. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

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

Egyes szám ára 50 Ft

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 3. szám. 1985. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 89. No. 3. May–June 1985. Budapest

Application of methods for the forecasting of surface moisture content in the parameterization of the moisture content of the atmosphere

VASIĆ, M.: *Hidrometeorological Institute of the Socialist Republic of Serbia, Gandijeva 117, 11070 N. Beograd, Yugoslavia*

A felszín nedvességtartalma előrejelzési módszerének felhasználása a légkör nedvességtartalmának parameterizációjában. A tanulmány célja a felszín változó nedvességtartalma, a felszín hőmérséklete és a légkör nedvességtartalma közötti összefüggés vizsgálata. A felhasznált egy-dimenziós modellben a felszín nedvességtartalmát mint függő változót, Deardorff 1977-ben javasolt egyenletével számoljuk ki. A számítások szerint, a tanulmányozott ötnapos periódusban, a felszín nedvességtartalmának csökkenése nem csak a párolgás sebességét befolyásolja, hanem megemeli a felszín hőmérsékletét is. A második napon a felszín hőmérséklete 2,5 °C-kal emelkedik a maximális felszíni hőmérséklethez képest, amely a telített talajra vonatkozik. Mivel a felszíni nedvességtartalom 0,45-ről 0,25-re csökken, a levegőben nem figyelhető meg a keverési arány csökkenése.

✱

Application of methods for the forecasting of surface moisture content in the parameterization of the moisture content of the atmosphere. The purpose of this work is to study the effect of variable surface moisture content on the surface temperature and also on the mixing ratio in the atmosphere. In the one-dimensional model used the equation proposed by Deardorff (1977) is taken for calculating the surface moisture content as a dependent variable. The calculations show that, during the five day period studied, the decrease in surface moisture content effects not only the evaporation rate, but also causes an increase in surface temperature. On the second day the maximum surface temperature increases by 2.5 °C in relation to the maximum surface temperature when the surface soil is constantly saturated with moisture. Since the surface moisture content decreases from the value of 0.45 in the beginning to 0.25 at the end, a more perceptible decrease in the mixing ratio in the atmosphere is not obtained.

✱

Introduction. Research on soil moisture content is of complex importance not only to numerical models of the atmosphere but also when using the results of these models. Soil moisture in weather prediction has in recent years become exceedingly significant. In practical use (for example in agronomy) it is superfluous to point out the importance of soil moisture.

Therefore, the purpose of this work is to study the effect that variable moisture content in the soil has on the surface soil temperature and on the mixing ratio in the atmosphere, which most accurately determines the amount of water vapor present.

In this case, part of Rakovec's (1978 and 1981) original numerical model of the atmospheric boundary layer was used since it gives the soil tem-

perature as a dependent variable. In this model, for calculating values, *Mellor* and *Yamada's* (1974) turbulent closure method was used, with the so-called second degree closure. *Bhumralkar's* (1976) method was used for calculating the temperature of the soil.

Deardorff's (1977) equation was taken for the prediction of surface moisture content as dependent variable. In contrast to *Rakovec's* model (1981) a different and more efficient method, described in a book by *Richtmyer* and *Morton* (1976), was used here for the numerical calculation of the mean mixing ratio in the atmosphere.

List of symbols

A_1, A_2	– empirical constants	ω	– frequency of temperature wave
$A(L)$	– function of dimensionless parameter L	P	– precipitation rate at soil surface
α	– constant	p	– pressure
α_w	– empirical constant evaporation from soil surface	P_r	– turbulent Prandtl number (0.74)
B	– Bowen ratio	Ψ	– capillary water potential
B_1, B_2	– empirical constants	q	– velocity scale
$B(L)$	– function of dimensionless parameter L	q_w	– saturation specific humidity
C_1, C_2	– empirical constants	R_f	– Richardson flux number
$C(L)$	– function of dimensionless parameter L	Ri	– Richardson number
C_g	– soil volumetric heat capacity	R_w	– water vapor constant
C_p	– air specific heat	ρ_0	– air density
D	– depth of planetary boundary layer	ρ_w	– water soil density
d_1	– depth of soil	S_H	– function of stability
d_1'	– depth of soil to which the diurnal moisture cycle extends (here taken as 0.1 m)	\bar{s}	– mixing ratio
d_2'	– depth of soil below which moisture transport is ignored (here taken as 0.5 m)	s	– mean mixing ratio
E_g	– evaporation rate from soil surface	s'	– fluctuating mixing ratio
e_w	– saturated water vapor pressure	s_w	– saturated mixing ratio
g	– gravitational constant	s_*	– friction mixing ratio
γ_1, γ_2	– empirical constants	T	– air temperature
γ_G	– soil heat flux	T_b	– bulk soil temperature
γ_H	– air sensible heat flux	T_g	– soil temperature
γ_{LE}	– air latent heat flux	t	– time
Γ	– function of Richardson's flux number	Δt	– time step
h	– surface relative humidity	τ	– diurnal time period
k	– von Karman constant (here taken as 0.40)	Θ	– potential temperature
L	– atmospheric level number	Θ_*	– friction potential temperature
λ_g	– soil heat conductivity	u	– velocity in the α (eastward) direction
l	– length parameter	u_*	– friction velocity
l_0	– turbulent field scale	$VH(L)$	– functions of dimensionless
n	– time level number	$VHP(L)$	parameter L
		w'	– fluctuating component velocity in the z (vertical) direction
		W_b	– bulk moisture content
		W_g	– soil – surface moisture content
		W_{max}	– field capacity moisture content
		W_{sat}	– saturated moisture content
		z	– vertical direction
		z_0	– roughness length of bare soil

1. Model for the numerical prediction of surface moisture content

It is very important to know the surface moisture content as well as the surface temperature when determining the lower boundary conditions for nearly all the prediction models that deal with the surface boundary layer.

Since a greater part of the vertical movement of moisture in the soil can be explained by the process of diffusion, the equation for surface moisture content can be, according to *Deardorff* (1977), written as

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = C_1 \frac{(E_g - P)}{\rho_w d_1} - C_2 \frac{(W_g - W_b)}{\tau}, \quad 0 \leq W_g \leq W_{\max} \quad (1)$$

The surface moisture content W_g is given here as the volume of water divided by the volume of a thin surface layer of soil, while W_b is the bulk, i.e. the mean moisture content of the upper 0.5 m of soil. W_{\max} is the field water capacity of the soil or the highest volume of water the soil can conserve under the condition that the underground water level is deep enough to prevent capillary moisturizing of the soil. d_1 is depth to which the diurnal moisture cycle extends (here taken as 0.1 m) and τ is diurnal time period (1 day).

The first term on the right-hand side of equation (1) shows either dehydration of surface soil or moisturizing if heavy precipitation occurs. In the situation when surface soil is dry enough and there is no precipitation, the second term on the righthand side of the mentioned equation tries, in an exponential way, to restore the surface moisture content W_g .

It is necessary now to determine as well as possible the rate of evaporation from bare surface soil and also the non-dimensional constants C_1 and C_2 .

Evaporation E_g is calculated using Bowen's relation (*Priestley and Taylor, 1972*)

$$B = \frac{1}{\alpha_w \partial q_w / \partial T} - 1 \quad (2)$$

where the empirical constant α_w for surface soil evaporation and air saturation specific humidity q_w , according to *Priestley and Taylor (1972)*, are given by

$$\alpha_w = 1.26 W_g / W_{\text{sat}} \quad (3)$$

$$\partial q_w / \partial T = 2.67 + 0.011 T_g \quad (4)$$

The latent heat flux (γ_{LE}) can be written: $\gamma_{\text{LE}} = \gamma_{\text{H}} / B$. (5)

while the sensible heat flux γ_{H} (*Rakovec, 1978*) is calculated by

$$\gamma_{\text{H}} = -k \rho_0 c_p u_* \Theta_* \quad (6)$$

In equation (6) speed and temperature friction function, i.e. u_* and Θ_* which are calculated in the atmospheric boundary layer model by integration with the following equations that apply for neutral atmosphere (*Rakovec, 1981*).

$$\partial \ddot{u} / \partial z = u_* / kz \quad (7)$$

$$\partial \Theta / \partial z = P_r \Theta_* / z \quad (8)$$

The value of non-dimensional constant C_1 in equation (1) depends on the value chosen for d_1 and also on the characteristics of the soil, while non-dimensional constant C_2 , in the same equation, depends little on the depth with which the bulk moisture content is determined.

Up till now, unfortunately, only a small part of the long series of exper-

imental data that Jackson (*Deardorff*, 1977) collected from an area of bare soil in Arizona is known.

Using the mentioned experimental data *Deardorff* (1977) calculated the non-dimensional constant C_1 and C_2 by

$$C_1 = \begin{cases} 0.5, & W_g/W_{\max} \geq 0.75 \\ 14 - 22.5 (W_g/W_{\max} - 0.5), & 0.15 < W_g/W_{\max} < 0.75 \\ 14, & W_g/W_{\max} \leq 0.15 \end{cases} \quad \begin{matrix} \text{(a)} \\ \text{(9) (b)} \\ \text{(c)} \end{matrix}$$

$$C_2 = 0.9. \quad (10)$$

As shown in equation (9), for non-dimensional constant C_1 , dehydration of surface soil is divided into three stages. When C_1 has the value of 0.5 evaporation is equal to potential evaporation, i.e. evaporation from the surface when the surface moisture content is greater than or equal to saturated moisture content. In the second stage evaporation is limited by the transfer of moisture from deeper layers of the soil to the surface. Evaporation in the third stage is determined only by the absorption and transfer of water vapor in the soil. Besides equation (1) an equation for the prediction of bulk moisture content can be written on the basis of the equation for continuity for the liquid part of the soil (*Deardorff*, 1977)

$$\partial W_b / \partial t = -(E_g - P) / \rho_w d_2' \quad (11)$$

where $d_2' = 0.5$ m since beneath this depth moisture transfer becomes insignificant. According to *Deardorff* (1977), for a period of several days, it is not necessary to use this equation since bulk moisture content changes very slightly through time. Using *Matičić's* (1970 and 1977) observations, the soil (Europe) may contain at most 54% moisture, be saturated at 45%, and have its bulk moisture at 30%, which means

$$W_{\max} = 0.54, W_{\text{sat}} = 0.45, W_b = 0.30.$$

The surface moisture content was calculated using equation (1) while constants C_1 and C_2 were given by equation (9) and (10). During the calculating period of five days it was assumed that no precipitation occurs. 0.5 was taken as the initial value for moisture content which means that dehydration of soil was observed immediately after rainfall. A forward scheme with a time step of 15 min was used for calculating the bare surface soil moisture content.

2. Numerical calculation of equations for the mean mixing ratio in the atmosphere

It is important to establish how the mean mixing ratio in the atmosphere changes with time since the mixing ratio flux changes with altitude in the absence of advection and diffusion and in the neutral case. Therefore, the equation for moisture diffusion in the atmosphere (*Munn*, 1966) is given by

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w's'} \right) \quad (12)$$

A system of equations closed in the second order were used for calculating the mixing ratio flux (*Yamada* and *Mellor*, 1975)

$$q\overline{s'^2} / \Lambda_2 = \overline{w's'} (\partial \bar{s} / \partial z), \quad (13)$$

$$-\overline{w's'} = lq\tilde{S}_H(\partial\overline{s}/\partial z). \quad (14)$$

The lower boundary condition, when $z \rightarrow z_1$ was given by

$$\overline{s_2} - \overline{s_1} = s_* P_1 \ln(z_2/z_1). \quad (15)$$

The mixing ratio scale s_* in the atmosphere calculated in equation (15) was needed for calculating the mixing ratio flux on the first level of the atmosphere

$$(-\overline{w's'})_{z=z_1} = ku_* s_* \quad (16)$$

The upper boundary condition, when $z \rightarrow \infty$ was given by

$$(-\overline{w's'}) = 0. \quad (17)$$

The model of the second order was taken here since *Mellor and Yamada* (1974) and *Yamada* (1976) have shown that it is significant and successful with the neutral boundary layer.

The substitution of mixing ratio flux from equation (14) to equation (12) gives

$$\frac{\partial \overline{s}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(lq\tilde{S}_H \frac{\partial \overline{s}}{\partial z} \right). \quad (18)$$

Blackadar's formulations (*Blackadar*, 1962) were used here for the parameter of length l and the turbulent field scale l_0

$$l = \frac{kz}{1 + kz/l_0}, \quad (19)$$

$$l_0 = 0.1 \int_0^h qz dz / \int_0^h q dz. \quad (20)$$

Values given by *Mellor and Yamada* (1974) and *Yamada* (1976) which were obtained from data for turbulence in the neutral state, were used for the stability function \tilde{S}_H as well as for the constants which function within it:

$$\tilde{S}_H = 3A_2(\gamma_1 - \gamma_2 I'), \quad (21)$$

$$\gamma_1 = 1/3 - (2A_1/B_1), \quad (22)$$

$$\gamma_2 = (B_2/B_1) + 6A_1/B_1, \quad (23)$$

$$I' = R_f/(1 - R_f), \quad (24)$$

$$A_1 = A_2 = 0.78, \quad B_1 = 1.50, \quad B_2 = 8.0. \quad (25)$$

Richardson's flux number R_f was also taken from the work of *Mellor and Yamada* (1974):

$$R_f = 0.725 (R_1 + 0.186 - \sqrt{R_1^2 - 0.316R_1 + 0.345}). \quad (26)$$

For the calculation of equation (18) it was necessary in same way to determine the distance z where the calculating levels are defined. For that purpose it was taken that z increases, exponentially to some operational level and the increases linearly to the altitude of 3500 m. For the thick net of operational points along the vertical direction at least ten operational levels are considered to be needed in the atmospheric boundary layer. In this work twenty operational levels were taken, including the levels on which the upper and lower boundary conditions were defined. It is assumed that at levels $z(L)$, ($L=2, \dots, 19$) the gradient for the mixing ratio \overline{s} and the mean values

$lq\bar{S}_H$ are known, and at levels labelled $ZZ(L)$, ($ZZ(L)=[Z(L+1)-Z(L)]/2$), the values of s and $lq\bar{S}_H$. A "leap frog" scheme was chosen for time derivatives because of its simplicity. However, for space derivatives a scheme with non-central differences in space (Mesinger, 1976) was used. Therefore, equation (15) can be written as:

$$-A(L)\bar{s}(L+1)^{n+1} + B(L)\bar{s}(L)^{n+1} - C(L)\bar{s}(L-1) = O\bar{s}(L)^n \quad (27)$$

where coefficients $A(L)$ and $C(L)$ depend on the coefficients for moisture diffusion in the atmosphere ($lq\bar{S}_H$) at levels $L-1$, and $L+1$, while coefficient $B(L)$ also depends on the time step Δt . The term $O\bar{s}(L)^n$ cannot be placed on the left-hand side of equation (27) but is calculated in an explicit way. Using a method described in a book by Richtmyer and Morton (1976), solution of equation has the form:

$$\bar{s}(L)^{n+1} = VH(L)\bar{s}(L+1)^{n+1} + VHP(L), \quad (28)$$

with coefficients $VH(L)$ and $VHP(L)$ by

$$VH(L) = \frac{A(L)}{B(L) - C(L)VH(L-1)} \quad (29)$$

$$VHP(L) = \frac{C(L)VHP(L-1) + O\bar{s}(L)^n}{B(L) - C(L)VH(L-1)}. \quad (30)$$

By determining the appropriate initial values for $VH(L)$ and $VHP(L)$ that will satisfy the lower boundary condition for the mixing ratio in the atmosphere, all necessary values can be calculated for coefficients $VH(L)$ and $VHP(L)$ when $L=2, \dots, 19$ for the first step in time. When transferring these values to equation (28) the mixing ratio at level $L=19$ can be calculated, starting from the mixing ratio value that is known at level $L=20$, which is given by some upper boundary condition. The same procedure was repeated when calculating the mixing ratio at all other levels in subsequent time steps.

3. Experimental testing

The experimental test of the results effectiveness in calculating the occurrences in the atmospheric boundary layer starts from a system of equations that were composed of the mean mixing ratio equation (18), with the appropriate initial and boundary conditions, and the equation for turbulent characteristics of the atmosphere (13) and (14), with the boundary conditions (15) and (17). The surface moisture content was calculated using equation (1), while the surface soil temperature was given by the original Bhumralkar's (1975) equation:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{1}{c_g d_1} \left[\gamma_G - \left(\frac{\omega \lambda_g c_g}{2} \right)^{1/2} \left(\frac{1}{\omega} \frac{\partial T_g}{\partial t} + T_g - \bar{T} \right) \right]. \quad (31)$$

The heat flux in the soil γ_G was calculated using Rakovec's equation (Rakovec, 1978 and 1980), but the heat conductivity of the soil λ_g as well as the soil's heat volumetric capacity C_g were, according to Matičič (1970), given by:

$$\lambda_g = (0.5 + 10W_g) J m^{-1} s^{-1} k^{-1}, \quad (32)$$

$$c_g = (1.62 + 4.2W_g)MJm^{-3}k^{-1} \quad (33)$$

A backward scheme was used for calculating equation (31), with a time step of 15 minutes and the season chosen was summer. As an initial condition it was given that at the first level the mixing ratio in the atmosphere is equal to the mixing ratio of saturated air and then decreases with altitude in accordance with the exponential law.

The lower boundary condition was given using the assumption of con-

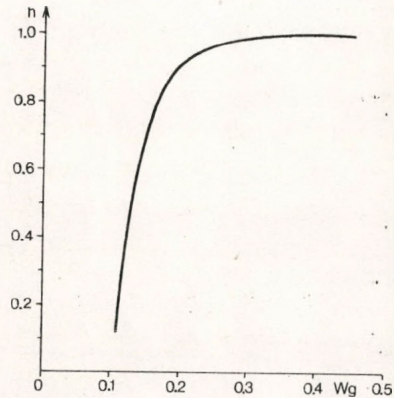


Fig. 1: Surface relative humidity h as function of ground-surface moisture content W_g . 1. ábra: h felszíni relatív nedvesség és a talajfelszín nedvességtartalma W_g közötti kapcsolat

stancy of the mixing ratio flux in the lower part of the atmospherical boundary layer:

$$s(1) = hs_w + ku_*s_*[zzD(1) - z_0]/lq\tilde{S}_H(1), \quad (34)$$

where s_w is saturated mixing ratio at the height of the roughness length of bare soil z_0 and the relative humidity at the same altitude.

Mixing ratio s_w was given by (Munn, 1966):

$$s_w = 0.622 \frac{e_w}{p - e_w} \quad (35)$$

where saturated water vapor pressure e_w is calculated using the Clausius-Clapeyron's equations.

Relative humidity was given by Phillip's (1957) equation:

$$h = \exp(g\psi/R_wT_g), \quad (36)$$

and the capillary water potential ψ by Sasamori's relation (Sasamori, 1970):

$$\psi = -\alpha W_g^{-n} \quad (37)$$

where α and n are coefficients that depend on the type of soil.

Values for coefficients α and n were taken for the black clay soil type (Nappo, 1975) which were then used for obtaining relative humidity values, whose graphic survey is shown in Fig. 1.

From the results shown in Fig. 1 it is seen that in the interval when the moisture content is between 0.45 and 0.30 the surface relative humidity is equal to 1.00, and in the interval between 0.30 and 0.20 the relative humidity falls only to 0.90. In the intervals between 0.20 and 0.10 the relative humidity falls fastly, and when the moisture content is 0.11 or lower, when the soil is

completely dry (Matičič, 1970), the relative humidity is equal to only 0.12. The results obtained from calculating the surface moisture content are shown graphically in Fig. 2. It is seen on Fig. 2 that during the first day the surface moisture content decreased by 22.2% in relation to the surface moisture content when the surface soil is saturated with water. During the second day it decreased by another 11.8%, which corresponds to the results collected by Deardorff (1977).

During the third day, however, the moisture content fell by a further 5.7%, which means that as the calculating period continues the decrease in surface moisture content lessens, too. On the fourth day the decrease

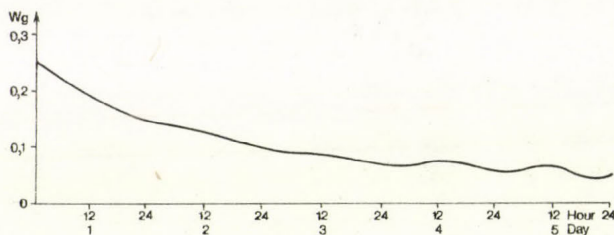


Fig. 2: Predicted values of W_g (ground-surface moisture content). 2. ábra: A talajfelszín nedvességtartalmának W_g előrejelzett értékei

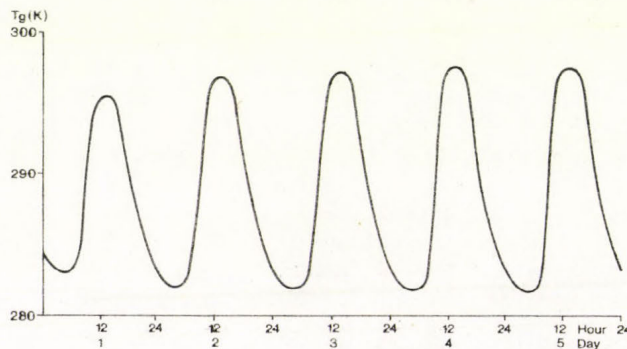


Fig. 3: Predicted values of T_g (ground surface temperature). 3. ábra: A talajfelszín hőmérsékletének T_g előrejelzett értéke

in moisture content reached 2.2%, and on the fourth day the decrease in moisture totaled only 0.9%. It is probable that for a period of more than five days the value of surface moisture content would remain practically unchanged.

In Fig. 2 it is also seen that during the night and early morning hours of the fourth and fifth day a slight increase in the moisture content occurred and that it decreased somewhat faster during the afternoon hours of the same days. Deardorff (1977), for the mentioned days, obtained a more pronounced flow of moisture for a certain type of bare soil in Arizona (adelanto loam). According to Deardorff (1977), the increase in moisture content during the night on bare surface soil was more likely caused by the transfer of moisture from deeper layers of the soil than by dew.

The effects of the decrease in surface moisture content were less evaporation and an increase in surface soil temperature. The results (Fig. 3) show that maximum surface soil temperature increased, on the first day, by 1.1°C in relation to maximum soil temperature at constant moisture content, which is equal to 0.45. The maximum surface soil temperature on the second day increased by another 1.4°C in relation to the maximum temperature of the first day. The slight moisture decrease during the third, fourth, and fifth day

resulted in a slight increase in surface soil temperature. The maximum surface temperature on the third day increased by only 0.5°C in relation to the maximum temperature of the second day.

In *Fig. 4*, the profiles of the mixing ratio in the lower part of the atmospheric boundary layer are shown for every six hours of the first day. During the night and morning hours there was an increase in the mixing ratio at all altitudes. At noon, when evaporation reaches its peak, the atmosphere contained the most water vapor. The mixing ratio in the atmosphere changed from 12.3 gr/kg at the of 3.9 m to 5.0 gr/kg at 1125 m, and at 3500 m the mixing ratio was equal to 1.8 gr/kg. In the afternoon and night hours the mixing ratio

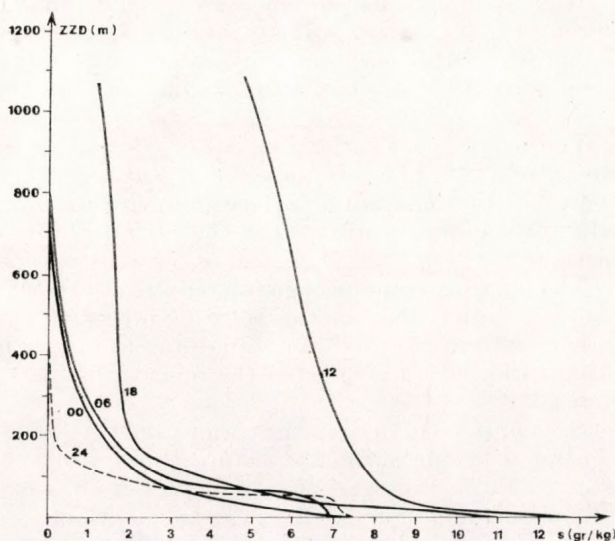


Fig. 4: Predicted values of s (mixing ratio). *4. ábra*: Az s keverési arány előrejelzett értékei

decreased rapidly with altitude in a layer to the height of 100 m, and from there it fell gradually towards zero. The results of the mixing ratio on the second, third, fourth and especially fifth day do not differ much from those of the first day. This can be explained by the decrease for surface moisture content during the five day period from 0.45 to 0.25 (*Fig. 2*) which caused a minimum decrease in relative humidity on the roughness length bare soil z_0 (*Fig. 1*). This means that the more important term $s_w \cdot h$ in equation (34) changes insignificantly from day to day.

4. Conclusion

In this work attention has been centered mostly on the effect that variable surface moisture content has on the mixing ratio in the atmosphere. For that purpose, the moisture content was given by *Deardorff's* (1977) equation, which includes the coefficients C_1 and C_2 , for a certain type of bare soil Arizona (*Deardorff*, 1977). It was assumed that during the five day period no surplus precipitation occurred, i.e. that the surface moisture content changed only under the influence of evaporation and the term for the "restore" of moisture. The results obtained here, for a type of bare soil called black clay, correspond

with Deardorff's (1977) but only for the first two days of calculation.

On the third, fourth, and fifth day the decrease in surface moisture content was very slight, so that on the fifth day it was equal to only 0.9% (Fig. 2).

The daily variation in surface moisture content obtained here corresponds with the daily variation in Deardorff's (1977) results. Fig. 2 shows a slight increase in surface moisture content during the night and early morning hours of the fourth and fifth day, which fell somewhat faster during the afternoon hours of the same days. According to Deardorff (1977), the increase in surface moisture content was more likely caused by the transfer of moisture from deeper layers of the soil than by dew.

Higher quality measurements of surface and bulk moisture content for different types of bare soil are needed for the results obtained here to be more precise. Also the non-dimensional constants C_1 and C_2 must be more precisely defined so that their values can be representative for different types of soil.

The decrease in surface moisture content caused not only a decrease in evaporation but also an increase in surface temperature (Fig. 3). On the second day the maximum surface temperature increased by 2.5°C in relation to the surface temperature when the surface soil is constantly saturated with moisture.

The mixing ratio was predicted to study when effect variable surface moisture content has on the state of moisture in the atmosphere. Phillip's (1957) equation was used in determining the lower boundary condition for the mixing ratio, which connected the relative humidity with the capillary water potential.

Sasamori's (1970) relation was used in connecting the capillary water potential ψ to the surface moisture content W_g , where constants α and n , that depend on the type of soil. Values from a black clay soil type (Nappo, 1975) were taken for calculating the mentioned constants. In the five day period of observation it was established that the surface moisture content decreased from its value of 0.45 in the beginning to 0.25 at the end of the period. This may be the reason why a greater decrease in the mixing ratio in the atmosphere was not obtained. For a more correct observation of the dehydration of surface soil and its effect on the state of moisture in the atmosphere, it is necessary to have the experimental values of constants α and n for different locations and types of bare soil.

REFERENCES

- Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical experiments of the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteorol.* 14, 1246-1258.
- Blackadar, A. K., 1962: The vertical distribution of wind and exchange in neutral atmosphere. *J. Geoph. Res.* 67, 3095-3102.
- Deardorff, J. W., 1977: A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteorol.* 16, 1182-1185.
- Matičič, B., 1970: Vodoretencijske lastnosti nekaterih tal v Sloveniji. *Zbor. Biotehn. Fak. XVII*, Ljubljana, 67-76.
- Matičič, B., 1977: *Evapotranspiration studies on different crops and irrigation water requirements*. Final Technical Report 480. Biotechnical Faculty University of Ljubljana, 221 pp.
- Mellor, G. and Yamada, T. 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmosph. Sci.* 7, 1791-1806.
- Mesinger, F., 1976: *Dinamička meteorologija. Metode i problemi numeričkog rešavanja jednačina kretanja*. Gradj. knjiga, Beograd.
- Munn, R. E., 1966: *Descriptive micrometeorology*. Academic Press, New York.

- Nappo, J. C.*, 1975: Parameterization of surface moisture and evaporation rate in a planetary boundary layer model. *J. Appl. Meteorol.* 3, 269–296.
- Phillip, J. R.*, 1957: Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteorol.* 17, 354–366.
- Priestly, C. H. B.* and *Taylor, R. J.*, 1972: On the assessment of surface heatflux and evaporation using large-scale parameters. *Month. Weath. Rev.* 100, 81–92.
- Rakovec, J.*, 1978: *Jednodimenzionalni model za odredjivanje prizemne temperature*. Federal Hydrometeorological Institute, Belgrad, 25 pp.
- Rakovec, J.*, 1981: *Parametrizacija planetarnog graničnog sloja pomoću hipoteze o zatvaranju*. University of Ljubljana, 40 pp.
- Richtmyer, I.* and *Morton, K.*, 1976: *Difference method for inicial value problems*. Second Edition. J. Walley and Sons, New York.
- Sasamori, T.*, 1970: A numerical study of atmospheric and soil boundary layers. *J. Atmosph. Sci.* 8, 1122–1137.
- Yamada, T.* and *Mellor, G.*, 1975: A simulation of the wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmosph. Sci.* 13, 2309–2329.
- Yamada, T.*, 1976: On the similarity function A, band C of the planetary boundary layer, *J. Atmosph. Sci.* 5, 781–793.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 3. szám. 1985. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 89. No. 3. May–June 1985. Budapest

Magyarország diffúzióklimatológiai felmérése. 1. rész: A kevert réteg, a légköri stabilitás és a csapadékelfordulás

FEKETE KATALIN, POPOVICS MÁRIA, Központi Légtérfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39

Diffusion climatological surveying for Hungary. Part 1. The mixed layer, the atmospheric stability and the occurrence of precipitation. For the simulation of regional scale air pollution processes, methodology to prepare diffusion climatological input was elaborated. By using these methods one year of data of the mixed layer, stability parameter and occurrence of precipitation $\geq 0,1$ mm/h, were prepared, and the climatological characteristics evaluated.

✱

Magyarország diffúzióklimatológiai felmérése. 1. rész: A kevert réteg, a légköri stabilitás és a csapadék elfordulása. Szerzők a regionális léptékű légszennyeződési folyamatok szimulálásához szükséges diffúzióklimatológiai input – rutin meteorológiai adatokból történő – előállítására módszereket dolgoztak ki. A módszerrel előállították a kevert réteg, a stabilitási index és a $\geq 0,1$ mm h⁻¹ csapadékinтенzitás gyakoriságának egy évi adatsorát, majd elemezték ezek sajátosságait Magyarország térségében.

✱

Bevezetés. A légkörbe bocsátott szennyező anyagok – komplex légköri mechanizmus, a transzmisszió hatására – elszállítódnak, szóródnak, átalakulnak, ill. kikerülnek a légkörből. Ez a folyamat a transzmissziós tényezőkkel írható le; ilyenek a levegőátvitel mértéke, a kevert réteg vastagsága, a turbulens szóródás és a kikerülés mértéke. A transzmissziós tényezők különböző éghajlati elemek, mint a felszínközeli és magassági szélirány és szélesebesség, a léghőmérséklet és függőleges gradiense, a csapadék elfordulása, ill. intenzitása stb. hosszú sorozatú adatainak és együttes gyakorisági értékeinek speciális, diffúzióklimatológiai feldolgozásával határozhatók meg.

A légszennyeződés folyamatainak térbeli kiterjedése szerint megkülönböztetünk lokális, regionális, kontinentális és globális léptékű folyamatokat. Ezeket a folyamatokat *Szepesi* (1980) definiálta és foglalta rendszerbe. Ennek során tisztázta, hogy a különböző léptékű szennyeződési folyamatokat egymástól eltérő transzmissziós sajátosságok jellemzik. Ezért vizsgálatuk módszerét – mint a klimatológiában törvényszerű – léptékükkel összhangban kell megválasztani. Az áramlási viszonyok pl. lokális léptékű folyamatnál a felszínközeli széladatokkal jellemezhetők, de regionális folyamatok esetén már a magassági széladatokból nyert áramlási mezőket kell figyelembe venni. Az említett vizsgálatok a transzmisszió egyes tényezőinek fontossági sorrendjét is tisztázták, a szennyeződési folyamat mérete, a források jellege (magas, területi forrás stb.) és a topográfiai, ill. domborzati viszonyok (sík terület vagy hegyvidék, város vagy vidéki terület) figyelembevételével.

A légszennyeződés folyamatának három tényezője az emisszió, a transz-

misszió és az immisszió között a meteorológiai szimulációs modellek, ill. az ezekből származtatott operatív számítási módszerek teremtenek összefüggést. Hazai számítási módszerek, amelyek egyben elfogadott, hatályos, országos magyar szabványok is, már valamennyi szennyező forrástípusra – pont, területi (felületi), vonal- és összetett forrás – kidolgozásra kerültek. Széles körű alkalmazásukhoz azonban hiányoznak a hosszú sorozatú, országos diffúzió-klimatológiai adatok.

Ezért szükségessé vált az éghajlati adatsoroknak a transzmissziós tényezők meghatározására alkalmas diffúzió-klimatológiai feldolgozása. Ehhez az adatfeldolgozás új módszereit kellett kidolgozni, a régebbi módszereket pedig átalakítani, hogy a jelenlegi céloknak megfeleljenek. Elsőként a regionális léptékű légszennyeződési folyamat három lényeges transzmissziós tényezője: a kevert réteg vastagsága, a stabilitási index és a $\cong 0,1 \text{ mm h}^{-1}$ csapadék-intenzitás gyakorisága hosszú sorozatú, rutin meteorológiai adatokból történő meghatározásának módszerét dolgoztuk ki, majd a módszer segítségével előállított egy évi input adatsorok jellegzetességeit mutatjuk be.

1. A kevert réteg vastagsága

A kevert réteg a felszínközeli határréteg, amelyben a légszennyező anyagok viszonylag gyorsan és egyenletesen átkeverednek. E réteg sajátosságait a légrétegződés és a felszín érdessége határozza meg. Az átkeveredést a termikus konvekció és a mechanikus turbulencia okozza, amelyeket a felszín felmelegedése, ill. a légáramlás turbulens volta idéz elő. A kicserélődési folyamat során a termikus és a mechanikus hatások gyakran egyidőben fordulnak elő, azonban a légköri feltételektől függően az egyik vagy másik túlsúlyra juthat. A termikus hatás meleg nyári nappalokon, a mechanikus pedig szeles éjszakákon tipikus.

Légszennyezettségi vizsgálataink során a kevert réteg sajátosságaival másfél évtizede foglalkozunk (*Gubola*, 1969). Kezdetben csak a napi maximális és minimális értéket határoztuk meg, *Holzworth* (1964) módszerét alkalmazva. Ehhez a léghőmérséklet függőleges gradiensének és a felszínközeli léghőmérsékletnek az adatait használtuk. A módszert később továbbfejlesztettük (*Szepesi et al.*, 1977), és a kevert rétegvastagság napi menetét is meghatároztuk, különböző módszerek összetételéből. A maximumot továbbra is *Holzworth* módszerével becsültük, azonban az éjszakai órákra az antropogén hőemisszió hatását is figyelembe vettük *Summers* (1973) módszerével. A nappali órák értékeit pedig *Ludwig* (1970) interpolációs képletével számoltuk, a léghőmérséklet napi menete szerint.

Regionális léptékű szennyeződési folyamatok vizsgálatára fent említett korábbi módszerünk nem alkalmazható, mivel éjszaka csak a sűrűn beépített területek felett kialakuló kevert rétegre ad információt, ill. a mechanikus turbulencia hatását nem tartalmazza.

A külföldi szakirodalomban található olyan módszerek, amelyekkel rutin meteorológiai adatok felhasználásával, a mechanikus turbulencia hatására létrejövő kevert rétegvastagság becsülhető. Ilyen a *Benkley és Schulman*-féle módszer (1979), amelynek megfelelőségét akusztikus radar és rádiószonda adatok statisztikai összehasonlításával igazolták. Idézett szerzők a mechanikus turbulencia hatására keletkező kevert réteg vastagságát (Z_t, m) az alábbi kifejezéssel határozzák meg:

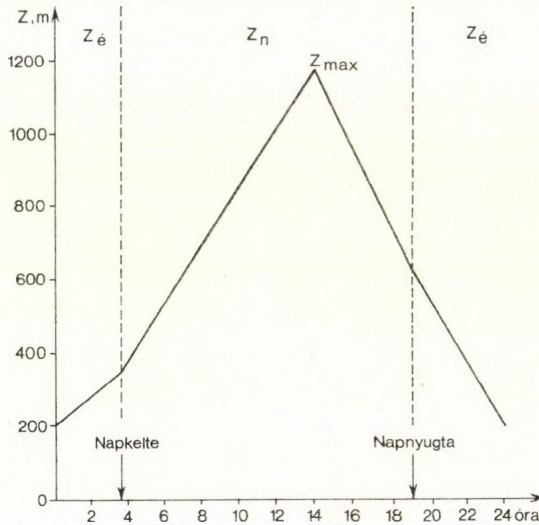
$$Z_t = 0,185 (u_*/f) \quad (1)$$

ahol u_* a súrlódási sebesség, m/s; f a Coriolis paraméter, s^{-1} . Ha a szélprofil logaritmikus, a Kármán-féle állandó = 0,35 és a Coriolis paraméter = $10^{-4} s^{-1}$, sík, nyílt terület esetén az u^* súrlódási sebesség és az u felszínközeli szélesség

hányadosa = 0,071 (MSZ, 1980). Így hazai viszonyokra a mechanikus turbulencia által okozott kevert réteg vastagsága

$$Z_t \approx 131 u, \quad (2)$$

ahol u a felszínközeli szélesség, m/s. Benkley és Schulman a termikus kon-



1. ábra: A Z kevert réteg vastagságának napi menete. Z_{\max} = maximális vastagság, Z_e = napnyugtától napkeltéig, Z_n = napkeltétől napnyugtáig. Fig. 1: Daily march of mixed layer depth, Z . Z_{\max} = Maximum mixed layer depth, Z_e = from sunset to sunrise, Z_n = from sunrise to sunset

vekció által létrehozott kevert réteg vastagságának meghatározására Holzworth módszerét alkalmazza. Ha egyidejűleg mindkét keveredési mechanizmus hat, a nagyobb értéket veszik.

A fenti eljárás túlnyomóan reális adatokat szolgáltat, de talajmenti, ill. talajközeli inverzió esetén, vagy egyes szeles, téli napokon túlbecsüli a kevert réteg vastagságát. Ennek figyelembevételével regionális léptékű szennyeződési folyamatokra, a Z kevert réteg vastagságának napi menetét – amely sematikusán ábrázolva az 1. ábrán látható – a következők szerint határozzuk meg:

a) *Kevert réteg napi maximális vastagsága (Z_{\max})* (Holzworth módszere)
A 06 GMT-kor kialakult léghőmérsékleti profil és a felszínközeli maximális léghőmérsékletből kiinduló száraz adiabata metszéspontjához tartozó talajszint feletti magasság.

b) *Napnyugtától napkeltéig (Z_e)*

b.1) Ha az alsó 300 m vastagságú légréteg stabilis, vagy izoterm:

$$Z_e = 100, \quad (3)$$

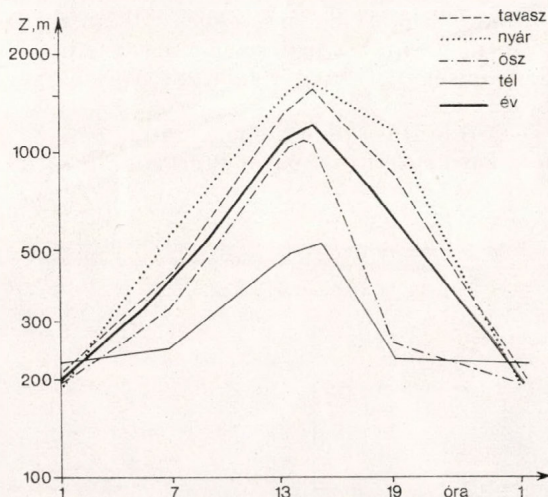
b.2) Egyébként: $Z_e = 131 u$. (4)

c) *Napkeltétől napnyugtáig a kevert réteg óránkénti vastagsága (Z_u)* (Ludwig módszere)

$$Z_n = \frac{T_n - T_{\min}}{T_{\max} - T_{\min}} (Z_{\max} - Z_{\epsilon}) + Z_{\epsilon}, \quad (5)$$

ahol T_n a vizsgált óra léghőmérséklete, °C; T_{\max} és T_{\min} a napi maximális, ill. minimális léghőmérséklet, °C.

A következőkben arra a kérdésre kerestünk választ, hogy regionális léptékű szennyeződési folyamatok vizsgálatához tehát Magyarország terüle tére például hány mérőállomás adatával reprezentálható a kevert réteg vastagsága. Ennek megállapítására a kevert réteg vastagságának térbeli változékonyságát vizsgáltuk meg, az ország öt városának egyidejű adatsorai segítségével. Ezeket az adatsorokat korábban kidolgozott módszerünkkel (Szepes



2. ábra: A kevert réteg vastagságának évi és évszakos napi menete, Budapest-Pestlőrinc, 1970. Fig. 2: Daily march of mixed layer depth for the year and different seasons. Pestlőrinc-Budapest 1970

et al., 1977) állítottuk elő. Győr–Szolnok, Szolnok–Nyíregyháza, Kecskemét–Szeged egy évi, naponkénti 1, 7, 13, 19 órás adatait vetettük össze. Az évi átlagos eltérés 210 m volt. A tavaszi és nyári nappalokon az eltérés ugyan néhány száz métert is elérhet, de ezekben az időszakokban a kevert réteg átlagos vastagsága az 1000 métert jóval meghaladja, így ehhez viszonyítva a 200 m körüli eltérés nem jelentős.

A térbeli változékonyság vizsgálatának fenti eredményeiből következően a kevert réteg vastagságának Magyarország egy pontjára meghatározott értékét az egész ország területére érvényesnek vesszük.

A kevert réteg vastagságát a Budapest-Pestlőrinc éghajlati állomáson mért egy évi (1970) adatsorból, napi négy időpontra: 1, 7, 13 és 19 órára határoztuk meg, az előbb részletezett módszerrel. Az eredményt a 2. ábra szemlélteti. Látható a kevert réteg vastagságának jellegzetes napi menete: az éjszakai érték 200 m körüli, napkelte után meredeken emelkedik a görbe, és legnagyobb értékét a maximális léghőmérséklet kialakulásakor, 13–14 h körül éri el. Ezután a görbe hirtelen süllyed az éjszakai minimum értékig. A különböző évszakokra számított átlagos adatok mutatják, hogy a kevert réteg télen a legsekélyebb (290 m), és nyáron a legvastagabb (840 m). Tavasszal a kevert réteg átlagos vastagsága (700 m) jóval nagyobb, mint ősszel (440 m). Az évi átlag 570 m. Ezeket az adatokat összevetve a korábban alkalmazott módszerrel nyert adatokkal kitűnt, hogy a kevert réteg vastagságának értékei nappal

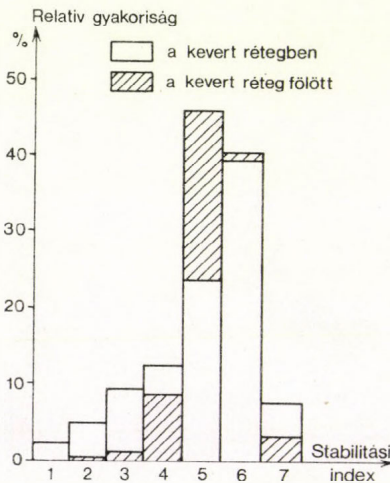
kisebbség, éjszaka nagyobbak a korábban számítottaknál, azaz az új módszerrel a várt kedvező eredményt kaptuk.

Összefoglalóan megállapítható, hogy regionális, ill. országos léptékű szennyeződési folyamatok szimulálásához, a kevert réteg vastagsága a bemutatott módszerrel – amely a mechanikus turbulencia hatását is tartalmazza – jól becsülhető, és az ország egy, közelítőleg középső pontjára meghatározott értéke érvényesnek vehető az ország egész területére.

3. A stabilitási index

A stabilitási index a kicserélődés hatására keletkező szóródás mértékszámát a légköri határretegben. Olyan rutin meteorológiai adatokból határozható meg, mint a léghőmérséklet, szélirány és szélesség, ill. ezek vertikális gradiensei, továbbá a felhőzet, besugárzás, felszíni érdesség és a vertikális hőfluxus.

Stabilitási indexként korábban, a Szepesi (1967) által kidolgozott hét-fokozatú stabilitási paramétert alkalmaztuk, amely a légkör alsó 300–1500 m



3. ábra: A stabilitási index relatív gyakorisága a kevert rétegben és fölötté, Budapest-Pestlőrinc, 1970, Fig. 3: Relative frequencies of stability indices in the mixed layer and above it, Pestlőrinc-Budapest, 1970

vastagságú rétegének átlagos függőleges léghőmérsékleti gradiense alapján határozható meg.

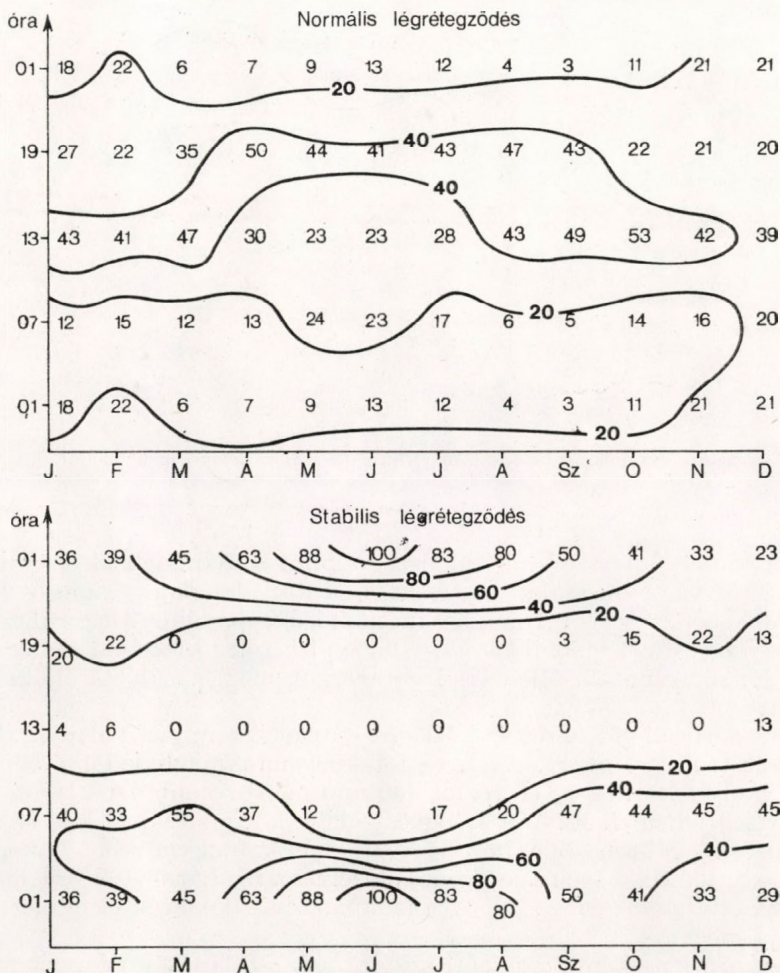
Regionális léptékű szennyeződési folyamatok vizsgálatához fenti módszert úgy módosítjuk, hogy a stabilitási indexet külön határozzuk meg a kevert rétegre és külön a felette levő légrétegre, 1500 m magasságig. Ez utóbbi akkor szükséges, ha a kevert réteg vastagsága 1000 m-nél kisebb.

A felhasználandó állomások számának eldöntésére itt is elsőként a stabilitási index térbeli változékonyságának megállapítására volt szükség. Ennek meghatározására a stabilitási indexeket – korábban kidolgozott interpolációs módszer segítségével – az ország öt városára állítottuk elő, majd Budapest–Debrecen, Budapest–Győr és Kecskemét–Szolnok párhuzamos egy évi (1978) adatsorából (1, 7, 13 és 19 órás értékek) meghatározott indexeket vetettük össze. Kitént, hogy az eltérés az esetek 89%-ában legfeljebb egy stabilitási kategória. Négy kategória eltérés csak 1% gyakorisággal fordult elő.

Így az ország egy pontjára meghatározott stabilitási indexet az ország egész területére érvényesnek vesszük.

A kevert réteg és a kevert réteg feletti légréteg stabilitási indexét a fent említett módosított módszerrel, a Budapest-Pestlőrinc egy évi (1970), napi függőleges léghőmérsékleti gradienseinek 1, 7, 13 és 19 h-ás adataiból határoztuk meg. Amint a 3. ábrán látható, a kevert rétegben a normális légrétegződés ($S=6$) a leggyakoribb (40%), legritkább (2%) pedig az erős inverzió ($S=1$). A kevert réteg felett a pozitív izotermia ($S=5$) maximális gyakoriságú (46%), erős inverzió nem volt, és itt labilis helyzet ($S=7$) is ritkábban alakul ki.

A kevert rétegben, példaként a normális ($S=6$) és a stabilis ($S=1$) légrétegződés relatív gyakoriságának év- és napszakos menetét mutatjuk be (4. ábra). Megállapítható, hogy normális rétegződés nagy gyakorisággal



4. ábra: A normális és a stabilis légrétegződés relatív gyakoriságának izoplejtái (%) a kevert rétegben. Budapest-Pestlőrinc, 1970. Fig. 4: Isopleths of relative frequencies (%) for the normal and stable atmospheric stratification in the mixed layer. Pestlőrinc-Budapest, 1970

(40% felett) a délutáni órákban fordul elő, főleg ősszel és tavasszal. Legritkább (5% alatt) éjszaka, kora ősszel. A stabilis és az inverziós helyzetek éjszaka a leggyakoribbak, főleg júniusban (100%). A téli hónapok kivételével stabilis helyzet délután nem alakul ki.

4. A csapadék légszennyezőanyag-kimosó hatása

Regionális léptékű szennyeződési folyamatok esetén a légszennyező anyagok csapadékkal történő kimosódása rendkívül hatékony kikerülési mecha-



5. ábra : A csapadék évi átlagértékei szerint elhatárolt régiók az ország területén és a számításukhoz felhasznált mérőállomások. Fig. 5 : Regions in Hungary based on the yearly average precipitation amount, and the measuring stations used for the calculations

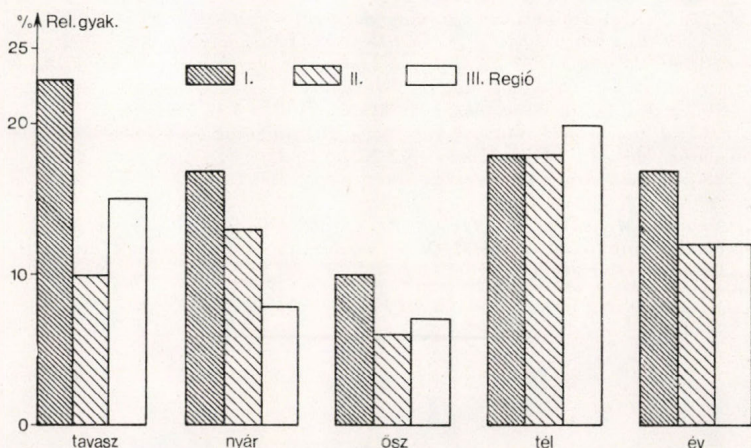
nizmus. A kidolgozott számítási módszer szerint a csapadéknak $0,1 \text{ mm h}^{-1}$ értéket elérő vagy meghaladó intenzitásnál tulajdonítunk kimosó hatást. Annak érdekében, hogy a $0,1 \text{ mm h}^{-1}$ intenzitású csapadékhullás területi eloszlását az egyszerűsített modellnek megfelelően lehetőleg kisszámú, de az ország területét jól reprezentáló állomással határozzuk meg, az alábbi eljárást dolgoztuk ki:

Az ország területét, a sok évi átlagos csapadékmennyiség alapján, három régióra osztottuk (5. ábra). Az I. régiót 700 mm -t meghaladó, a II. régiót $600 - 700 \text{ mm}$ közötti és a III. régiót 600 mm -nél kevesebb évi átlagos csapadékmennyiség jellemzi. Ezután az egyes régiók átlagos csapadékmennyiségének változását különböző számú mérőállomások függvényében vizsgáltuk. Kitént, hogy az állomások számának kétszeresre, ill. háromszorosra növelése a csapadék évi összegét az egyes régiókban csak jelentéktelen mértékben változtatja meg.

Következő lépésként óránkénti szinoptikus észlelések adatainak felhasználásával azt vizsgáltuk, hogy az egyes régiókban lévő szinoptikus állomások közül, csapadékhullás idején melyik és hány állomás figyelembevételével jellemezhető a régió egész területe. Az eredmények alapján végül is a csapadék kimosó hatását az 5. ábrán látható állomáshálózatban mért adatok alapján

vesszük számításba. Ezen állomások adatai az I. régió területének 57, a II. régió területének 42, a III. régióéinak 46 százalékára vehetők jellemzőnek. A téli félévben a feltüntetett állomások reprezentativitása nagyobb, mint a nyári félévben, mert télen a závorszerű csapadékok ritkábban fordulnak elő.

Magyarország szennyeződési folyamatának vizsgálatánál az 5. ábrán látható egyes régiókat csapadékosnak akkor tekintjük, ha az I. régióban legalább 2 állomáson, a II. régióban legalább 3, a III. régióban legalább 4 állomáson volt csapadékhullás, azaz a szinoptikus észlelések 21–27, 29, 60–75, 78–97, vagy 99 számkulesot adtak, tehát az elmúlt óra és a jelen idő eső,



6. ábra: A $0,1 \text{ mm h}^{-1}$ értéket elérő csapadékmennyiség évi és évszakos relatív gyakorisága (%) Budapest-Pestlőrinc, 1970. Fig. 6: Yearly and seasonal relative frequencies of precipitation amount ($\%$), greater than or equal 0.1 mm h^{-1} . Pestlőrinc-Budapest, 1970

zápor és hó csapadékát egyaránt figyelembe vesszük.

Az ismertetett módszerrel 1970. évi, napi 1, 7, 13 és 19 órai, $\geq 0,1 \text{ mm h}^{-1}$ intenzitású csapadékok relatív gyakoriságát határoztuk meg a három régióra. Az évi, ill. évszakos gyakoriságok a 6. ábrán láthatók. A csapadékhullás évi átlagban leggyakoribb (17%) az I. régióban, a II. és a III. régióban gyakorisága egyformán 12%. Az átmeneti évszakokban és nyáron az I. régióban, télen viszont a III. régióban leggyakoribb a csapadékhullás.

5. Következtetések

Regionális léptékű szennyeződési folyamat vizsgálatához az input paraméterek az ismertetett módszerekkel rutin meteorológiai adatokból előállíthatók.

Az input paramétereket a kevert rétegre és a közvetlen fölötte lévő lég-rétegre 1500 m magasságig külön-külön kell meghatározni, hogy a következő években lehetővé váljék a korábbi egyszintű modellek helyett a kétszintűek alkalmazása.

A közeljövő feladata a vizsgált három input paraméter 3–4 évi adatsorának kiértékelése, feldolgozása és előkészítése komputer kompatibilis formában.

A továbbiakban pedig az egyéb paraméterek, mint pl. a kevert és a felette lévő légrétegben a szélirány és a szélesség meghatározásának módszerét és megfelelő hosszúságú adatsorait kívánjuk kidolgozni.

IRODALOM

- Benkley, C. W and Schulman, L. L., 1979: Estimating hourly mixing depths from historical meteorological data. *J. of Applied Met.* 18, 772–780.
- Gubola, M., 1969: A keveredési réteg vastagsága Budapest fölött. *Időjárás* 69, 229–234.
- Holzworth, G. C., 1964: Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Monthly Weath. Rev.* 92, 235–242.
- Ludwig, F. L., 1970: Determination of mixing depths for use with synoptic model. *Proceed. of Symp. on multiple-source urban diff. models*. APCO Public. No. AP–86.
- MSZ 21457/4, 1980: *Légszennyező anyagok transzmissziós paraméterei. A turbulens szóródás mértékének meghatározása*. Országos Magyar Szabvány.
- Summers, P. W., 1973: *Urban climatology*. WMO CoSAMC–VI/ Doc. 8.
- Szepesi D., 1967: *Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon*. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXXII., Budapest.
- Szepesi D., 1980: An attempt to generalize the concept and factors of air quality management. *Időjárás* 84, 5–14.
- Szepesi, D., Popovics, M., Nárai, K., Iványi, Zs. és Mersich, I., 1977: A városi légszennyezés meteorológiai szimulálása, 2. rész: A transzmisszió szimulálásának diffúzióklimatológiai alapjai. *Időjárás* 81. 129–146.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 3. szám. 1985. május—június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 89. No. 3. May—June 1985. Budapest

Zivatarlancok dinamikája és előrejelezhetősége*

HORVÁTH ÁKOS, Viharjelző Obszervatórium 8601 Siófok, Pf. 80

PRÁGER TAMÁS, ELTE Meteorológiai Tanszék H-1088 Budapest, Múzeum krt. 6—8.

Study of the dynamics and predictability of squall-lines. In this paper the dynamics of squall-lines are investigated by the authors as well as the possibilities of forecasting them on the base of daily synoptic data. Applying the spline interpolation a method is given for producing a vertical cross-section in z-coordinate system by the data of the neighbouring radiosonde stations. The cross-section enables us to investigate in pre-frontal situations the cross-frontal distribution of the most important meteorological quantities: wind-speed, temperature, vertical velocity, etc., including the non-hydrostatic features of these fields too. Developing further a method by I. Bodolai a formula is presented for determining by the data of the vertical cross-section the component of vorticity and circulatory acceleration parallel to the frontal surface. By the aid of case-studies the characteristic features of squall line and cold front in the cross-frontal fields of different meteorological quantities are analysed. The conclusion of the authors concerning the dynamics of squall-lines is that the formation and development of these weather systems are mainly influenced by the mutual effect of the cold front circulatory system and the jet-stream intersecting the warm sector of the wave-cyclone. From the prognostic point of view the main result of the work is that the field of circulatory acceleration directed parallel to the frontal surface proved to be a good predictor of both place and intensity of the squall-line in ultra-short range of time (6 hours).

✱

Zivatarlancok dinamikája és előrejelezhetősége. A dolgozatban a szerzők a zivatarlancok dinamikáját és rövid távú előrejelzésük lehetőségeit vizsgálják. Spline interpoláció alkalmazásával módszert adnak a z-koordinátarendszerben felépített vertikális metszet előállítására a környező rádiószondázó állomások adatai alapján. A metszeten prefrontális helyzetben tanulmányozhatók a legfontosabb meteorológiai állapothatározók: a hőmérséklet, a szélesség, a feláramlás stb. frontra merőleges eloszlásai, beleértve ezen eloszlások nem hidrosztatikus összetevőit is. *Bodolai István* módszerét továbbfejlesztve eljárást mutatnak be a fronttal párhuzamos tengelyű örvényesség és cirkulációs gyorsulás mezejének meghatározására a vertikális metszet adataiból. Esettanulmányok segítségével vizsgálják, hogy hogyan mutatható ki a zivatarlanc és az azt követő hidegfront az egyes állapothatározók mezőiben. A zivatarlancok dinamikájával kapcsolatban arra a következtetésre jutnak, hogy a zivatarlanc kialakulásában és fejlődésében meghatározó szerepe van a hidegfront cirkulációs rendszere és a hullámciklon melegszelektort átmetező futóáramlás egymásra hatásának. Prognosztikai szempontból fő eredményük az, hogy a fronttal párhuzamos tengelyű cirkulációs gyorsulás mezeje jól felhasználható a zivatarlanc helyének és intenzitásának ultrarövidtávú (6 órá) előrejelzésére.

✱

1. *Bevezetés.* Hazánk területén évről évre súlyos károkat okoznak, sőt emberéletet is követelnek a váratlanul kirobbanó, orkánszerű szellőkéséssel kísért zivatarlancok vagy a szakirodalomban elterjedt angol elnevezéssel a *squall line*-ok. A hazai meteorológusoknak az 1960-as évek elejére sikerült el-

* Az 1984. november 22—23-i meteorológiai tudományos napokon elhangzott előadás.

különíteniük azokat a szinoptikus helyzeteket, amelyek leginkább kedveznek az említett veszedelmes időjárási képződmények kialakulásának. Mivel a szinoptikus gyakorlatban használt számszerű előrejelzések felbontása felette marad a squall line-ok méretének, ezek prognosztizálása napjainkban is csak a szinoptikus helyzetből való következtetés útján történhet, illetőleg — ki-robbanásuk után — radarmeteorológiai eszközökkel észlelhetők. Nyilvánvaló, az első lehetőség a módszer nagy bizonytalansága, a második pedig a képződmény nagy mozgási sebessége miatt gyakran nem ad elég időt a riasztásra.

Ebben a munkában a frontálzónákban kialakuló vertikális cirkulációk vizsgálatára *Bodolai István* által kidolgozott módszer továbbfejlesztését és a zivatarláncokra alkalmazását kíséreltük meg. A továbbfejlesztés célja kettős volt: az eljárást egyrészt olyan irányban kívántuk módosítani, hogy az a hidegfrontok vizsgálatán túl a mezoszínoptikus méretskálájú, alapvetően nem hidrosztatikus instabilitási vonalak vizsgálatára is adekvát legyen; másrészt, hogy alapul szolgálhasson az instabilitási vonalak megbízható ultrarövid távú (6 órás) számszerű előrejelzéséhez.

1. Történelmi áttekintés

A meteorológiai jelenségek egyik leglátványosabb, egyben legveszélyesebb csoportját alkotják a rendezett zivatarláncok. A zivatarláncokat már a frontok felfedezése előtt is ismerték, erre utal angol és német elnevezésük is, melynek szó szerinti fordítása: viharvonal. A frontok felfedezése után sokáig a frontokon fellépő zivatarláncokat is a squall line elnevezéssel jelölték. Csak később, a részletes analízisek és a magaslégköri állapotmérések bevezetése után különítették el a frontálzónáktól a prefrontális melegszektorban található rendezett konvektív képződményeket, és az utóbbiakra szűkítették le a *squall line*, vagy a WMO által újabban javasolt *instabilitási vonal* elnevezést.

Mivel a jelenség az USA középső részén gyakori és nagy károkat okoz a benne kialakuló tornádók által, az első elemző cikkek is a tengerentúlon jelentek meg. *Newton* (1954) az ún. „*Thunderstorm Project*” különösen sűrű állomáshálózatának megfigyeléseire alapozva megállapította, hogy az instabilitási vonalak legtöbbször a fiatal hullámciklonok melegszektorában pattannak ki. Ugyancsak ő említi meg, hogy a zivatarlánc ki-robbanása előtt a melegszektoron nagy sebességű, de kis amplitúdójú nyomási depresszió vonul végig, amit azonban semmiféle időjárási jelenség nem kísér. A nyomási perturbáció létét *Harrison* és *Orendorff* (1963) megfigyelései is megerősítették.

A *Project* során végzett megfigyelések arra is rámutattak, hogy a zivatarláncokat a frontokkal ellentétben nem kíséri szélfordulás, de nagyon jellegzetes széliagramjuk van (1. ábra). Megfigyelték még, hogy a meleg levegő a squall line előtt nagyon száraz, továbbá az időbeli vertikális metszetek tanúsága szerint a hidegfrontot megelőző „instabilitási front” a hőmérsékleti mezőben lényegesen nagyobb magasságig nyúlik fel, mint maga a hidegfront (2. ábra). Végül megállapították, hogy a zivatarláncok helyén nyomásemelkedési terület található, amiről ma már tudjuk, hogy az ún. zivataros magas nyomású területtel azonosítható (vö. *Bodolai* és *Bodolainé*, 1981).

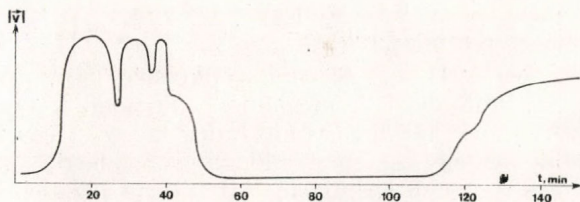
A fenti megfigyelések megmagyarázására több dinamikai squall line elméletet dolgoztak ki. *Tepper* (1950) a squall line-t mint felületi nyomáshullámot modellezte. Szerinte a hullámterjedési felület egy, a melegszektorban található inverziós réteg. Feltételezte, hogy az inverzió alatt és felett Θ_1 és Θ_2

potenciális hőmérsékletű izentrop légrétegek találhatóak, valamint, hogy az inverzió a h magasságú szinten helyezkedik el (3. ábra). A nyomáshullám terjedési sebességére a hidrosztatikus külső gravitációs hullámok terjedési sebességének formulája alkalmazható:

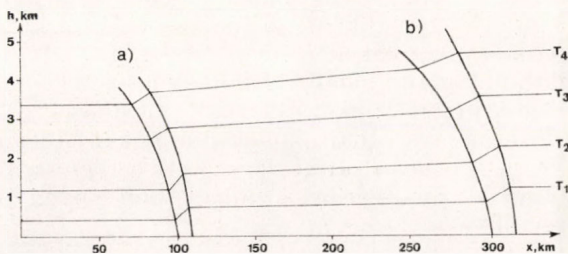
$$c = \left[\left(1 - \frac{\Theta_1}{\Theta_2} \right) g h \right]^\nu \quad \text{ahol } \nu = 12.$$

Az egyszerű és tetszetős elméletet azonban a mérések nem igazolták. *Tepper*

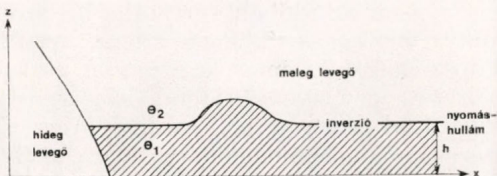
1. ábra: A squall-line jellegzetes széldiagramja. Fig. 1: Typical wind diagram of squall-line



2. ábra: Hidegfront (a) és squall-line (b) hőmérsékleti profilja. Fig. 2: Temperature profiles of cold front (a) and squall-line (b)



3. ábra: A Tepper-féle nyomáshullám-elmélet vázlatos képe. Fig. 3: Scheme of Tepper's pressure-wave theory



gondolatmenetének fő buktatója az, hogy a zivatarláncban létrejövő konvektív feláramlás megszünteti a hőmérsékleti inverziót, így a squall line az elmélet szerint mintegy a saját terjedését tenné lehetetlenné.

Newton elmélete szerint a zivatarláncok energiájuk jelentős részét a hidegfront hozzáférhető potenciális és kinetikus energiájából nyerik. Az 500 mbar-os szinten az áramlás, amely a földfelszíni áramlásnál jóval nagyobb sebességű, a frontális zivatarlánc egy részét „leszakítja”, és azzal előresiet a melegszeletbe. Ez az elmélet nem kielégítően magyarázza azt a tényt, hogy a squall line gyakran jóval a hidegfront előtt robban ki és nem észlelhető a kialakult konvektív rendszerek leválása a frontról.

A jelenleg elfogadott elméletek szerint a zivatarláncok kialakulásában fontos szerepük van az ún. alacsony szintű jeteknek, amelyek a 850 mbar-os szint környezetében nedves levegőt szállítanak a melegszeletbe, és a magasban bekövetkező hidegadvékcióval együtt ezek generálják a zivatarláncot

létrehozó instabilitást (House, 1963). A squall line nagy terjedési sebességének eredetére azonban ez az elmélet sem ad magyarázatot.

A zivatarláncok dinamikájával kapcsolatban napjainkban is számos megválaszolatlan kérdés van. Ilyenek pl.: 1. Honnan nyeri a squall line a rendkívüli mozgási energiáját, hiszen az 500 mbar-os szint energiátöbblete kevésnek tűnik ennek biztosítására? 2. Milyen módon zajlik le az impulzuscsere a magasabb és az alacsonyabb szintek között? 3. Miért alakul ki a squall line elsősorban a nyitott melegszeaktorú fiatal ciklonokban?

Ezen és más kérdések megválaszolására célszerűnek láttuk a zivatarláncokat dinamikailag, horizontális tengelyű cirkulációs rendszerekként interpretálni, és megvizsgálni az örvényesség, valamint a cirkulációs gyorsulás eloszlását e rendszerekben.

Még 1911-ben Schmidt, miközben laboratóriumi kísérletekkel tanulmányozta különböző hőmérsékletű folyadékok keveredését, arra a felismerésre jutott, hogy az alul áramló hideg közeg a nyugalomban levő meleg közeggel találkozva egy ún. emelt hidegfejet hoz létre, amelyben jól megfigyelhető vízszintes tengelyű cirkuláció alakul ki. A légkörben ilyen cirkulációs rendszerek létrejöttére elsősorban a hidegfrontokban van lehetőség. Ezt ismerte fel Eliassen (1962), aki elsőként modellezte a hidegfrontokat vízszintes tengelyű cirkulációs zónákként. A hidegfrontok cirkulációjának kutatásában jelentős eredményeket ért el Bodolai István, aki a budapesti rádiószondás felszállások adatai alapján időbeli vertikális metszeteken vizsgálta a frontokban kialakuló áramlási rendszereket és cirkulációt (Bodolai, 1982). Jelen vizsgálataink során a frontok és a squall line-ok dinamikai leírására a horizontális tengelyű örvényesség Bodolai által levezetett prognosztikai egyenletét vettük alapul. Vizsgálati módszerünk azonban több helyen eltér az általa alkalmazott módszertől.

A leglényegesebb változtatás az, hogy vizsgálatainkhoz — a prognosztikai egyenlet jobb oldalán szereplő összeadandók értékének kiszámításához — nem az időbeli vertikális metszetek adatait használjuk fel, hanem a frontra merőleges síkban tényleges vertikális metszetet készítünk a környező rádiószondázó állomások egyidejű észleléseinek adataiból. A Bodolai által levezetett örvényességi tendencia egyenlet ugyanis csak ilyen módon használható fel prognosztikai célra. Fontos változtatás a horizontális és vertikális interpoláció spline-technikával történő elvégzése, amely lehetővé teszi a mezők legapróbb részleteinek kiemelését is. Ugyancsak lényeges változtatás a z -koordinátarendszer és a nem hidrosztatikus hatás megőrzése a prognosztikai egyenletben. Végül eltérés a Bodolai-féle elmélettől, hogy levezetjük a horizontális tengelyű cirkulációs gyorsulás egyenletét is, mivel ez a karakterisztika lényegesen szignifikánsabban jellemzi a squall line helyét és intenzitását.

2. A hidegfrontokban és a zivatarláncokban kialakuló cirkuláció dinamikai leírása

A valóságnak megfelelően tételezzük fel, hogy a frontálzónában a frontra merőleges tulajdonság-gradiensek legalább egy nagyságrenddel nagyobbak, mint a fronttal párhuzamos gradiensek. Koordinátarendszerünk x -tengelyét a frontra merőlegesen felvéve úgy, hogy annak pozitív része a meleg légtömeg felé mutasson, a frontálzónában kialakuló áramlást jó közelítéssel leírja az euléri mozgásegyenlet-rendszer első és harmadik egyenlete:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (2.2)$$

A $(\partial/\partial z - \partial/\partial x)$ rotáció-operátort alkalmazva a (2.1), (2.2) egyenletek rendszerére az $\eta = \partial u/\partial z - \partial w/\partial x$ fronttal párhuzamos horizontális tengelyű örvényesség prognosztikai egyenletét nyerjük:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} + w \frac{\partial \eta}{\partial z} + \eta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} - \\ - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial y} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial x} \right) + f \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2.3)$$

A (2.3) egyenleten néhány átalakítást végzünk. A geosztrofikus szélegyenlet z szerinti deriválásával a

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial z} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial x} \right) \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial z} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial y} \right) \quad (2.5)$$

összefüggéseket nyerhetjük. Mivel a frontok mérettartományában még elég jó közelítéssel teljesül a geosztrofikus összefüggés, a (2.4)-et és a (2.5)-öt alkalmazhatjuk a (2.3) prognosztikai egyenlet átalakítására. A (2.3) jobboldalára alkalmazva (2.4)-et, a

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} - \eta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (2.6)$$

összefüggést nyerjük.

Ha *Bodolait* követve elvégezzük a (2.6) egyenlet nagyságrendi analizisét és elhanyagoljuk a 10^{-9} -nél kisebb nagyságrendű tagokat, akkor a (2.6) következő egyszerűsített alakjára jutunk:

$$\frac{d\eta}{dt} = - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial u}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial z} \right). \quad (2.7)$$

Használjuk fel ismét a geosztrofikus szélegyenletet a $\partial u/\partial y$ kifejezésére:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial y} \right) = - \frac{1}{f} \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{1}{f} \alpha \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \quad (2.8)$$

Hanyagoljuk el a hőmérséklet fronttal párhuzamos $\partial T/\partial y$ deriváltját, kihasználva, hogy a front irányát éppen a hőmérsékleti gradiens jelöli ki. Ekkor (2.8)-at tovább alakíthatjuk:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{f}{RT} u^2 - \frac{1}{f} \alpha \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \quad (2.9)$$

és a kapott kifejezést (2.7)-be visszahelyettesítve azt nyerjük, hogy

$$\frac{d\eta}{dt} = - \frac{f}{RT} u^2 \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{RT}{pf} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial u}{\partial z} \nabla x, z \vec{v} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (2.10)$$

A nem hidrosztatikus hatásokat a (2.10) egyenlet jobb oldalán szereplő utolsó összeadandó fejezi ki. Vezessük be ezen kifejezés ellentettjére a BX jelölést:

$$BX = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\alpha \frac{\partial p}{\partial z} + g \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{dw}{dt} \right)$$

A BX kifejezés tehát nem más, mint a függőlegesben ható nyomási gradiens-erő gravitáció által nem kompenzált része, azaz a felhajtóerő frontra merőleges irányú deriváltja, amely megegyezik a vertikális gyorsulás hasonló deriváltjával. A (Bodolai által alkalmazott) kvázisztatikus feltevés szerint $dw/dt \equiv 0$, ami a vizsgált tag eltűnését jelenti. Megjegyezzük ugyanakkor, hogy ezen tag nagyságrendje a zivatarláncok mérettartományában $10^{-5} - 10^{-6}$ között van, ezért elhanyagolása a (2.10) egyenlet többi összeadandója mellett semmiképpen sem indokolt. A zivatarláncok cirkulációs rendszere tehát nem tekinthető hidrosztatikus képződménynek. A frontális cirkulációs rendszer – mint Bodolai eredményei is mutatják – jó közelítéssel hidrosztatikus, ám itt is lényeges kérdés az, hogy milyen részt képviselnek a nem hidrosztatikus hatások az említett cirkulációs rendszer létrejöttében. A fronttal párhuzamos tengelyű örvényesség pronosztikai munkaformuláját (2.10)-ből úgy nyerjük, hogy a BX tagban α -t a T hőmérséklet és a p nyomás segítségével fejezzük ki:

$$BX = R \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial \ln p}{\partial z} \right). \quad (2.11)$$

Vezessük most le a cirkulációs gyorsulás egyenletét. Tekintsünk egy, a fronttal együtt mozgó vonatkoztatási rendszert, amelynek koordinátáit jelöljük (x', y', z') -vel. Ha a front sebessége $\mathbf{c} = (c_x, c_y, c_z)$, akkor a szokásos földfelszínhez rögzített koordinátarendszer (x, y, z) koordinátái és az (x', y', z') koordináták között a következő transzformációs összefüggések állnak fenn:

$$\begin{aligned} x' &= x - c_x t & x &= x' + c_x t \\ y' &= y - c_y t & y &= y' + c_y t \\ z' &= z - c_z t & z &= z' + c_z t \end{aligned} \quad (2.12)$$

Számítsuk ki az η örvényesség lokális változását a mozgó vonatkoztatási rendszerben. A láncszabály felhasználásával:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t'} = \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial t'} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial t'} + \frac{\partial \eta}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t'} + \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

ami (2.12) alapján a

$$\frac{\partial \eta}{\partial t'} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + c_x \frac{\partial \eta}{\partial x} + c_y \frac{\partial \eta}{\partial y} + c_z \frac{\partial \eta}{\partial z} \quad (2.13)$$

alakba írható. Ha feltételezzük, hogy a fronttal együtt mozgó vonatkoztatási rendszerben észlelhető u', v', w' sebességkomponensek – amelyek a frontálzónán belüli mozgásokat írják le – legalább egy nagyságrenddel kisebbek a front mozgási sebességének c_x, c_y, c_z összetevőinél, akkor az η örvényesség mozgó rendszerbeli lokális megváltozása közelítőleg megegyezik a légrészecskék $d\eta/dt$ individuális örvényességváltozásával, azaz

$$\frac{d\eta}{dt} \approx \frac{\partial \eta}{\partial t'} \quad (2.14)$$

Ez jól látható a $d\eta/dt$ kifejezés

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial\eta}{\partial t} + u \frac{\partial\eta}{\partial x} + v \frac{\partial\eta}{\partial y} + w \frac{\partial\eta}{\partial z} = \frac{\partial\eta}{\partial t} + (c_x + u') \frac{\partial\eta}{\partial x} + (c_y + v') \frac{\partial\eta}{\partial y} + (c_z + w') \frac{\partial\eta}{\partial z} \quad (2.15)$$

euleri felbontásának és a (2.13) formulának az egybevetéséből. Ismert, hogy a cirkuláció definíciós egyenlete

$$C = \int_{\mathbb{F}} \nabla \times \vec{v} d\vec{F},$$

és ha a cirkuláció szempontjából vizsgált felület a (x, z) síkban helyezkedik el, akkor a definíciós egyenlet a

$$C = \int_{\mathbb{F}} \eta dF \quad (2.16)$$

alakra egyszerűsödik.

A (3.16) alapján a cirkulációs gyorsulásra fennáll a

$$\frac{dC}{dt} = \int_{\mathbb{F}} \frac{\partial\eta}{\partial t} dF \quad (2.17)$$

összefüggés.

Alkalmazzuk a (2.17) formulát egy olyan F' felületdarabra, amely együtt mozog a légköri fronttal, azaz a fronthoz rögzített (x', y', z') koordináta-rendszerből szemlélve nem változtatja alakját és helyét. Ekkor azt kapjuk, hogy

$$\frac{dC'}{dt} = \int_{\mathbb{F}'} \frac{\partial\eta}{\partial t'} dF' \quad (2.18)$$

A képletben szereplő $\partial\eta/\partial t'$ lokális deriváltat közelítsük (2.14) alapján $d\eta/dt$ -vel:

$$\frac{dC'}{dt} \approx \int_{\mathbb{F}'} \frac{d\eta}{dt} dF'. \quad (2.19)$$

A (2.19) egyenlőség jobb oldalán szereplő $d\eta/dt$ individuális megváltozást kifejezhetjük a (2.10) prognosztikai munkaformulából, és így megkapjuk a cirkulációs gyorsulás egyenletét:

$$\frac{dC_z}{dt} = \int_{\mathbb{F}} \left[-\frac{f}{RT} u^2 \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{RT}{pf} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial u}{\partial z} \nabla_{x,z} \cdot \vec{v} + R \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial \ln p}{\partial z} \right) \right] dF'. \quad (2.20)$$

Vonatkoztassuk végül a (2.20) egyenletet az egységnyi oldalú, z magasságú légoszlop vetületére a frontra merőleges (x', z') síkban, amelynek cirkulációját jelöljük C'_z -vel:

$$\frac{dC'_z}{dt} = \int \left[-\frac{RT}{f} u^2 \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{RT}{pf} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial u}{\partial z} \nabla_{x,z} \cdot \vec{v} + R \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial \ln p}{\partial z} \right) \right] dz \quad (2.21)$$

A cirkulációs gyorsulás egyenletének ez az alakja lesz a frontálzónában, valamint a zivatarláncban kialakuló cirkuláció soron következő dinamikai analízisének a segédeszköze, és egyben a fő prognosztikai formulánk is.

A (2.21) cirkulációs egyenlet meteorológiai tartalmának jobb megvilágításához fejezzük ki a benne szereplő $\partial u/\partial z$ és $\partial v/\partial z$ (geosztrofikus) szélnyírásokat a termikus szél formulájának megfelelően:

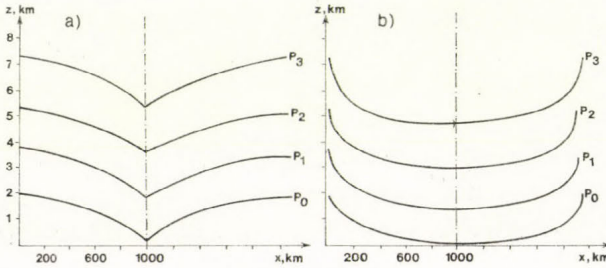
$$\frac{f p}{R} \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial x} = (\nabla p \times \nabla T)_{x,z}$$

$$\frac{fp}{R} \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial y} = -(\nabla p \times \nabla T)_{y,z} \quad (2.22)$$

A (2.22)-t visszahelyettesítve (2.21)-be, annak dinamikai analízisre alkalmas alakját nyerjük:

$$\begin{aligned} \frac{dC'_z}{dt} = & - \int_0^z (\nabla p \times \nabla T)_{x,z} \left(\frac{u^2}{pT} - \frac{R^2 T}{p^2 f^2} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \right) dz - \\ & - \int_0^z (\nabla p \times \nabla T)_{y,z} \frac{R}{fp} \nabla_{x,z} \vec{v} dz - \int_0^z R \frac{\partial}{\partial x} \left(-T \frac{\partial \ln p}{\partial z} \right) dz \end{aligned} \quad (2.23)$$

Előljáróban megjegyezzük, hogy a hidegfrontokon, ill. a zivatarláncok térségében kialakuló cirkuláció (amely prefrontális feláramlást és posztfro-



4. ábra: Fiatal ciklon nyomásmezejének vertikális metszete, ahol $\partial^2 p / \partial y^2 \leq 0$ (a); kimélyült öreg ciklon nyomásmezeje, ahol $\partial^2 p / \partial y^2 \geq 0$ (b). Fig. 4: Vertical segment of developing cyclone's pressure field, where $\partial^2 p / \partial y^2 \leq 0$ (a); pressure field of a deepened old cyclone, where $\partial^2 p / \partial y^2 \geq 0$, (b)

tális leáramlást jelent) felvett koordinátarendszerünkben definíciója szerint negatív előjelű. Ennek megfelelően a $dC'_z/dt < 0$ feltétel a cirkuláció erősödését, $dC'_z/dt > 0$ pedig annak gyengülését jelenti.

A (2.23) egyenlet jobb oldalának két első integráljában a (p, T) szolenoidok száma jelenik meg a frontra, ill. a zivatarláncra merőleges (x, z) és az azzal párhuzamos (y, z) vertikális síkokban. Ez a két integrál tehát a *frontális baroklinitás* hatását írja le a cirkulációs rendszer fejlődésére. A szolenoidok számát jelentő vektoriális szorzatok előjele a hidegfront, ill. a zivatarlánc zónájában elhelyezkedő légoszlopok átlagában pozitív. Ez világosan látható a (2.22) összefüggés alapján, ha figyelembe vesszük, hogy a frontra merőleges u szelősszetező mezeje szakadáson és így felfelé átlagosan csökkenő ($\partial u / \partial z < 0$), míg a fronttal párhuzamos v szelősszetező folytonos mezeje felfelé átlagosan nő ($\partial v / \partial z < 0$). Az első integrálban fellépő $-(R^2 T / f^2 p^2) (\partial^2 p / \partial y^2)$ tag a nagytérségű szinoptikus helyzet hatását tükrözi. Fizikai interpretációja a következő lehet: A fiatal hullámciklonban mint fejlődő nyomási depresszióban a nyomás a középpont felé egyre erősebben csökken, tehát a fronttal párhuzamos és a ciklon középpontján átmenő (y, z) síkban az izobárok lefutása közelítőleg olyan, mint az a 4a ábrán látható. Ez a nyomási kép matematikailag az izobárok konkáv voltával jellemezhető, ami ekvivalens a $\partial^2 p / \partial y^2 < 0$ egyenlőtlenség fennállásával. A kifejlett, okkludált ciklonban mint leépülő nyomási depresszióban ezzel szemben a nyomáscsökkenés a középpont felé haladva lassul, tehát az (y, z) síkban a nyomási kép közelítőleg a 4b ábrán láthatónak felel meg. Ez matematikailag az izobárok konvex voltát, azaz a $\partial^2 p / \partial y^2 > 0$ egyenlőtlenség fennállását jelenti. Figyelembe véve a vizsgált tag

negatív előjelét, megállapíthatjuk, hogy a fiatal hullámciklon nyomáseloszlása segíti, a kimélyült ciklon nyomáseloszlása viszont gátolja a frontális, ill. prefrontális cirkuláció kifejlődését. Ez az analízis részlegesen magyarázza a zivatarláncok gyakori fellépését a fiatal hullámciklonokban. Az első integrálban szereplő u^2/pT tag a létrejött cirkuláció öngerjesztő hatását írja le.

A második integrálban megjelenik a sebességmező divergenciája a fronta merőleges vertikális síkban. Az integrál pozitív előjelét figyelembe véve láthatjuk, hogy a frontálzónában tapasztalható összeáramlás ($\nabla_{x,z} \vec{v} < 0$) erősíti, a szétáramlás ($\nabla_{x,z} \vec{v} > 0$) pedig gyengíti a frontális cirkulációt, de csak abban az esetben, ha a front hőmérsékleti és nyomási mezeje aszimmetrikus, azaz a fronttal párhuzamos síkban is fellépnek szolenoidok.

Végül a harmadik integrál a felhajtóerő, azaz a *hidrosztatikai instabilitás* hatását írja le a cirkulációs rendszer fejlődésére. Az integrandus – mint azt a korábbiakban tisztáztuk – a felhajtóerő frontra merőleges gradiense. A hidegfrontokat és a zivatarláncokat jellemző előoldali hidrosztatikai instabilitás és az erős hátoldali stabilitás koordinátarendszerünkben a felhajtóerő nagy értékű pozitív előjelű gradienseit jelenti. Megállapíthatjuk tehát, hogy ez a tag csaknem minden esetben a cirkulációt erősítő hatást fejez ki.

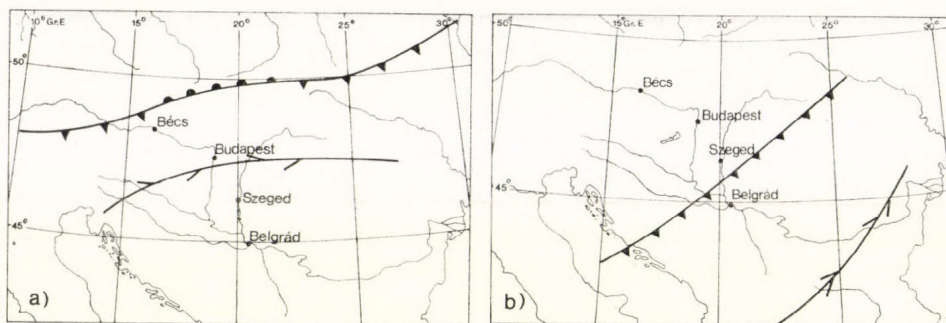
Összefoglalva megállapíthatjuk: az elvégzett dinamikai analízis szerint a frontok és a zivatarláncok cirkulációs rendszerét a frontális baroklin instabilitás és a hidrosztatikai instabilitás együttesen hozza létre és tartja életben.

3. A frontális cirkuláció és a zivatarlánc előrejelzési módszere

Elméletileg mind a (2.10) örvényességi egyenlet, mind pedig a cirkulációs gyorsulás (2.21) egyenlete alkalmas a frontális cirkuláció, ill. a squall line áthelyeződésének és fejlődésének a prognosztizálására. Számítógépes prognózis készítéséhez az egyenletekben szereplő állapothatározó-mezők objektív analízisére van szükség, megfelelő felbontású rácshálózaton, a rádiószondás észlelési adatok alapján. Ezek után valamely véges különbségi séma alkalmazásával megfelelően kis időlépcsőkben az egyenletek numerikusan integrálhatók a prognóziskészítés időpontjára. A problémát az okozza, hogy az örvényesség, vagy a cirkuláció prognosztikai egyenlete nem zárt a benne szereplő állapothatározókra: a nyomási, a hőmérsékleti, a sebességmező stb. fejlődését további prognosztikai egyenletek numerikus megoldásával kellene kiszámítani. A probléma megoldásának egyik lehetséges útja az, hogy a frontális cirkuláció, ill. a squall line előrejelzését szubmodellként valamely standard számítógépes modellhez illesztjük. Ilyen esetben az alapmodell szolgáltatja a szükséges adatokat. A megoldás másik, hazai viszonyok között járhatóbbnak tűnő útja az, hogy csak részben számítógépes mezoszínoptikai előrejelzési módszert építünk fel. Ennek lényege az, hogy elvégezzük az objektív analízist az örvényességi tendencia, illetve a cirkulációs gyorsulás egyenletében szereplő állapothatározók mezőire, majd ezek alapján meghatározzuk az örvényességi tendenciát, az individuális örvényességváltozást, végül a cirkulációs gyorsulás mezejét. A továbbiakban esettanulmányok során döntjük el a kapott speciális állapothatározó-mezők prognosztikai értékét.

Az előző pontban közölt levezetésből nyilvánvaló, hogy a cirkulációs gyorsulás, ill. az örvényességváltozás mezejének az előállításához elegendő az alapvető állapotjelzők objektív analízisét a frontra merőleges (x, z) síkban elvégezni, ami a módszer számítási igényét jelentősen csökkenti. Így az állapothatározó-mezők vertikális metszeteit kapjuk meg. A metszet felbontását a

rendelkezésünkre álló számítógép-kapacitás figyelembevételével horizontálisan $\Delta x=40$ km-nek, vertikálisan pedig $\Delta z=400$ m-nek választottuk. A front északi iránnyal bezárt szögének megállapítása után (ami a szinoptikus analízis alapján lehetséges), meghatározzuk, hogy mely rádiószondázó állomások adatait vegyük figyelembe a metszetkészítésnél. Az állomásokat úgy kell megválasztani, hogy közel legyenek a metszet síkjához. Így a ÉNY felől közelítő hidegfront esetén Bécs, Budapest, Szeged és Belgrád állomások adatait cél-



5. ábra: A front és az instabilitási vonal helyzete: (a) 1983. július 20., 12 GMT; (b) 1983. július 21. 00 GMT. Fig. 5: Position of the front and the instability line: (a) 20 July 1983, 12 GMT; (b) 21 July 1983, 00 GMT

szerű figyelembe venni míg a DNY felől közelítő szlovéniai instabilitási vonalak esetében Udine, Zágráb, Budapest és Ungvár állomások adatait interpoláljuk (5a, b ábra).

a) A metszetkészítés interpolációs módszere

A meteorológiai állapothatározók értékének a metszet rácspontjaiban történő előállításához interpolációs módszert kellett választanunk. Várható volt, hogy az objektív analízis minősége jelentősen függ az interpoláció választott módszerétől, hiszen az alkalmazott rácsfelbontás egyáltalán nem nagy a zivatarlánc karakterisztikus méretéhez képest. A fentiekre gondolva a külföldi és hazai tapasztalatok alapján jó eredményeket szolgáltatató *spline* módszert választottuk mind a vertikális, mind pedig a horizontális interpoláció eszközeül.

A spline interpolációs módszer lényege: azt a folyamatot „utánozza” matematikailag, ahogyan a műszaki rajzolóknak görbe-vonalzók segítségével sima görbét szerkesztenek előre megadott pontokon keresztül. A gyakorlatban leginkább elterjedt harmadrendű spline esetén a mérési pontok között harmadrendű görbedarabokat szerkesztünk úgy, hogy azok a mérési pontokban másodrendben simán csatlakozzanak (tehát az interpolációs görbe második deriváltja is folytonos legyen). A spline módszerrel részletesen *Ahlberg et al.* (1976) munkája foglalkozik, mi a Függelékben csak röviden tárgyaljuk a harmadrendű spline felépítését. Több dimenziós interpoláció esetén a spline megszerkesztése felbontható egy dimenziós spline-ok megszerkesztésének a sorozatára. Esetünkben először z irányban végeztük el a spline-interpolációt a rádiószondázó állomások feletti légoszlopokban, majd a kapott adatokat horizontálisan interpoláltuk a vertikális metszet rácspontjaira.

Az interpoláció pontosságának növelése érdekében a TEMP-táviratok minden adatát felhasználtuk, így a távirat b'' , c'' és d'' részében közölt

adatokat is. Ez bonyolítja az interpolációs feladatot, hiszen első lépésként a távirat „b” és „d” részében közölt értékekhez magassáértékeket kell rendelnünk.

Sarkalatos pontja a spline-interpolációnak, hogy a harmadrendű spline egyértelmű meghatározásához az alapponti függvényértékeken kívül még két peremfeltétel is szükséges. Ezek a feltételek legtöbbször az interpolálandó függvény deriváltjának az értékei az interpolációs intervallum két végpontjában. A derivált értékeket az egyes állapothatározók esetében különbözőképpen, a vertikális profilok sajátosságainak megfelelően adtuk meg.

Tekintsük át röviden az interpolációs algoritmus, azaz a függőleges metszet szerkesztésének lépéseit.

b) *A metszetkészítés lépései*

1. *Vertikális interpoláció:*

α) *A TEMP-távirat „b” és „d” részében közölt markánspontri adatok elhelyezése a z koordinátarendszerben*

Ezt a feladatot harmadrendű $z(\ln p)$ spline megszerkesztésével oldjuk meg, melynek alappontjai a távirat „a” és „c” részében szereplő főizobárszintek (természetesen az $\ln p$ -rendszerben). A spline meghatározásához szükséges felső határfeltételt a sztatika alapegyenletéből vezetjük le, föltételezve, hogy a legfelső mérési szint fölötti rétegben hidrosztatikus tömegrendeződés van:

$$\left. \frac{\partial z}{\partial \ln p} \right|_{\ln p_1} = - \frac{RT}{g} \left| \ln p_1 \right. \quad (3.1)$$

ahol p_1 a legfelső mérési szint nyomása. Az alsó határfeltételt a függelékben leírt módon, másodrendben pontos extrapolációval állítjuk elő a három legalsó főizobár-szint magassáértékeiből.

β) *Az $\ln p$, T , u és v alap-állapothatározók vertikális interpolációja*

Az interpoláció harmadrendű spline-okkal történik, az alappontok a főizobárszintek és a markáns pontok magassáértékei. A határfeltételek meghatározása másodrendű extrapolációval történik, a hőmérsékleti profil felső határfeltételének kivételével, ahol a

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_N} = 0 \quad (3.2)$$

feltétellel élünk a sztratoszféra közel izoterm viszonyainak megfelelően (itt z_N a legfelső szint magassága).

2. *Horizontális interpoláció:*

Ezt a feladatot szintén harmadrendű spline-ok segítségével hajtjuk végre. Alappontjai az interpolációba bevont rádiószondázó állomások x koordinátái a frontra merőleges x -tengelyű relatív vonatkoztatási rendszerben. (A közeledő fronthoz legközelebb eső aerológiai állomást választjuk a metszet koordinátarendszerének kezdőpontjául.) A peremfeltételek meghatározása a függelék szerint történik. E lépés elvégzése után rendelkezésre állnak az alapállapothatározók mezőinek függőleges metszetei.

3. *A vertikális sebesség mezejének előállítása a metszeten:*

A vertikális sebesség értékeiről mérések nem állnak rendelkezésünkre. A metszet vertikális sebességmezejének kiszámítására a kontinuitási egyenlet

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) = 0 \quad (3.3)$$

magas konvekciós közelítését (a Boussinesq-közelítés általánosítását) használjuk fel. Hasonló megfontolásból, mint amit a modell (2.1) és (2.2) alap-egyenleteinek levezetése során is tettünk, a (3.3) egyenlet kétdimenziós, (x, z) síkbeli alakját használhatjuk:

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) = 0. \quad (3.4)$$

A (3.4) egyenletből a $w(z)$ mező a következőképpen számítható:

$$w(z) = -\alpha(z) \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_0}^z \rho u \, dz = -\frac{T(z)}{p(z)} \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_0}^z p(z') u(z') \, dz' \quad (3.5)$$

A formulában z_0 a földfelszín magassága, és a függőleges sebesség földfelszín eltűnését megkövetelő $w(z_0) = 0$ feltétellel éltünk. A z szerinti integrálást és az x szerinti differenciálást másodrendű közelítő módszerekkel végezzük.

4. *Az η horizontális tengelyű örvényesség mezejének előállítás a metszeten:*

A definíciós összefüggés alapján, a deriváltak véges különbségekkel való helyettesítése útján történik.

5. *A $d\eta/dt$ individuális örvényességváltozás és a $\partial\eta/\partial t$ örvényességi tendencia mezejének előállítás a metszeten:*

A (2.10) prognosztikai egyenletből számítjuk $d\eta/dt$ -t, majd az advektív $(u\partial\eta/\partial x + v\partial\eta/\partial y)$ és a konvektív $(w\partial\eta/\partial z)$ átvitelt levonva $d\eta/dt$ -ből megkapjuk $\partial\eta/\partial t$ -t. A szükséges differenciálásokat elvégezhetjük véges különbséges sémák alkalmazásával, de a legtöbb derivált esetében lehetőség van a spline képletből való számításukra is (l. Függelék).

6. *A dC'_z/dt cirkulációs gyorsulás mezejének előállítás a metszeten:*

Az előállítás a (2.21) prognosztikai formulából történik, az előbbieken elmondottak szerint, ill. a z szerinti integrálás közelítő formulával történő helyettesítése útján.

4. *Eredmények, következtetések*

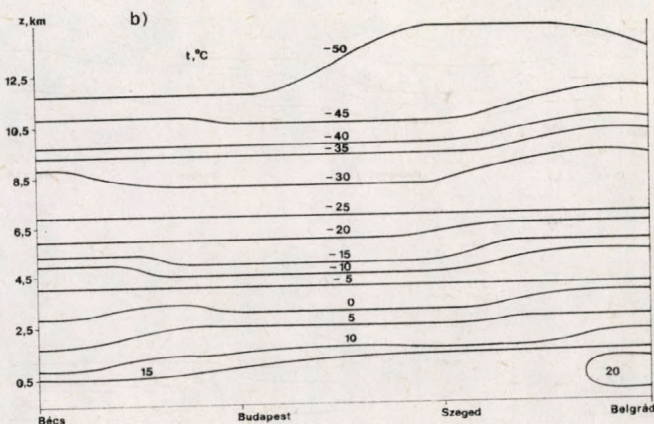
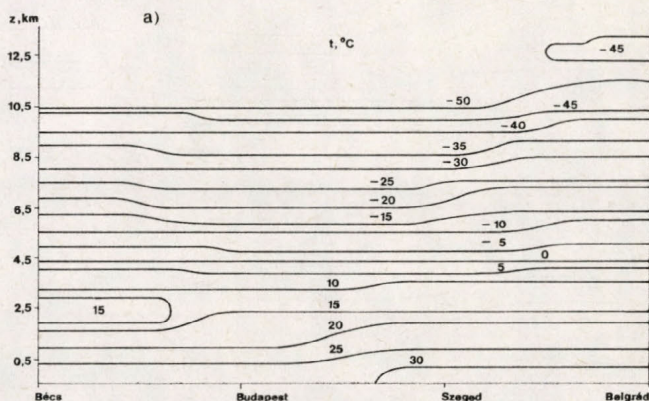
A squall line-ok dinamikájának jobb megismerése és a prognosztikai módszer kipróbálása érdekében néhány esettanulmányt dolgoztunk ki. A számításokat részben az ELTE Numerikus és Gépi Matematika Tanszéke R-10 számítógépén, részben pedig a KSH IBM 370/140 számítógépén végeztük. Munkánkat megnehezítette az a tény, hogy az utóbbi néhány év szinoptikai anyagában alig található egyértelműen squall line-nak tekinthető képződmény. Az alábbiakban az egyik legérdekesebbnek tekinthető képződmény vizsgálatának eredményeit ismertetjük.

1983. július 20-án kb. 12 GMT-kor Magyarország ÉNY-i és Szlovákia D-i területei felett squall line pattant ki, amely ÉNY-DK irányban vonult át hazánkon. A zivatarláncot lassan mozgó hidegfront követte, amely az éjszakai órákban érte el az országot. A fronton a domborzat hatására kisebb hullámvetések alakultak ki (5a, 5b ábra). Ezt a szinoptikus eseményt Bécs,

Budapest, Szeged és Belgrád aerológiai állomások 12 GMT-s és a következő napi 00 GMT időpontbeli észlelési adatai alapján dolgoztuk fel.

a) A hőmérsékleti mező

A 12 GMT-kor észlelt hőmérsékleti mezőt a 6a ábra mutatja be. Az ábrán jól megfigyelhető a magasban előnyomuló hidegcsepp, amelynek vezető élé határozottan kirajzolódik. Az ábra jelzi a hidegcsepp leszakadását is, mivel hátoldalán a hőmérsékleti depresszió megszűnik. A hidegcsepp magja a met-

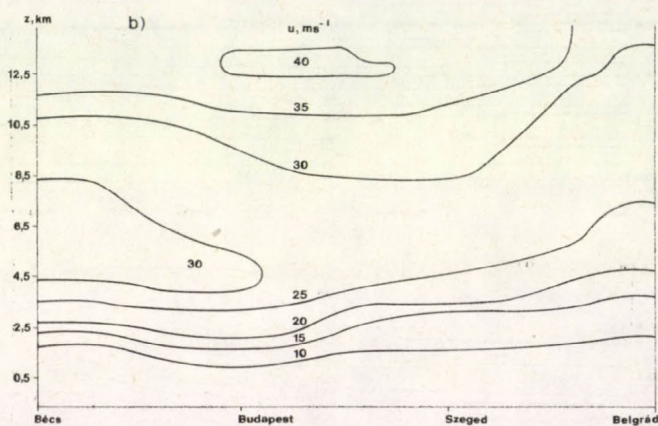
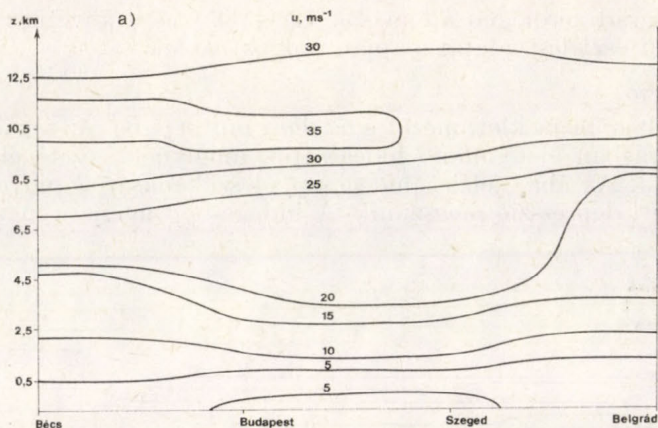


6. ábra: A t hőmérséklet mező: (a) 1983. július 20. 12 GMT (b) 1983. július 21. 00 GMT. Fig. 6: Temperature field (t): (a) 20 July 1983, 12 GMT; (b) 21 July 1983, 00 GMT

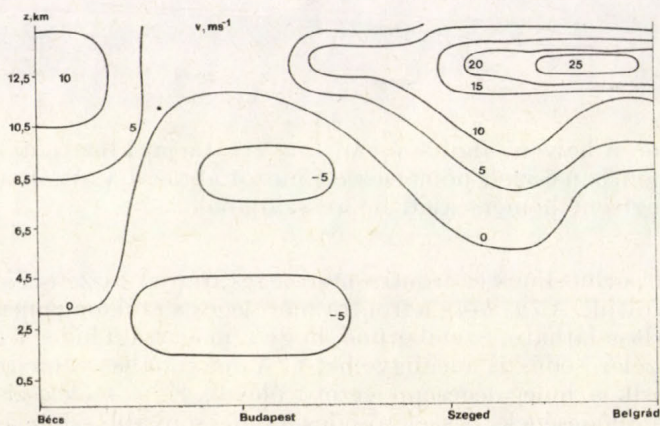
szet középtáján van, azon a helyen, ahol a squall line zivatarjai kipattantak. A 6b ábra a 00 GMT időpontban észlelt hőmérsékleti mezőt ábrázolja. Az ábrán jól megfigyelhető a hidegfront hőmérsékleti depressziójának képe.

b) A szélmező

A szélmező fronttal párhuzamos és frontra merőleges irányú összetevőjét külön metszeteken ábráztuk. A 7a ábrán a frontra merőleges u szélkomponens 12 GMT-kor észlelt eloszlása látható. Szembetűnő, hogy a magassági hideg légcsepp helyén hirtelen szélerősödés is megfigyelhető. A maximális szélnyírás helye körülbelül egybeesik a hideg légcsepp vezető élével. Ez a széleloszlás kedvez a szupercellák kifejlődésének. A szélerősödés az alacsonyabb szinteken



7. ábra: A metszetirányú u szélkomponens. (a) 1983. július 20. 12 GMT; (b) 1983. július 21.00 GMT.
 Fig. 7: Component of wind (u) parallel to the section: (a) 20 July 1983, 12 GMT; (b) 21 July 1983, 00 GMT

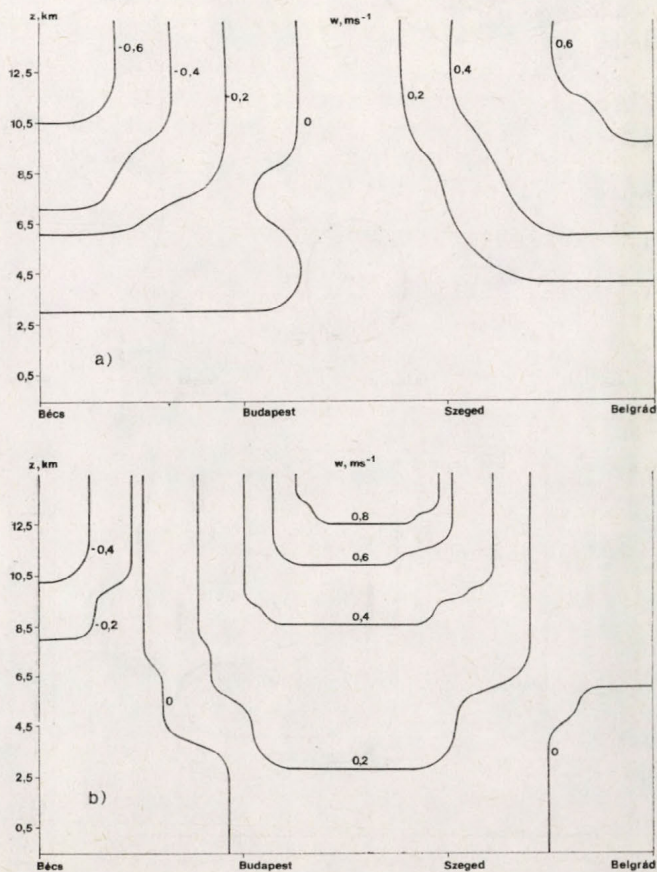


8. ábra: A metszetre merőleges v szélkomponens: (a) 1983. július 20. 12 GMT; (b) 1981. július 21.00 GMT.
 Fig. 8: Component of wind (v) perpendicular to the section: (a) 20 July 1983, 12 GMT; (b) 21 July 1983, 00 GMT

nem olyan kifejezett, mint a magasban. A metszet bal oldalán észlelhető 35 m/s-os szélmaximum a futóáramlás közelségére utal. A 7b ábrán az u szélkomponens 00 GMT-kor észlelt mezejét mutatjuk be. Jól megfigyelhető a hidegfront hirtelen szelerősödést okozó áramlási képe. A hidegfront vezető éle mögött a magasban futóáramlás helyezkedik el 40 m/s sebességű maggal. A futóáramlás tengelye eléggé éles, közel 45 fokos szöget zár be a fronttal. Ezt a 8. ábránk szemlélteti, ahol a fronttal párhuzamos v szélkomponens 00 GMT-s eloszlását ábrázoltuk. Az alacsonyabb szinteken a fronttal párhuzamos áramlás elhanyagolhatóan kicsiny a frontra merőleges áramláshoz képest, de a jet stream tengelyében nagyságrendje (25 m/s) eléri azt. A jet stream tehát a frontra merőlegesen meglehetősen nagy impulzusátvitelt valószínűsít meg.

c) *A függőleges sebesség mezeje*

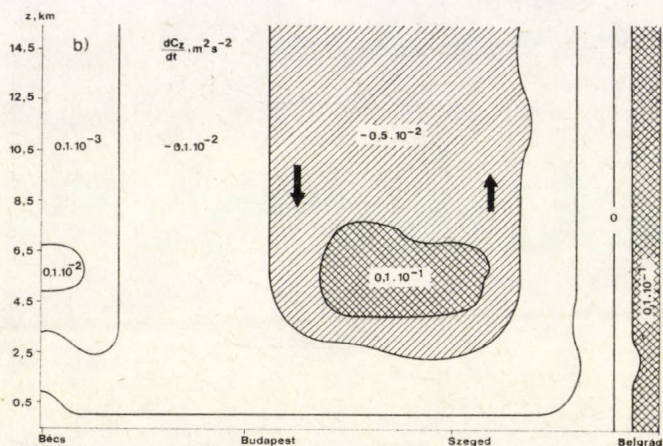
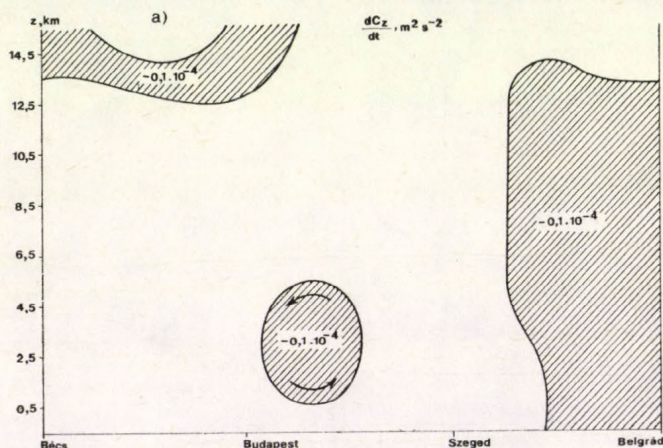
A függőleges sebességmező 12 GMT-s és 00 GMT-s adatokból számított értékeit mutatjuk be a 9a és 9b ábrán. A 9a ábrán jól megfigyelhető a zivatarlanc előtti feláramlás, a mögöttes területen pedig a leáramlás. A 9b ábra márkánsan mutatja a hidegfront erős feláramlási mezejét.



9. ábra: A w vertikális sebesség: (a) 1983. július 20. 12 GMT; (b) 1983. július 21.00 GMT. Fig. 9: Vertical velocity w (a) 20 July 1983, 12 GMT, (b) 21 July 1983, 00 GMT

d) *A cirkulációs gyorsulás mezeje*

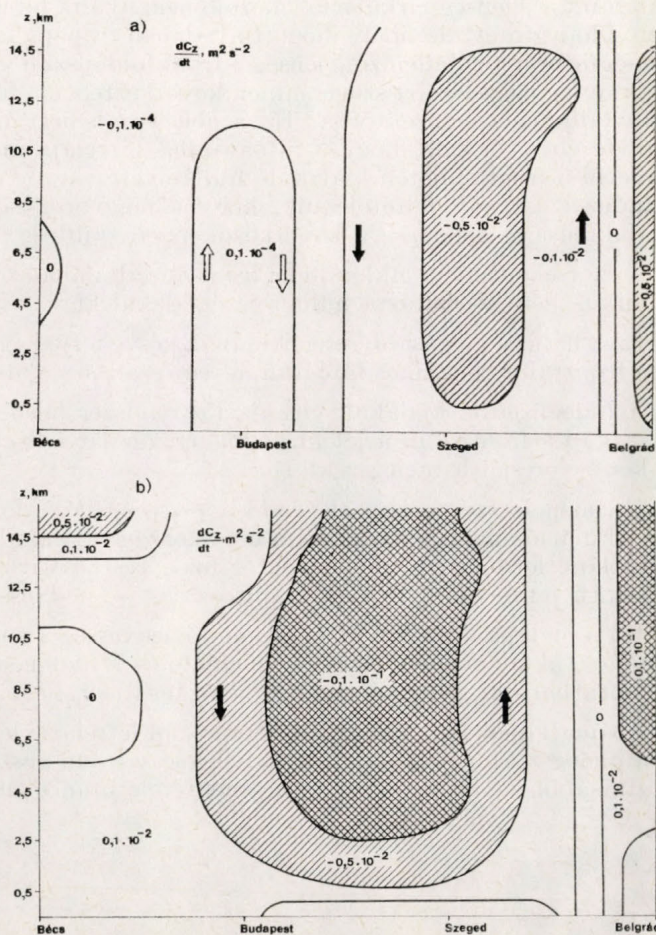
Az előző pontban leírtak szerint előállítottuk az η horizontális tengelyű örvényesség, valamint ezen mennyiség $d\eta/dt$ individuális és $\partial\eta/\partial t$ lokális tendenciájának mezejét is. Ezekből a mezőkből azonban sajnálatos módon nem voltak kimutathatók a vizsgált időjárási rendszerek, sőt az eloszlások határozottan kaotikus jellegűnek mutatkoztak. A negatív eredményre többféle magyarázat kínálkozik. A vizsgált mennyiségek nagyságrendjének kicsinyége és a számítások viszonylagos pontatlansága kétségkívül okozója lehet a kudarcnak. A legvalószínűbb magyarázat azonban az, hogy ezekben a mennyiségekben — értelmezésük alapján — együttesen mutatkozik meg a frontfelület transzlációs mozgásának és a frontális cirkulációs mozgásnak a hatása. A kétféle hatás keveredése teszi az említett mennyiségek eloszlását különösen bonyolulttá, olykor kaotikussá. A tapasztalatokon okulva kezdtünk a frontális, ill. prefrontális cirkulációt jellemző olyan mennyiséget keresni, amelynek eloszlását tisztán csak a cirkulációs mozgások határozzák meg, és számítása is pontosabb lehet az előző mennyiségeknél. Így esett választásunk



10. ábra: A hidrosztatikus közelítéssel számított cirkulációs gyorsulás (a) 1983. július 20. 12 GMT; (b) 1983. július 21. 00 GMT.
Fig. 10: Circulation acceleration computed by the hydrostatic approximation: (a) 20 July 1983, 12 GMT, (b) 21 July 1983, 00 GMT

a 3. pontban definiált cirkulációs gyorsulásra, amely definíciója szerint mentes a translációs mozgás hatásaitól, és – integrálmennyiség lévén – számítása is pontosabban történhet. Az eredmények igazolták várakozásunkat.

A dC'_z/dt cirkulációs gyorsulás mezeje markánsan mutatja a zivatarlanc és a hidegfront cirkulációs rendszerét, és az ezen rendszereket létrehozó dinamikai hatások elkülönítésére is alkalmas. A cirkulációs gyorsulás mezejét az ismertett esettanulmányban is kétféle módon számítottuk ki. Az egyik számítás a BX taggal jellemzett nem hidrosztatikus hatás figyelembevételével történt, míg a másik típusú számítás során ezt a hatást is figyelembe vettük. A 12 GMT-s és 00 GMT-s adatokból a BX hatás figyelembevételével, tehát a hidrosztatikusan számított eloszlásokat mutatjuk be a 10a és 10b ábrán. Látható, hogy a 10a ábrán az instabilitási vonal csak gyenge, elmosódott cirkulációs képződmény formájában jelenik meg, míg a 10b ábrán a hidegfront markáns cirkulációs képződmény alakját mutatja. Ugyanezen eloszlásokat a BX hatás figyelembevételével számítva, meglepő változást tapasztalunk (11a, 11b ábra). A 11a ábrán az instabilitási vonal fejlett cirkulációs



11. ábra: A nem hidrosztatikus közelítéssel számított cirkulációs gyorsulás: (a) 1983. július 20. 12 GMT; (b) 1983. július 21. 00 GMT. Fig. 11: Circulation acceleration computed by the non-hydrostatic approximation: (a) 20 July 1983, 12 GMT, (b) 21 July 1983, 00 GMT

képződményként mutatható ki az y -tengely irányába nézve az óramutató járásával ellentétes forgással, és még a zivataros magasnyomás területe is elkülöníthető ellentétes forgásirányú cirkulációs rendszerként. A hidegfront 11b ábrán látható cirkulációs rendszere is intenzifikálódik a 10b képhez viszonyítva, a változás azonban itt távolról sem olyan jelentős, mint az instabilitási vonal esetében. Az eredmények tanúsága szerint tehát a hidegfronton fellépő cirkuláció dinamikájában közel egyenrangú szerepet játszanak a hidrosztatikus eredetű és a baroklin instabilitásra visszavezethető hatások, valamint a termikus konvektív instabilitás nem hidrosztatikus hatásai, a squall line azonban szinte teljes egészében az utóbbi hatásoknak köszönheti a létét, és ezek kormányozzák annak fejlődését is.

Végezetül az esettanulmányok során leszűródött szinoptikus tapasztalatot kíséreljük meg összefoglalni a squall line keletkezési mechanizmusának egy lehetséges magyarázatában. Az esetek többségében azt tapasztaltuk, hogy a squall line jelenséget egy magassági hideg légcsepp előresietése okozza, amelynek vezető éle a szél, a hőmérséklet, a vertikális sebesség és a nem hidrosztatikus cirkuláció mezejében hidegfronthoz hasonló módon viselkedik. Ugyanakkor a squall line-nal kapcsolatos hőmérsékleti perturbációk hatása, valamint a jelenség cirkulációs mezeje nem nyúlik fel a tropopauza fölé, szemben a hidegfronttal, amely mögött általában tropopauza-szakadás és futóáram is megfigyelhető. Jellemző jelenség a front földfelszíni vetülete és a futóáramlás viszonylag nagy bezárt szöge, minek következtében a futóáramlás egy szakasza átvetődik a melegszektorba. Ez a jelenség ismert a fiatal hullámciklonok fejlődésében, oka az, hogy a futóáramlás inerciája miatt nem tudja azonnal követni a frontfelületen kialakuló hullámvetéseket (*Palmen és Newton, 1969*). Mindezek alapján feltételezzük, hogy a magyarországi instabilitási vonalak kialakulása és fejlődése a következőképpen zajlik le:

1. A mérsékelt égövi ciklon hidegfrontján (általában orografikus eredetű) termikus kényszerhatásra hullámvetés alakul ki.
2. Ez a hatás a magasabb rétegekre csak késve terjed át, és ezáltal az eredetileg a fronttal párhuzamos futóáramlás egy szakasza a melegszektor fölé kerül át.
3. A hidegfronton kialakult cirkulációs rendszer felső troposzférikus része leszakad a frontról és a jet kinetikus energiáját felhasználva hideg légcseppként előresiet a melegszektorba.
4. Ha a melegszektorban elegendő a nedvességtartalom ahhoz, hogy a hideg cirkulációs mag nedves labilitást okozzon, kialakul a zivatarlánc. A zivatarlánc létrejötte a melegszektor azon részén várható, ahova az alacsony szintű jet – mint nedves szállítószalag – nedvességet szállít.
5. Ha a melegszektorban nincs elegendő nedvesség a nedves labilitás létrehozásához, akkor a hideg légcsepp jelenléte csak nyomási depresszió formájában mutatható ki, felhőképződésre nem kerül sor.
6. A squall line-t, ill. a nyomási depressziót létrehozó leszakadt cirkulációs mag a melegszektor belseje felé haladva fokozatosan veszít sebességéből és intenzitásából, és bizonyos távolság megtétele után elenyészik.

FÜGGELÉK

A harmadrendű interpolációs spline konstrukciója

Legyenek adottak az $f(x)$ függvény értékei az x_0, x_1, \dots, x_N mérési pontokban, valamint az $f'(x_0)$ és az $f'(x_N)$ deriváltak értékei. Keressük az $f(x)$ függvényt közelítő harmadrendű interpolációs spline második deriváltját az

$$s''(x) = \frac{M_{j-1}(x_j - x) + M_j(x - x_{j-1})}{h_j}$$

$$x_{j-1} \leq x \leq x_j$$

$$h_j = x_j - x_{j-1} \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (\text{F.1})$$

elsőrendű Lagrange-féle interpolációs polinom alakjában. Az $s''(x)$ kapott alakját kétszer integrálva, majd az integrálási konstansok értékét az $s(x_{j-1}) = f(x_{j-1})$, $s(x_j) = f(x_j)$ interpolációs feltételekből meghatározva nyerjük az $s(x)$ spline következő alakját:

$$s(x) = \frac{M_{j-1}(x_j - x)^3 + M_j(x - x_{j-1})^3}{6h_j} + \left(f_{j-1} - \frac{M_{j-1}h_j^2}{6} \right) \frac{x_j - x}{h_j} + \left(f_j - \frac{M_jh_j^2}{6} \right) \frac{x - x_{j-1}}{h_j}$$

$$f_{j-1} = f(x_{j-1}), \quad f_j = f(x_j) \quad x_{j-1} \leq x \leq x_j$$

$$h_j = x_j - x_{j-1} \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (\text{F.2})$$

Az interpolációs spline deriváltjára (F.2)-ből a következő képletet nyerjük:

$$s'(x) = \frac{-M_{j-1}(x_j - x)^2 + M_j(x - x_{j-1})^2}{2h_j} + \frac{f_j - f_{j-1}}{h_j} - \frac{h_j}{6}(M_j - M_{j-1})$$

$$x_{j-1} \leq x \leq x_j \quad j = 1, 2, \dots, N \quad f_{j-1} = f(x_{j-1}) \quad f_j = f(x_j) \quad h_j = x_j - x_{j-1} \quad (\text{F.3})$$

Az eddig még meghatározatlan $\{M_j; j = 0, 1, \dots, N\}$ mennyiségek [a spline ún. momentumai, amelyek tulajdonképpen a spline második deriváltjának értékei az interpolációs alappontokban: $M_j = s''(x_j)$] meghatározása az $s'(x)$ derivált folytonossági feltételéből történik az (F.3) előállítás felhasználásával. Az

$$s'(x_j - 0) = s'(x_j + 0) \quad j = 1, 2, \dots, N - 1$$

egyenlőségek a jobb és a bal oldal (F.3) szerinti kifejezése után $N - 1$ lineáris egyenletet adnak az M_0, M_1, \dots, M_N ismeretlenekre; ezt a rendszert egészítik ki az

$$s'(x_0 - 0) = f'(x_0) = f'_0$$

$$s'(x_N + 0) = f'(x_N) = f'_N$$

egyenletek $N + 1$ egyenletből álló, nem elfajuló lineáris egyenletrendszerre, amelyből a momentumok egyértelműen meghatározhatók.

Ha csak az $f_j = f(x_j)$ függvényértékeket ismerjük a mérési pontokban és $N \geq 2$, akkor az $f'(x_0)$ és az $f'(x_N)$ deriváltak meghatározására a következő másodrendben pontos módszer kínálkozik. [Az egyszerűség kedvéért a módszert $f'(x_0)$ -ra mutatjuk be, $f'(x_N)$ meghatározása analóg módon történhet.]

Keressük az ismeretlen derivált közelítését a függvényértékek alábbi lineáris kombinációja formájában:

$$f'(x_0) \approx \alpha f(x_0) + \beta f(x_1) + \gamma f(x_2). \quad (\text{F.4})$$

Az α, β és γ konstansok meghatározásához fejezzük ki $f(x_1)$ -et, és $f(x_2)$ -t az $f(x)$ függvény x_0 körüli Taylor-sorával:

$$f(x_1) = f(x_0) + h_1 f'(x_0) + (h_1^2/2) f''(x_0) + \dots +$$

$$f(x_2) = f(x_0) + (h_1 + h_2) f'(x_0) + [(h_1 + h_2)^2/2] f''(x_0)$$

$$h_1 = x_1 - x_0, \quad h_2 = x_2 - x_1 \quad (\text{F.5})$$

Az (F.5) kifejezéseket az (F.4)-be behelyettesítve a másodrendű pontosság feltétele

[azaz, hogy (F.4) jobb oldalán a helyettesítés után $f(x_0)$ és $f''(x_0)$ együtthatója zérus, $f'(x_0)$ együtthatója pedig egy legyen] három egyenletből álló, nem elfajuló lineáris egyenletrendszert ad az α , β és γ ismeretlenekre. Ezt megoldva kapjuk, hogy

$$\alpha = -\frac{2h_1 + h_2}{h_1(h_1 + h_2)}, \beta = \frac{h_1 + h_2}{h_1 h_2}, \gamma = -\frac{h_1}{h_2(h_1 + h_2)}. \quad (\text{F.6})$$

IRODALOM

- Ahlberg, J. H., Nilsson, E. N. and Walsh, U. O., 1976: *The theory of splines and their applications* Wiley-Interscience Publishers, New York.
- Bodolai, I. és Bodolainé Jakus, E., 1981: *Mezoszínoptika*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Bodolai, I., 1982: *Vertikális tengelyű cirkulációk frontálzónákban*. OMSZ Hivatalos Kiadványai LIV. sz.
- Eliassen, A., 1962: On the vertical circulation at frontal zones. *Geofysiske Publikasjoner* 23, 120–136.
- Harrison, J. and Orendorff, L., 1953: Pre-coldfrontal squall lines. *United Air Lines Transport Corp. Meteor. Circular* No. 16, 102–107.
- House, D. C., 1963: Forecasting tornadoes and severe thunderstorms. *Meteor. Monographs* 5, 231–242.
- Newton, C. W., 1954: Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Meteor.* 11, 421–432.
- Palmen, E. and Newton, C. W., 1969: *Atmospheric circulation systems*. Academic Press, New York.
- Tepper, M., 1950: A proposed mechanism of squall line, the pressure jump line. *J. Meteor.* 7, 21–29.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 3. szám. 1985. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 89. No. 3. May–June 1985. Budapest

Szélvektorok származtatása a mesterséges holdak vízgőzmérései alapján

RÁKÓCZI FERENC, ELTE Meteorológiai Tanszék, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 6–8.

Derivation of wind vectors from water vapor measurement of satellites. The paper gives a review about the methods of wind vector calculations made on the basis of water vapor distributions measured by geostationary satellites. By presenting some case studies, the possibilities of the practical application of the methods are discussed.

✕

Szélvektorok származtatása mesterséges holdak vízgőz-mérései alapján. A tanulmány irodalmi áttekintést nyújt a geostacionárius mesterséges holdak által mért vízgőz eloszlásból levezethető szélvektorszámítás módszereiről. Néhány esettanulmány bemutatásával rámutat az ismertetett módszerek gyakorlati alkalmazásának lehetőségére.

✕

Bevezetés. A légkör általános mozgásállapotának megismerése, a GARP ajánlása szerint, 500 km távolságközönkénti és a troposzférában 4 szintre kiterjedő megfigyelőrendszert követel meg. Ilyen állomássűrűség csak Európa és Észak-Amerika felett, valamint Ázsia egyes vidékein van. A trópusi és az óceáni területeken, valamint a sarkvidékek felett a megfigyelések sűrűsége nem tesz eleget a fenti követelménynek.

A meteorológiai mesterséges holdak megjelenése óta, de különösen a geostacionárius mesterséges holdak fellövését követően, mindinkább felcsillant a remény, hogy a hagyományos megfigyelőrendszer mérhetetlen anyagi ráfordítást igénylő bővítése nélkül is a szükséges információk birtokába juthatunk. Ezt a mesterséges holdak tv-kameráival kapott felhőképek, vagy a vörösöntúli tartományban letapogatott IR-képek és a 6,7 μm -es tartományban felfogott nedvesség alakzatok egyaránt igazolják. Mivel a METEOSAT műholdon mind a három felfogórendszer működik és 30 percenként bocsát ki képeket, ma már olyan megfigyelési rendszerrel dolgozhatunk, amely lehetőséget nyújt komplex feldolgozásra.

A légkör mozgásállapotának műholdképekről történő megismerésének az alapelve nagyon egyszerű: két, egymást követő képen fel kell ismerni az időszak során változatlanoknak és avdekiós tulajdonságúnak feltételezett alakzatot. Ez az alakzat lehet szürkéségi szintekkel jellemzett felhőzet, vagy fényességi kontúrjaiban némileg eltérő, a 6,7 μm -es csatornán mért nedvesség-pattern.

A felhő áthelyeződéséből származó szélvektorok előállítási technikájának és módszereinek a kérdésével már foglalkoztunk (Rákóczi, 1979; Rákóczi és Kovács, 1981); most a vízgőzkontúrok alapján előállítható szélvektorok módszereit és problémáit foglaljuk össze.

1. A probléma felvetése és a megoldások lehetőségei

Amint említettük, a szélvektoroknak a műholdak információiból történő származtatása nagyon egyszerű. Matematikai nyelven valamely t időpontban kialakult és Δt idő alatt eltolódott alakzat felismeréséről, identifikálásáról van szó. Ennél az eljárásnál elvileg bármilyen alakfelismerő algoritmus használható, de specifikus feltételek miatt, bizonyos esetekben, egy adott módszer kell előnyben részesíteni.

Az alakfelismerési eljárás lehet manuális, félautomatikus vagy automatikus. Manuális a hurokfilm technikával képzett mozgóképsorok megjelenítése vetítövászonon vagy képernyőn. Ilyen módszerrel dolgozott *Hubert* és *Whitney* (1971). Ez az eljárás inkább a minőségi következtetéseknek, mint a mennyiségi vizsgálatoknak kedvez. *Endlich* et al. (1971) objektív módszerével a különböző tónusú szürkeségi gócok időbeli eltolódásából vezeti le a kívánt szélességvektorokat. Komoly nehézséget jelent a levezetett szélvektorok magasságának meghatározása; az esetek többségében ez statisztikai paraméterek alapján becsülhető.

A *Leese* és *Novak* (1971) által alkalmazott, korrelációs módszernek mondható eljárás rendkívül szemléletes és nagyon hatékony módszer, azonban a felhőképek olyan fokú digitalizálását követeli meg, amely nagyon magas szintű optikai háttérrel tételiz fel, azonban a legtöbb szolgálatban nincs ilyen berendezés. A szélvektorok magasságának meghatározása e módszer esetén is kiegészítő információt igényel, amit például a megfelelő IR-képek adhatnak.

A *Rákóczi* és *Kovács* (1981) által kidolgozott és példákön is lefuttatott módszert a *mértékadó eltolódás módszerének* nevezhetjük, mivel egy $M \times N$ alakú mátrixból álló képsor esetén a sorok, illetve oszlopok fényességérték-összege maximumának eltolódásából vezeti le az alakzatok súlypontjának elmozdulását. A kapott szélvektorok magasságát ebben az esetben is statisztikai segédeszközökkel határozhatjuk meg.

Az eddig ismertett eljárások közös vonása az, hogy a szélvektorokat mindegyik a látható tartományban észlelt felhőkből vezeti le.

SMS 1 (*Synchronous Meteorological Satellite*) geostacionárius mesterséges hold fellövése, 1974 óta szélvektorokat vezetnek le az infravörös képekből is, sőt újabbban a METEOSAT holdak vízgőz-csatornáján kapott képsorozatokból is (*Eigenwillig* és *Fischer*, 1982). Ez nagy előrelépést jelentett, mivel a fenti technika alkalmazásával szélvektorokat kaphatunk a felhő nélküli vagy csak alacsony szintű felhőzettel borított területek felett is. Ezekből a képsorokból a szélvektorok közelítő magasságának meghatározása is könnyebb, ha megvan a vízgőzre vonatkozó normalizált „contribution” függvény a vizsgált terület felett.

2. A THIR és WV alakzatok felhasználása szélvektorok levezetésére

Közismert, hogy a légköri vízgőz és felhőzet eloszlása közeli kapcsolatban van a légkör dinamikájával és cirkulációjával. *Allison* et al. (1972) és *Steranka* et al. (1973) a felső troposzférában fellépő alakzatok alapján, lényegében derült ég mellett, a 6,7 μm -es hőmérséklet-nedvesség infravörös radiométer (THIR) adatait felhasználva követték a fehér és szürke patternek változásait. Sikeres eredményre jutottak az áramvonalanalízis segítségével és jó kapcsolatot kaptak a 400 mbar-os szintek áramlási képével.

Kästner és munkatársai (1980) pedig a NIMBUS 5 THIR adataiból

poláris területekre vezettek le szélvektorokat. A NIMBUS-holdakon elhelyezett THIR-készülékek ugyanis lehetővé teszik a légkör és a talaj kisugárzásának a mérését a 10,5–12,5 μm -es és 6,5–7,0 μm -es csatornákon. A 6,7 μm -es csatorna térbeli feloldóképessége a mesterséges hold alatti pontban 23 km, a vízgőzcsatorna súlyfüggvényének maximuma pedig szubarktikus téli légkör esetén a 450 mbar környékén van. Derült ég esetén a vízgőzcsatorna mérési eredményeit nem zavarja meg a földfelszín által kibocsátott sugárzás, és felismerhető, elkülöníthető a súlyfüggvény maximuma felett elhelyezkedő felhők hatása is.

Ez a kedvező lehetőség vezette *Kästnert* (1980) és munkatársait arra, hogy kísérletet tegyen szélvektorok levezetésére az 1973. január 9–14. közötti adatokból, a 60° N szélességtől északra, a 60° W–30° E szektorba eső területre. A kísérlet során bebizonyosodott, hogy a kapott szélvektorok az 500 mbar-os felszín cirkulációs viszonyaira jellemzők.

A vízgőzcsatornás képek kis kontrasztot mutatnak, még a relatív nedvesség extrém viszonyai között is; emiatt a fényességi kontrasztban gondos peremmeghatározó eljárást kell végrehajtani abból a célból, hogy a kontúrokat felvételtől felvételre azonosítani tudjuk. Az eltérő szürkeségű foltokban a perem – a két különböző szürkeségű tartomány közötti választóvonal – vándorlása a legalkalmasabb eszköz a szélvektorok meghatározására.

A peremmeghatározás minősége függ a képek izotrópiájától, a dinamika fokától és a zajoktól. A műholdképeknél a zajok okozzák a legfőbb nehézséget, de ezek enyhíthetők a pixelek nagy számának átlagolása útján. A peremmeghatározásnak több módszere van, ezek közül kettőnek: a gradiens módszernek, valamint *Smith* és *Davis* módszerének a lényegét az alábbiakban ismertetjük.

a) *A gradiens módszer.* A G_{xy} gradiens megadja a szürkeségi fokozatok változásának mennyiségi leírását. A G_{xy} gradiens definíciója az alábbi:

$$G_{xy} = \left\{ \left[M^{-1} \sum_{n=0}^M g(x, y - m) - g(x, y + 1 + m) \right]^2 + N^{-1} \sum_{n=0}^N 1/2 [g(x + 1, y) - g(x - n, y)]^2 \right\}$$

ahol x, y a koordináták és $g(x, y)$ a pixel szürkeségi szintje, M és n pedig segédkoordináták.

Az eljárás szerint a perempixelek azon a határvonalon fekszenek, ahol a G_{xy} gradiens egy T küszöbértéknél nagyobb. A küszöbértéket a szürkeségi értékek hisztogramja alapján kell megválasztani úgy, hogy meglegyen a perempixelek viszonylagos folytonossága. A pixelek szomszédsága minden irányban 10–10 pixelből állhat a zajok kiszűrése céljából. A szélvektorok az így meghatározott perempixelek nyomonkövetése és feltérképezése után határozhatók meg.

b) A *Smith* és *Davis*-féle perem-meghatározási algoritmust 1975-ben dolgozták ki. Ez a különböző szürkeségi szintek négyzetes szomszédja szerinti clusterezésen alapul. Ez a módszer kétdimenziós sokasággal számol. Első lépésben a szürkeségi szintek számtani közepét határozzák meg egy megfelelő $M \times N$ mátrix alapján. A második lépésben minden egyes pixel szürkeségi értékét összehasonlítják az átlagos értékkel. Ezután felállítják a

$$g(x, y) = \begin{cases} 1 & \text{ha a pixel szürkeségi szintje nagyobb, mint az átlag} \\ 0 & \text{egyébként} \end{cases}$$

döntési kritériumot.

A nullák és 1-esek egyöntetű keverékét kiegyensúlyozott eloszlásnak

nevezük. A kiegyensúlyozott eloszlás nem alkalmas a perem detektálására, de minden bináris szint clusterezhető valamilyen önkényes nagyság szerint. A THIR-képek azt mutatják, hogy az eredeti képeken nagyfokú a rendezetlenség foka.

Annak a bizonyosságát, hogy a szubmátrixon kijelölhető egy perem, a DS összeg adja meg. A DS különbségösszeget az alábbi módon definiáljuk:

$$DS = \sum_{x=2}^M \sum_{y=1}^N |g(x, y) - g(x, y-1)| + \sum_{x=2}^M \sum_{y=1}^N |g(x, y) - g(x+1, y)|.$$

Mint látjuk, a DS különbségösszeg a szűrkeségi értékek eltérése abszolút értékeinek az összegét jelenti. Az $1/DS$ mennyiséget peremdetektáló értéknek nevezük, és ez kifejezi, hogy olyan diagonális perem létezik a vízgőzkép letapogatási irányában, amely egyharmaddal gyengébb, mint maga a szűrkeségi érték ugrása függőleges vagy horizontális irányban. A képek anizotrópiának a zavaró hatását pedig a $B(M, f)$ „balansz”-függvény segítségével enyhíthetjük, ahol

$$B(M, f) = f(M^2 - f);$$

itt f jelenti az $M \times X$ -es szubmátrixban előforduló egyesek gyakoriságát.

Az EM perem detektálást javító operátor, az ún. *perem merit*, az alábbi:

$$EM = \frac{B(M, f)}{M} \cdot \frac{1}{DS},$$

ahol a $B(M, f)$ nem lineáris függvényt a szubmátrix M hosszával normalizáltuk.

Eingenwillig és *Fischer* (1982) a felhőeloszlás-vektorok globális eloszlását határozták meg a METEOSAT mesterséges holdak vízgőzképei alapján. Három esettanulmányt végeztek és a szerzett tapasztalatokat általánosították.

Ők is szembe találták magukat a perem élesítésének problémájával, mivel a tisztán vízgőzképek kontrasztossága meglehetősen alacsony. A kontrasztkiemelés céljából nem az eredeti képsorokat, hanem általuk magasan szűrt képsorokat használták fel, és az így preparált képet digitalizálták. Szűrés céljára a

$$g(x, y) = f(x, y) - cm(x, y) + 127$$

függvényt használták fel, ahol $g(x, y)$ a filtrált kép szűrkeségi szintjét, m az (x, y) pont körüli négyzetes vagy kereszt alakú terület átlagos szűrkeségi szintjét, c pedig a súlytényezőt jelenti; x a sorok, y az oszlopok indexe. Akkor kaptak jó eredményt, ha $c = 0,8$ választással és 12×12 pixelből álló területből határozták meg $m(x, y)$ értékét.

A szélvektorok magasságának meghatározása az $M(\log p)$ függvény kiszámításán alapul. Ez a függvény a vízgőz szenzor sugárzásmérésében a különböző rétegek hozzájárulását írja le. Definíciója az alábbi:

$$M(\log p) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} A(\lambda) B(\lambda T) \frac{\partial \tau(\lambda, \log p)}{\partial (\log p)} d\lambda,$$

ahol λ a hullámhosszat, $A(\lambda)$ a vízgőzcsatornára vonatkozó spektrális érzékenységi függvényt, p a légnyomást, $B(\lambda T)$, a Planck-függvényt, $\tau(\lambda, \log p)$ pedig a p szint és a mesterséges hold radiométere közötti átbocsátását jelenti.

Száraz, felhőtlen légkörben a sugárzás alacsony rétegekből, magas

hőmérsékletből származik, nedves légkörben pedig magas szintről és viszonylag alacsony hő mérsékletéről. Ez a vízgőz képeken magas szűrkeségi szintnek felel meg, mivel a digitális adatok fényes foltokat mutatnak ilyen területeken.

A magasságmeghatározásra használt és hozzájárulási függvénynek (contribution function) nevezett függvényt a közepes földrajzi szélességek nyarára és telére határozzák meg. E függvény szerint a vízgőzalakzatok elmozdulásából leszámaztatott szélvektorok vonatkozási szintje nyáron 400, télen pedig 500 mbar.

Az előkészített, filtrált képekből szélvektorokat kell levezetni. Az idézett szerzők a vízgőzstruktúrák áthelyeződésénél egyszerű pont-nyomvonal leolvasást alkalmaztak; mivel a felhőelemek nyomolvasásánál alkalmazott korrelációs módszer sokszor alkalmatlannak tűnik a vízgőzstruktúrák áthelyeződésének a meghatározásánál. Ennek elsődleges oka a képek „kócos” volta, valamint a magas zajszint. Ez még a jól filtrált képek esetében is igaz. E körülmény miatt a képre alkalmazni kell a peremelésítési technikák valamelyikét.

Tekintettel arra, hogy a vízgőzstruktúrák időbeli változékonysága nem túlságosan nagy, részben, mert a közepes troposzférában nem túlságosan nagyok sem a függőlegesen sebességek, sem a száraz és nedves levegő keveredési hajlama, a vektorok levezetéséhez legalkalmasabb időköz a 3 óránkénti képsor felhasználása. Ügyelni kell azonban arra, hogy olyan szinoptikus jelenségek, mint a hátságok és frontok jellegzetes változást mutatnak a vízgőzstruktúrák képeiben. Ezek általában nem a mértékadó széllel mozognak, így az ilyen nagy skálájú képződmények kevésbé használhatók fel az áramlási szerkezet kipuhatolására.

A fentiekén kívül az operátornak még számos szempontot kell figyelembe vennie, ezek jó része azonban nem általánosítható, mert az adott időjárási helyzethez kapcsolódik.

3. A szélvektorok meghatározásából leszűrhető tapasztalatok

A vízgőzstruktúrákból levezetett szélvektorok jóságának a mértéke az, hogy azok mennyire simulnak bele a rádiószondás szélmérség adataiba, vagy az abszolút topográfiai által meghatározható geosztrofikus áramlásba. A szélvektorok ilyen természetű verifikálása nem minden esetben problémamentes, mivel a radioszélre csak 00 és 12 GMT-kor vannak adatok, a szél tér- és időbeli változékonyságát, a tér- és időbeli szerkezeti vagy kovarianciafüggvényt pedig ma még nem ismerjük kielégítő módon.

A szélvektorok meghatározásakor szerzett általános tapasztalatokat az alábbiakban foglaljuk össze:

Kästner et al. (1980) 105 szélvektor meghatározása és verifikálása alapján megállapítja, hogy jóllehet a szélvektorok többnyire aszinoptikus időből származtak, jó megegyezést mutattak a rádiószondával mért szelekkel. Voltak azonban olyan szélvektorok is, amelyek jelentős irány- és sebességeltérést mutattak. Külön-külön megvizsgálva e vektorok időjárási körülményeit kiderült, hogy az eltérés oka vagy hibás magasságbecslésből, vagy erősen görbült izohipsza kontúrból, vagy frontális zónából származott. Öröndetes, hogy gondos analízissel sikerült minden nagy eltérésnek az okát megtalálni. Egyébként a 105 szélvektorból levezetett szél átlaga $27,7 \text{ ms}^{-1}$, az 500 mbar-os fel-

színen észlelt szelek átlaga pedig $22,5 \text{ ms}^{-1}$, az eltérés tehát $5,2 \text{ ms}^{-1}$. A megfelelő geosztrofikus szélről való eltérés értéke hasonló: $5,7 \text{ ms}^{-1}$. Ez az eltérés nagyinak tűnik, de meg kell gondolnunk, hogy a szél térbeli változékonysága is közel ekkora. Az irányeltérés átlaga 21° .

Kästner és munkatársai kiemelik, hogy a vízgőzből levezetett vektorok meghatározását nagyon megnehezíti a vízgözstruktúrák „bolyhos” szerkezete, ami miatt nehéz földrajzi helyzetük azonosítása. Sokszor a légmozgás párhuzamos a vízgözstruktúrák éleivel, és ekkor nem reprezentálják az általános mozgásképet. A vízgözstruktúrák horizontális elmozdulását okozhatja a szél, de más mozgásforma, például hullámmozgás is; ez a körülmény is nehezíti a vektorok meghatározását.

Eigenwillig és *Fischer* (1982) is jó megegyezést talált a vízgőzből származtatott szélvektorok és a tényleges szelek között. Az összehasonlítás céljára olyan 83 szélvektort használnak fel, amely esetén a két vektor között nem volt 300 km-nél nagyobb távolság. A tényleges szelek és a vízgözképekből levezethető vektorok közötti $5,0 \text{ ms}^{-1}$ sebességeltérés és 20° iránykülönbség lép fel.

A szélvektorok meghatározásának hibái az alábbi forrásokból fakadnak:

- a) a mesterséges holdak korlátozott feloldóképessége,
- b) a navigációs folyamat,
- c) a vízgözképek finomszerkezetében fellépő alacsony kontraszt,
- d) a vízgöz-nyomvonalak nem advektív folyamatokból támadó része,
- e) a vízgőzből származtatott vektorok magassága meghatározásának bizonytalansága.

A bemutatott vizsgálatok azt bizonyítják, hogy a légkörben lévő, a műholdképeken megjelenített vízgözstruktúrákból megfelelő előkészítés után szélvektorok vezethetők le, és ezáltal az áramlási képre vonatkozó információ nyerhető, felhővel nem borított és rádiószondákkal ellátatlan területek felett.

IRODALOM

- Allison, L. J., Steranka, J., Cherrix, G. T. and Holsenrath, E., 1972:* Meteorological applications of the NIMBUS 4 temperature, humidity infrared radiometer, 6, 7 micron channel. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 53, 525–535.
- Eigenwillig, N. and Fischer, H., 1982:* Determination of midtropospheric wind vectors by tracking pure water vapor structures in METEOSAT water vapor image sequences. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 63, 44–57.
- Endlich, R. M., Wolf, D. E., Hall, D. J. and Brain, A. E., 1971:* Use of pattern recognition technique for determining cloud motions from sequence of satellite photographs. *Journ. Appl. Met.* 10, 105–117.
- Hubert, L. F. and Whitney, L. F., 1971:* Wind estimation from geostationary – Satellite pictures. *Mon. Weath. Rev.* 95, 665–672.
- Kästner, M., Fischer, H. and Bolle, H. J., 1980:* Wind determination from NIMBUS–5 observations in the $6,3 \mu\text{m}$ water vapor band. *Journ. of Appl. Met.* 19, 409–418.
- Leese, J. A. and Novak, Ch. S., 1971:* An automated technique for obtaining cloud motions from geosynchronous satellite data using cross correlations. *Journ. of Appl. Meteor.* 10, 118–132.
- Rákóczi, F., 1979:* A geostacionárius mesterséges holdak felhasználása a szélmező analízisben. *Időjárás* 83, 32–37.
- Rákóczi, F. and Kovács, E., 1981:* Wind-field analysis on the basis of METEOSAT images. *Adv. Space. Res. COSPAR.* 1, 133–137.
- Steranka, J., Allison, L. J. and Salamonsen, V. V., 1973:* Application of NIMBUS-5 THIR $6,7 \mu\text{m}$ observations to regional and global moisture and windfield analysis. *Journ. Appl. Meteorol.* 12, 386–395.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 3. szám, 1985. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 89. No. 3. May–June. 1985. Budapest

A hőtágulási tényezők szerepe a párolgásmérő kádak vízszintjének változásában

GALLÓ VILMOS, Agrometeorológiai Obszervatórium, H-5540 Szarvas

The role of thermal expansion factors in the variations of water level of evaporation pans.
The variations of water level depending from temperature in two different evaporation pans is examined. One of these is pan "A" and another is pan "INEP". The examinations indicated that the variations in water level were significantly depending of temperature, therefore, the data of evaporation pans may be used only is a restricted degree without taking into account this phenomenon. The author shows a possible way for compensating the temperature error.

✱

A hőtágulási tényezők szerepe a párolgásmérő kádak vízszintjének változásában. Szerző a vízszint hőmérséklettől függő változását vizsgálja kétféle párolgásmérő kád esetén. Az egyik a legáltalánosabban használt ún. A-típusú párolgásmérő kád, a másik a WMO által javasolt INEP-kád. Mind a számítások, mind pedig a kísérletek a hőmérséklettől jelentős függést mutattak ki, amelynek alapján megállapítható, hogy ezen hatás figyelembevétele nélkül a párolgásregisztrálók adatai csak nagyon korlátozott mértékben használhatók fel. A szerző javaslatot tesz a hőmérsékleti hiba kompenzálására is.

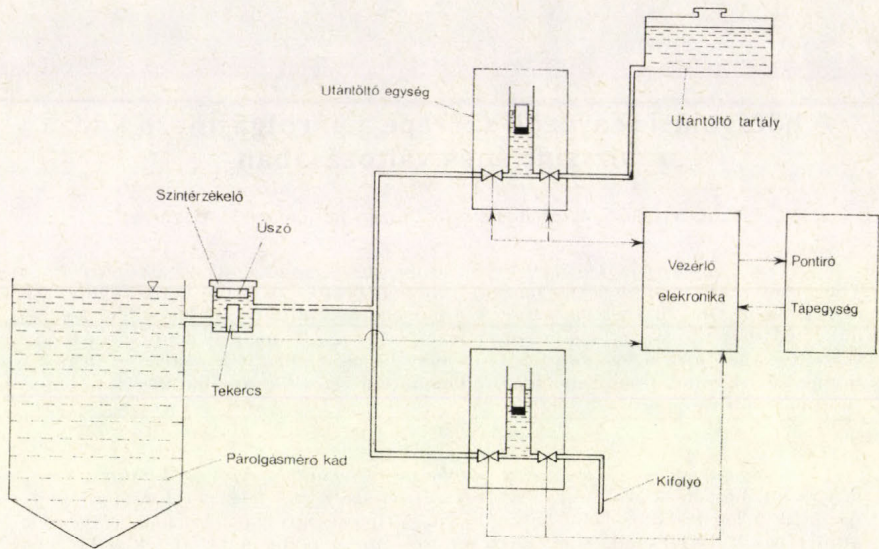
✱

A Szarvasi Agrometeorológiai Obszervatóriumban működő érzékeny párolgásregisztráló műszerek adatai különös napi eloszlást mutattak. A gyanú a kád és a víz hőtágulásának szerepére terelődött. A következőkben az ezzel kapcsolatos vizsgálatok ismertetésére kerül sor.

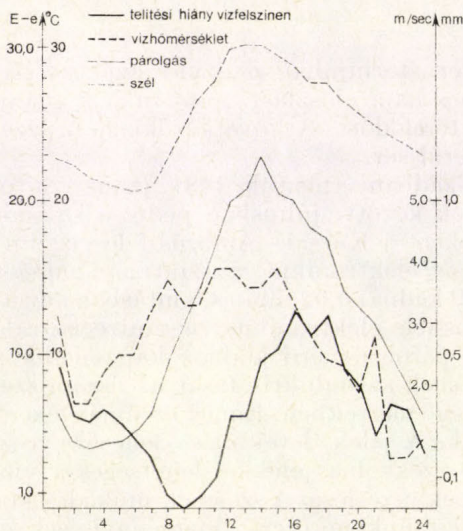
A kísérleteket „A” típusú és INEP-kádban végeztük, 1981. január 23-tól március 20-ig laboratóriumi körülmények között, júliusban pedig a szabadban. A fenti két kádtípushoz regisztrálóként a Karsai–Ambrus-féle vízszint-regisztráló berendezést használtuk. Ez az elektronikus vízszintmérő műszer az „A” típusú kádnál 0,006 mm, az INEP kádnál 0,02 mm-es bontásban követi a vízszint változását. A Karsai–Ambrus-féle elektronikus vízszintregisztráló működési elve röviden a következő: a párolgásmérő kádhoz kapcsolódik a szintfigyelő edény, amelyben egy tekercsnek az induktivitását az úszóra szerelt fémlemez változtatja a vízszinttől függő mértékben. Ennek eredményeként egy oszcillátor frekvenciája elhangolódik. A jelek detektálása lehetővé teszi a vízszint elektromos kijelzését, illetve ezekkel a jelekkel lehetséges a víz-adagoló vagy a vízleeresztő mágnesszelepek vezérlése. A szelepek működésekor a vízadagolók által pontosan beállított (esetünkben 6 cm³) vízmennyiségekkel történik a kád vízének pótlása és leeresztése.

A regisztrátumon tehát tulajdonképpen az adagolók működésének idő-grafikonjai láthatók. Ezek végeredményben a konstans vízszinttartáshoz szükséges vízmennyiségeket jelölik. A felépítés rendszerét mutatja az 1. ábra. Látható a párolgásmérő kád, a vízszintfigyelő tartály, benne a rezgőkörrel

és az úszóra szerelt fémlappal, a pincében elhelyezett elektromos egység, az adagolókkal és a membránszelepekkel. Innen kerülnek az elektromos jelek kábelen az épületbe, ahol egy DA átalakító alkalmassá teszi azokat pontíróval történő regisztrálásra.



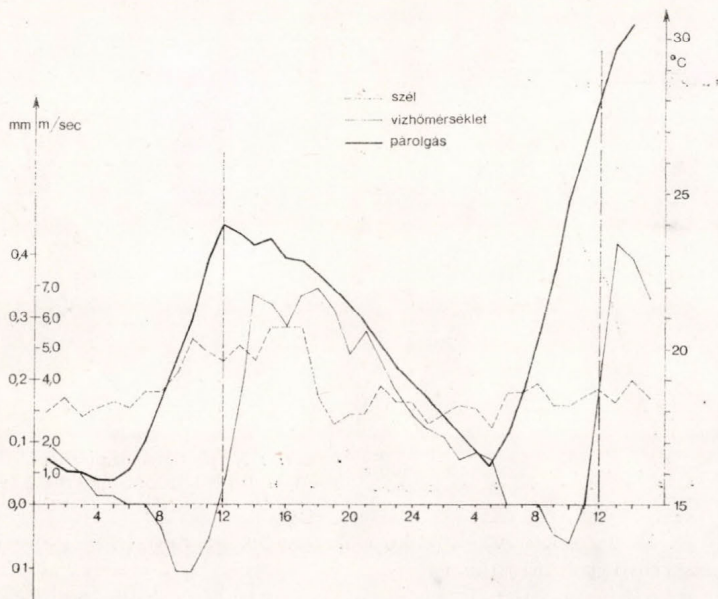
1. ábra : Az Ambrus—Karsai-féle párolgásregisztráló vázlatja



2. ábra : Az INEP -kád párolgásának a regisztrátum szerinti időbeli eloszlása 1981. június 4-én

Egyszerűnek mutatkozott a teljes mérőrendszer hőfokfüggésének vizsgálata oly módon, hogy a kád és a vízszintindikáló tartály összekötő csövét elzárva, annak állandósult vízszintjét regisztráltassuk különböző hőmérsékleti

szinteken. Több alkalommal 5–8 napon keresztül üzemeltetve így a berendezést, miközben a hőmérséklet 10–27 °C között változott, nem lehetett hőfokfüggést észlelni. Úgy tűnik tehát, a konstruktőröknek sikerült jó termikus stabilitást biztosítaniuk az egész mérőrendszerre. Egyébként ezek a vizsgálá-



3. ábra: Az „A” kád párolgásának regisztrátuma 1981. július 10–11-én

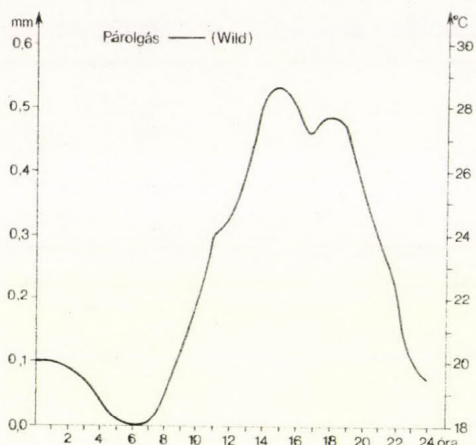
tok a megbízható elektromos felépítés és a zavarokra való érzéketlenség bizonyítékául is szolgálnak.

A 2. és a 3. ábra szemlélteti, hogy milyenek azok a párolgásregisztrátumon látható rendellenességek, amelyeknek okát a hőfokfüggésben keressük. A 2. ábrán az INEP-kád párolgásmenetét látjuk 1981. június 4-én, a víz feletti telítési hiány, a szél, a vízhőmérséklet aznapi értékeinek menetével együtt. Nagyon különösnek találtuk, hogy 4–5 órától a telítési hiány, a szél, a vízhőmérséklet értéke egyre növekszik, ugyanakkor a párolgás mindjobban csökken, sőt 9 órakor meg is szűnik. Még meghökkentőbb a 3. ábrán látható párolgásmenet, ahol 1981. július 10–11. adatait rajzoltuk meg. Itt látható, hogy az előző ábrához hasonló körülmények között a regisztrátum szerint nemcsak megszűnik a párolgás a délelőtti folyamán, de annyira emelkedik a vízszint, hogy jelentős vízleeresztés is történik, noha csapadék aznap nem volt.

Megvizsgálva a billenőedényes párolgásregisztráló és a Kozma–Karácsony-féle úszós párolgásregisztráló (amelyek szintén vízszintmegfigyelés elven működnek) adatait, hasonló hibákkal talákoztunk. Ugyanakkor más elven működő műszerek (súlyméréses módszer) adatai mentesek ezektől a hibáktól (4. ábra). Az elmondottak egyértelműen hőtágulási hibára utalnak, így tehát a kádat kellett tüzetesebb vizsgálat alá venni.

Első lépésként tájékozódásul megnéztük az alkalmazott anyagok hőtá-

gulási együtthatóit. Több szakkönyvet és táblázatot tanulmányozva végül is a következő értékeket hámoztuk ki: víz esetén $\alpha = 1,8 \cdot 10^{-4}$; vasnál $\alpha = 1,2 \cdot 10^{-5}$; üvegszállal erősített epoxi gyanta vagy melamin formaldehid esetén pedig $\alpha = 2,0 \cdot 10^{-5}$. Mindegyik anyagra kiszámítva és összehasonlítva a köbös hőtágulási együtthatót már valószínűsíthető volt, hogy a hőtágulás okozza a



4. ábra: A párolgás napi menete 1979. június 28-án a Wild-féle párolgásregisztrálón

mérési hibát. A víznek a vashoz képest ötször, az epoxihoz képest pedig háromszor nagyobb a hőtágulása.

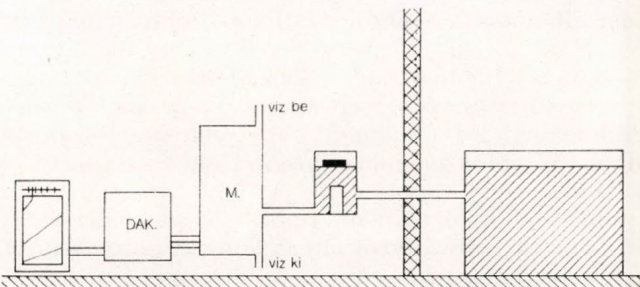
Ezek után kiszámítottuk a víz és a tartály $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletkülönbségre bekövetkező térfogatváltozását, majd ennek ismeretében meghatározva a vízszintváltozást, a következő eredményre jutottunk: „A” kádnál a hőtágulási hiba: $0,35\text{ mm}/10\text{ }^{\circ}\text{C}$; „INEP” kádnál $1,03\text{ mm}/10\text{ }^{\circ}\text{C}$

Ezek az értékek már napi párolgásösszegeket nézve is jelentősek, de nem szabad elfeledkeznünk arról, hogy a párolgás napi menete nyáron a regisztrátumon általában ennek az értéknek a kétszeresével torzul, a víz és a léghőmérséklet napi menetének megfelelő mértékben. A gyakorlatban ez a következőképpen jelentkezik: amikor a vízhőmérséklet délelőtt emelkedni kezd, a víz nagyobb hőtágulása miatt emelkedik a vízszint a kádban, és a párolgás okozta folyadékvesztés nagymértékben kompenzálódik. Az esti, éjszakai órákban ennek fordítottja játszódik le, ezért magas párolgási értékek adódnak.

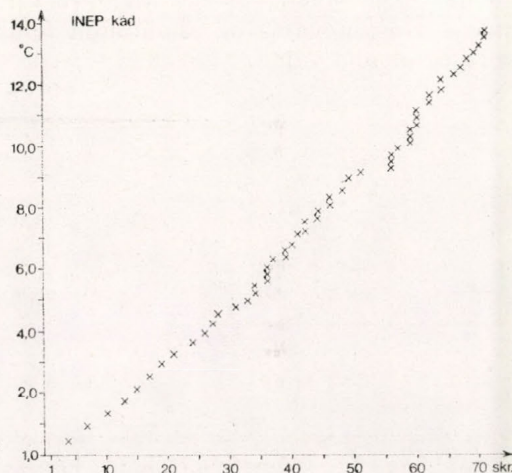
Részben a hőfaktórozók területén mutakozó bizonytalanságok miatt, részben azért, hogy igazoljuk a számítások eredményeit, laboratóriumi körülmények között is megkíséreltük a hőtágulási hiba mérését. Az 5. ábra a kísérleti mérés összeállítását vázolja. A teljes párolgásmérő berendezést betelepítettük a műszerszobába, ahol a hőmérséklet a teljes vizsgálati idő alatt csak $20\text{--}24\text{ }^{\circ}\text{C}$ között változott. A párolgásmérő kádat egy másik szobában helyeztük el, és itt fűtéssel és hűtéssel állítottuk be a kívánt $10\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletet. A párolgás megakadályozására $1\text{--}3\text{ mm}$ vastag olajréteggel zártuk le a vízfelszínt. A vízszint változás regisztrálása mellett adatgyűjtőn rögzítettük a vízfelszínnek, a víznek, a kád oldalfalának, a szoba levegőjének hőmérsékletét, és a szoba levegőjének relatív nedvességét.

Először az INEP-káddal folytattunk méréseket. Az 1981. február 3–5-e közötti mérések eredményeit a 6. ábrán szemléltetjük. Ennél a mérésnél a vízhőmérséklet 32 fok ról $16,3\text{ fok}$ ra süllyedt, és ez 68 skálarész kitérést okozott

a párolgásregisztrálón. Nagyon megnyugtató a méréseredmények kis szórása. Ezekből az adatokból 4,3 skálarész/fok, illetve 0,86 mm/10 °C hőtágulási hiba adódott. A január 28–29-én végzett méréseknél, amikor a vízhőfok 16,5 °C-ról 13,4 °C-ra csökkent, 4,5 skálarész/fok, vagyis 0,9 mm/10 °C tágulási hibát mértünk. A február 6–9 közötti ismétlésnél 27 °C-ról 10 °C-ra csökkentettük



5. ábra: A hőfokfüggés-vizsgálat mérésének bloksémája



6. ábra: Az INEP-kád hőtágulása; Szarvas, 1981. február 3–5.

a hőmérsékletet, 4,4 skálarész/fok, azaz 0,88 mm/10 °C-nak adódott ez az érték. Mindezek alapján úgy tűnik, nagy hibát a számolásnál nem vétettünk, ahol, ha visszaemlékszünk, 1,04 mm/10 °C-os hőtágulási hibát határoztunk meg.

Az „A” típusú kád vizsgálatánál nem volt ennyire meggyőző a mérési sorozat. A sikeresnek mondható mérések átlagából 0,21 mm/10 °C hőtágulási hiba adódott, míg a számított érték 0,35 mm/10 °C volt. Ha csak a végeredményt tekintenénk, nem volna különösebb gond, de azt is figyelembe kell vennünk, hogy a mért értékek között nagy szórás mutatkozott, és több alkalommal 10–15 °C-os hőmérséklet-változás sem okozott észlelhető eltérést. Ennél a sorozatnál a hibát valószínűleg ott követtük el, hogy a mérés meggyorsítása végett áttértünk a víz közvetlen fűtésére. Ez gyakran az olajhártya felszakadásához vezetett, valamint erős buborékképződést okozott. Feltehetően emiatt nem olyan egyértelműek az eredmények, mint az INEP-kád esetében voltak. Természetesen ezeket a méréseket körültekintőbben meg kell ismételni, és a

szerzett tapasztalatok birtokában sikeresebb eredményekre számíthatunk.

Összefoglalva, a vizsgálatok alapján elmondhatjuk, hogy a párolgásmérő kádaknál jelentős hibát okoz a hőtágulás. Ez már a napi kétszeri mérések szükségességét is megkérdőjelezi, és felhívja a figyelmet arra, hogy legfeljebb napi párolgásösszegekkel szabad dolgozni.

A szintfigyeléses elven működő párolgásregisztrálók szolgáltatata adatokkal kapcsolatban sajnos azt kell megállapítanunk, hogy a jelenlegi felállításban nem alkalmasak a párolgás dinamikájának (napi menetének) feltárására.

Más, pl. súlyméréses regisztrálók alkalmazása azért nem javasolható – bár az elmondottakból kézenfekvő lenne –, mert ezek használhatóságát erősen korlátozzák egyéb tényezők (pl. nagyobb szélben használhatatlanok). Pillanatnyilag csak annyit tehetünk, hogy számításba vesszük a hőtágulási hibát. A jobbik megoldás megítélésünk szerint az lenne, ha a regisztrálókhoz a kád anyagát és geometriáját úgy választanánk meg, hogy az jó termikus kompenzációt biztosítson 10–30 °C-os hőmérsékleti tartományban. Az igaz, hogy így a szabványtól eltérő lenne a párolgásmérő, de ezzel legalább ennek a hőtágulási rendszernek a tényleges párolgásadatait tudnánk rögzíteni. Ezzel kapcsolatban nézzünk egy egyszerű példát. Ha az „A” típusú kád nem vasból, hanem alumíniumból készülne, hőtágulási hibája csaknem felére csökkenne. Ezzel egyébként még olyan régi problémát is megoldanánk, mint a kádak festése, ugyanis az alumínium felületkezelésével – eloxálásával – ez szükségtelemmé válna.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 3. szám. 1985. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 89. No. 3. May–June 1985. Budapest

Viharjelzés a Balatonnál*

BŐJTI BÉLA, Viharjelző Observatórium, H—8601 Siófok, Pf. 80

Storm Warning Service at the Lake Balaton. The Storm Warning Service at the Lake Balaton has been working since the 8th July 1934. This service was organized by Alfréd Hille. In this paper, the history of the service and the development of the scientific methods are reviewed looking back to half a century. We'll show the current synoptic methods, the order of the storm warnings and the verification of the forecasts and warnings for many years. New perspectives and possibilities were opened by the satellites, radars and other special meteorological instruments for the storm warning meteorologists in the recent past. In this paper we'll give the trend of the development too.

✱

Viharjelzés a Balatonnál. 1934. július 8-a óta működik viharjelző szolgálat a Balatonnál. E szolgálatot Hille Alfréd szervezte meg. Ismertetjük a szolgálat történetét és a tudományos módszerek fejlődését a fél évszázad távlatából. Bemutatjuk a használatos szinoptikus módszereket, a riasztások kiadását, az előrejelzések és riasztások sokszéves verifikálását. A közelmúltban a meteorológiai műszerezettség, az időjárási radarok és a műholdak révén új távlatok és lehetőségek nyíltak meg a viharjelző meteorológus számára. E tanulmányban vázoljuk a fejlődés irányát is.

✱

A viharok által felkorbácsolt víz, a tomboló hullámok minden időben nagy veszedelmet jelentettek a Balatonon hajózők, a halászok, vitorlázók, csónakosok számára. A *Keszthelyi Hírlap* 1896. május 31-i számában a Balaton szentgyörgyhegyi partjánál „látható vala” víztölcsérről tudósított. Ugyanez a lap 1896. augusztus 9-i számában megrázó beszámolót közölt a *Propper János* nagyvárad kereshető *Alma* nevű jachtján történt eseményekről. A hajó Badacsonyból tartott Balatonfüredre, amikor viharba került, és *Tomasits Anzelmo* nevű matrözük — aki csak néhány napja hajózott a Balatonon —, a vihar áldozata lett. Ezek után érthető, hogy a viharjelzés igénye a Balatonnál már a századforduló elején felvetődött. Erre az időszakra esett *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* c. munka kiadása is, a Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága szerkesztésében.

Noha a múlt század második felében Európában már számos viharjelző szolgálat működött, Hollandiában 1860, Angliában 1861, a Bodeni-tónál 1880 óta, a Nemzetközi Vöröskereszt Egylet 1930-ban rendezett kongresszusa javasolta az érdekelt államoknak, hogy a nagyobb látogatottságú tavakon szervezzék meg a viharjelzést. Hazánkban ez idő tájt repülőgépek számára már működött a Légügyi Hivatal veszélyjelző hálózata.

* A meteorológiai tudományos napokon, 1984. november 22–23-án elhangzott előadás.

1931. szeptember 5-én heves vihar csapott le a Balatonra, és a vízirepülő iskola öt hidroplánját tette tönkre. A Légügyi Hivatal ekkor felkérte *Hille Alfréd* légiforgalmi aligazgatót, hogy foglalkozzék a balatoni viharok meteorológiai előrejelzésével. *Hille* megállapította: „... a balatoni viharok a közhiedelemmel ellentétben nem orozva törnek be, hanem jól követhetők az időjárás térképeken.” Eredményeit az *Aviatika* című folyóiratban tette közzé „Viharjelzést a Balaton számára” címmel. A szervezés és a felkészülés a kor hivatalait mind megjárta, de a végső döntést csak egy újabb tragikus esemény kényszerítette ki: 1933 júliusában két váratlan, heves szélvihar tört a Balatonra, áldozatokat és súlyos anyagi károkat hagyva maga után.

A fordulatot az 1934-es esztendő hozta meg: a Magyar Vöröskereszt Egylet Önkéntes Motoros Testülete megalakította a „vízből-mentő” szolgálatot. Ez a szolgálat 4 körzetben, 15 riasztó állomással indult. Siófokon *Iszer István*, Balatonlellén dr. *Boczán Elemér*, Balatonfüreden *Sebők Sándor* lett a vezetője, Balatonalmádi térségébe pedig egyelőre keresték a megfelelő személyt. A korabeli felszerelés motorcsónakból, jelzőlövedéket fellövő „vihar-ágyúból”, szirénákból és jelzőkosarakból állt. A viharjelző szolgálat meteorológiai kiszolgálását a Légügyi Hivatal meteorológusai végezték, kezdetben a Mátyásföldön, majd Budaörsön elhelyezett repülő-időjelző állomásról. A veszélyjelző szolgálatban 20 hazai állomás vett részt. Folyóiratunk, az *Időjárás* a 30-as évek közepén már beszámolhatott a balatoni és a dunai viharjelző szolgálat nyári működéséről 1934-ben. *Hille Alfréd* 1936. november 11-én a Magyar Vöröskereszt Érdemkeresztjét kapta a viharjelző szolgálat megindításáért.

A Budapestről irányított viharjelző tevékenységről már az első években kiderült, hogy a helyi jellegű viharok sikeres előrejelzése és a riasztások időben történő végrehajtása csak a tó mellől oldható meg.

Réthly Antal *A Balaton környékének éghajlata* című munkájában megállapította, hogy „a legnagyobb kellemetlenségek, sőt szerencsétlenségek a déli hidegbetörések alkalmával történnek, kezdetben élénk, majd viharossá váló széllel a Balatonnál. Az Országos Meteorológiai Szolgálat 1974-ben kiadott, *Béll Béla* és *Takács Lajos* által szerkesztett, „*A Balaton éghajlata*” című monográfiája mindezt alátámasztotta. Az expedíciós méréseket *Kakas József* vezette. A helyi jellegű folyamatokról ma már tudjuk, hogy a közismert délies hidegbetörések esetén a Szlovénia fölötti instabilitási vonalak szélrohamaival találkozhatunk. *Bodolai István* és munkatársainak kutatása nyomán az eredményeket 1975-ben publikálták.

A balatoni viharjelző szolgálat első szakasza kilenc évig tartott, működésének a második világháború vetett véget. A felszabadulást követően új, eleven pezsgő élet kezdődött a Balaton mellett. Mind sürgetőbbé vált a balatoni viharjelző szolgálat újjászervezése, ám gyakorlatilag csak 1951. június 30-án indulhatott meg újra. A meteorológiai kiszolgálást Siófokon a MAHART Balatoni Üzemigazgatóságának területére telepített állomásra a nyári időnyre kirendelt egy-egy szintikus-meteorológus felváltva látta el. Később azonban bekapcsolódott a munkába a ferihegyi repülő-időjelző osztály is. 1952-ben a Központi Meteorológiai Intézet akkori igazgatójának, *Dési Frigyes* professzornak szorgalmazására az Országos Tervhivatal megfelelő hitelkeretet nyitott a *Siófoki Balaton-kutató és Viharjelző Observatórium* megtervezésére. Az építkezés 1954. június 8-án kezdődött el, *Molnár Péter* mérnök tervei alapján. A létesítményt 1956. december 31-én adták át rendeltetésének.

Közben gyorsan peregtek az események: 1953-ban a Magyar Meteorológiai

Társaság keretében munkabizottság alakult a szakmai fejlesztés ösztönzésére. A viharjelzés technikai részleteit szabályozó megállapodást 1958. május 12-én írták alá a Belügyminisztérium és a Meteorológiai Intézet képviselői. Az együttműködési megállapodás megújítása 1978. február 23-án történt. 1962-ben a meteorológiai szolgálat keretében külön kutatócsoport látott hozzá a viharjelzés meteorológiai kiszolgálásának tökéletesítéséhez. Elsősorban *Bodolai István*, majd *Tánczer Tibor*, *Götz Gusztáv*, *Ambrózy Pál*, *Bodolainé Jakus Emma*



1. ábra : A Viharjelző Obszervatórium Siófokon. Fig. 1 : The Siófok Storm-warning Observatory

részlettanulmányaikban elemezték a zivatarok előrejelzését, a kifutószelek meghatározását, a bárikus szelek föllépését. A tudományos publikációk száma e témában meghaladja a 100-at. A szakembereknek módjukban állt külföldön is tanulmányozni a viharjelzési módszereket. 1966-ban jelent meg tizenkét kutató tollából a „*Sturmwarnung am Balatonsee*” című könyv, amely ma is időálló módszertani útmutató a szolgálat dolgozói számára. A 154 oldalas kiadvány a főbb kutatási eredményeket foglalja össze. Szerzői megállapították, hogy a balatoni viharok három nagy csoportba sorolhatók:

- a) a légtömegcserével járó, ún. frontális viharok,
- b) az egyensúlyi helyzet felbomlásából származó viharok, zivatarok, instabilitási vonalak stb. és végül
- c) a légnyomási gradiens következtében föllépő viharok csoportjába.

Ennek figyelembevételével jelölték ki az optimális riasztási szinteket. Érdeemes megjegyeznünk, hogy a határokat nem önkényesen, hanem más, nagyobb tavakon alkalmazott gyakorlatnak megfelelően, a vitorláshajók menettulaj-

donságait és biztonságát figyelembe véve állapították meg. A sárga (első fokú) jelzést 100 N/m^2 , a piros (másodfokú) jelzést 200 N/m^2 vagy ezt meghaladó nyomóerejű szél esetén tartották szükségesnek.

A kutatási eredmények nyomán a műszerezettség állapota is javult; nevezetesen megkezdődött a korszerű, érzékeny szélműszerek telepítése. Ezt követően a balatoni viharjelző szolgálat megfigyelési és távközlési technikája egyaránt gyors fejlődésnek indult. Az eseményekre csak címszavakban emlékeztetünk.

Siófokra települt a közép-európai szférikus iránymérő hálózat egyik állomása. Ugyancsak a siófoki viharjelző obszervatóriumban ötcsatornás vilámszámlálót helyeztek üzembe. Balatonfüredről távszélmérő állomás ad tájékoztatót 1965-től kezdve. Elektromos vízhőmérőt, távhőmérőt és nedvességmérőt telepítettek az obszervatóriumba. A műszaki fejlődés *Mezősi Miklós* irányításával, munkatársainak szakszerű munkája nyomán tovább gyarapodott. A viharjelző szolgálat ügyeletes szinoptikusa ekkor már géptávírón kapta Budapestről a talajközeli és magaslégköri anyagokat. Megindulhatott az Offenbachból sugárzott térképek vétele fakszimilével. A 60-as évek mindmáig legnagyobb műszaki fejlesztése azonban az URH rádiótelefonhálózat kiépítése volt. Ez a gyorsjelentő kapcsolat ma már nélkülözhetetlen a viharjelzés számára, hiszen egy idényben kb. 1500. ún. „Vihar Speci” távirat érkezik, sőt a radar-információk azonnali továbbításához is szükséges, nemkülönben az észlelők megfigyeléseit is ennek segítségével juttatják el a Központi Előrejelző Intézetbe, illetve Siófokra.

A szolgálat számszerű eredményeit, azaz a viharjelzések 86% körüli beválását már 1972-ben előadás keretében ismertettük. A fejlődő vízrendészettel kiépített együttműködés eredményei már a nevezetes 1967. augusztus 5-i vihar alkalmával igen jól megmutatkoztak. A viharra időben megtörtént az előrejelzés, 108 embert sikerült megmenteni. A 70-es években a műszaki fejlődés további folytatásaként közvetlen fakszimile-összeköttetés jött létre a Közp. Előrejelző Intézet és Siófok között. A párhuzamos munkákat megszüntettük, és új módszereket vezettünk be. Manapság egy 12 órás szolgálat folyamán közel 30 térkép, illetve topográfia, talajtérkép, előrejelzés, index-számítás stb. áll a viharjelző szinoptikus rendelkezésére.

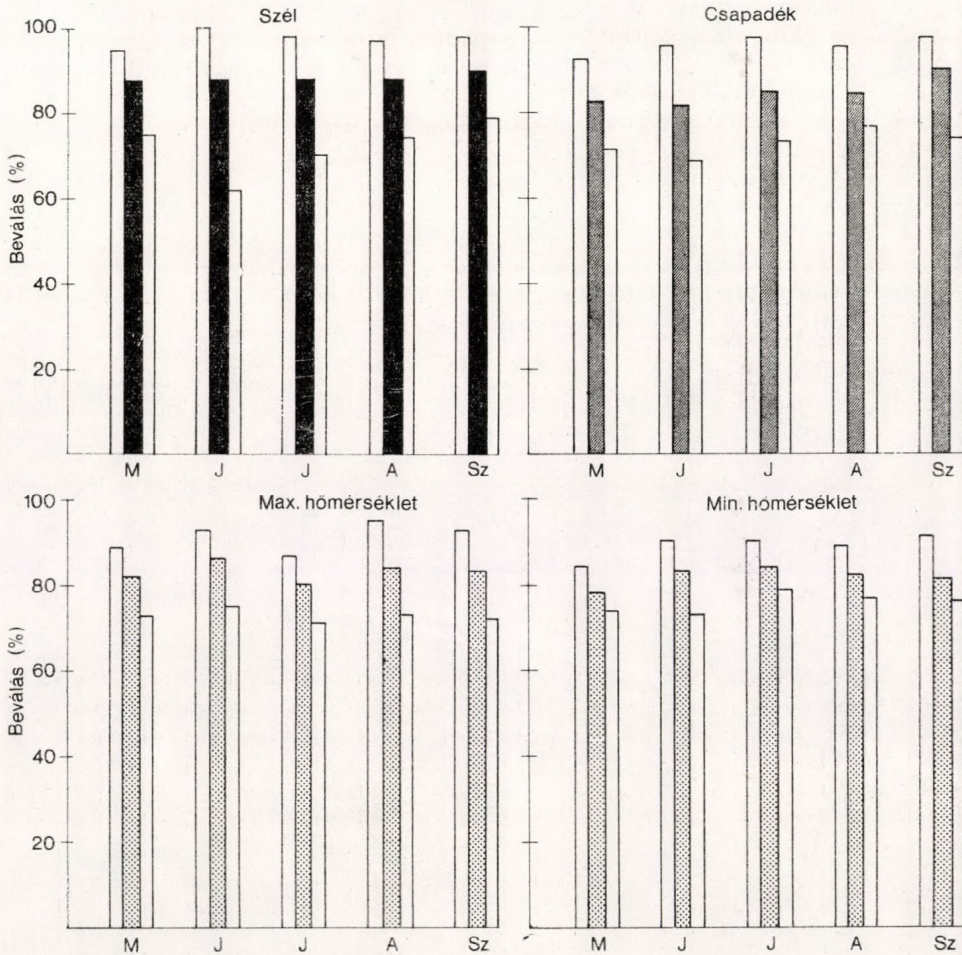
A számítógépes programok felhasználása is megkezdődött az azori-orrhelyzetek felismertetésével, *Bartha, Rábai* és *Vissy* munkája nyomán. Az időjárás radaradatok megjelenése is erre az időszakra esik. A radarral földértett zivatarok adatait kezdetben honvédségünk egyik bázisától kaptuk, ma már viszont Szolgálatunk Szentgotthárd-Farkasfán létesített radarmeteorológiai obszervatóriuma által szolgáltatott időjárás radaradatok segítik viharjelző munkánk eredményesebbé tételét. A 80-as évekre a viharjelző szolgálat odáig fejlődött, hogy a riasztásokon kívül a Balaton térségében várható időjárásról is rendszeresen ad tájékoztatást. A Siófokon és a Közp. Előrejelző Intézetben készített balatoni előrejelzések a nagyközönség számára a rádión keresztül kerülnek nyilvánosságra.

A rakétás riasztás – bár ötven éves múlta tekint vissza –, ma már nem alkalmas gyors és folyamatos riasztásra, valamint ennek feloldására. Ezzel a kérdéssel 1979/80-ban, majd 1983-ban szakmai tanulmányok foglalkoztak. Előrelépést jelentett az, hogy 1982/83-ban a Balaton körül 6 helyen üzemelő fényjelző rendszer épült ki a Balatoni Intéző Bizottság anyagi támogatásával; 1984-ben, a kísérleti idényben már megbízhatóan s jól működött a rendszer.

Az előrejelzések beválásáról

Az 1984-ben felújított és korszerűsített siófoki obszervatóriumunknak a balatoni viharjelzésben közel ötven évi működésére visszatekintve alkalom kínálkozik arra is, hogy működésének eredményeit, az általa szolgáltatott előrejelzéseket minősítsük, beválásukat ellenőrizzük.

A 60-as évek óta egyszerű módszerekkel, rendszeresen ellenőrizzük a prognózisok beválását. Az egyes időjárási elemekre, mint a szél, csapadék, szélső hőmérsékletek, kiadott előrejelzések minőségük szerint osztályzatot kapnak.



2. ábra: A Balaton térségére kiadott szél-, csapadék-, maximum- és minimumhőmérséklet-előrejelzések beválásának maximális, átlagos és minimális értékei (%) az 1975–1984 közötti 10 év viharjelzési idényének egyes hónapjaiban. Fig. 2: The maximum, average and minimum values of accuracy (per cent) of wind-, precipitation- and extreme temperature forecasts issued for the Lake Balaton area in the months of the storm-warning season from 1975 to 1984

A szélelőrejelzéseket a távszélmérőkkel ellátott vonatkoztatási pontokra a következőképpen minősítjük, ill. osztályozzuk:

0 = telitalálat;

1 = az előrejelzés a Beaufort-skála szerinti 1 kategóriával tér el a valóságtól;

2 = két kategória az eltérés;

3 = három kategória az eltérés.

A csapadékelőrejelzések minősítése, ill. osztályzatai:

0 = az előrejelzés szerint lesz csapadék, és volt;

az előrejelzés szerint nem lesz és nem is volt csapadék;

1 = az előrejelzés szerint lesz csapadék, de két sürgönyző állomás közül csak az egyikén volt;

2 = az előrejelzés szerint lesz csapadék, de sehol nem volt;

3 = az előrejelzés szerint nem lesz csapadék, de a sürgönyző állomások valamelyikén mégis volt.

A maximum- és minimumhőmérsékletek előrejelzésének osztályozása:

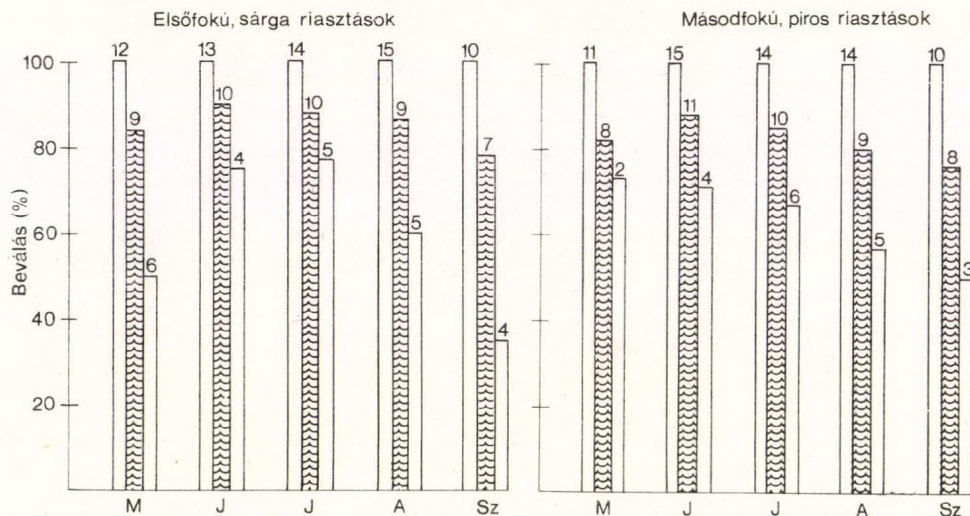
0 = telitalálat;

1 = 2°C-nál kisebb,

2 = 2°C-nál nagyobb,

3 = 5°C-nál nagyobb az eltérés az előrejelzett és a mért adatok között.

Az ilyen módon adott osztályzatok egyszerű, gyors módszert kínáltak a prognózisok beválásának értékelésére. Látható, hogy 0 és az 1 osztályzat a bevált, jó prognózist, a 2 és a 3 pedig a rossz prognózist jelenti. A Balaton térségére kiadott előrejelzések 10 évi (1975–1984) osztályozott anyaga statisztikai feldolgozásának eredményeként az 1. ábrán mutatjuk be a négy időjárási elemre kiadott előrejelzések beválásának maximális, átlagos és minimális értékeit

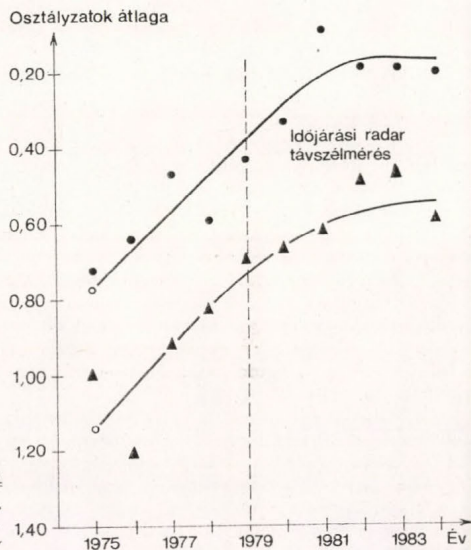


3. ábra: A Balaton térségére kiadott első fokú (sárga) és másodfokú (piros) rakétás riasztások beválásának maximális, átlagos és minimális értékei (%) az 1975–1984 közötti 10 év viharjelzési időnyének egyes hónapjaiban. Fig. 3: The maximum, average and minimum values of accuracy (per cent.) of first-order (yellow) as well as second order (red) rocket-warnings issued for the Lake Balaton area in the months of the storm-warning season from 1975 to 1984

a viharjelzési idény egyes hó aphaiban. A szélelőrejelzések átlagos beválása 85–87%, de minimális értéke is, júniusban, eléri a 62%-ot. A csapadék és a szélső hőmérsékletek előrejelzésének átlagos beválása is minden hónapban eléri, ill. meghaladja a 80%-ot.

A 2. ábrán a Balatonnál kiadott elsőfokú, sárga és a másodfokú, piros riasztások beválásának maximuma, átlagos és minimum értékeit mutatjuk be, feltüntetve a kilótt rakéták darabszámát is, az oszlopdiagram megfelelő helyén. A 2. ábra szerint a balatoni viharjelzés hatékonysága 85% körül van, 2–3%-os eltéréssel számolva tehát jónak mondható.

Az előrejelzések osztályzatokkal történt minősítése lehetővé teszi a szí-



4. ábra: A viharjelző szinoptikusok 1975–1984 közötti szakmai tevékenységének értékelése.
Fig. 4. Evaluation of professional activity of storm-warning synoptists from 1975 to 1984

noptikusok személyi teljesítményének értékelését is a következőképpen: Ha az osztályzatok értékének összegét osztjuk az osztályzatok számával (ez utóbbi tulajdonképpen a vonatkoztatási, ill. ellenőrző pontokra kiadott információk számát jelenti), az előrejelzés minőségére jellemző mérőszámot kapunk. Ezzel a számmal a viharjelző szinoptikus naponta ellenőrizheti munkáját. A 3. ábrán a viharjelző szinoptikusok munkájának ezzel a módszerrel történt értékelését mutatjuk be. A vízszintes tengelyen az évek, a függőlegesen az osztályzatok értéke és az osztályzatok száma hányadosának átlagát tüntettük fel, majd két görbét szerkesztettünk. *Felső görbe*: a legjobb osztályzatok értékének összege osztva ezek számával, 10 évi átlag. A görbe körüli pontok az átlag körüli szórást jelzik. *Alsó görbe*: ugyanaz a legrosszabb osztályzatokra vonatkozóan. A görbe körüli háromszögek a szórást jelentik. Megállapítható, hogy az 1975–1977 között a legjobb eredmények olyanok voltak, mint ma a leggyengébbek, továbbá az is, hogy 1979 után – az időjárási radarok, a távszélmérő és a műholdakkal nyert információk felhasználásával – jelentős fejlődés indult meg.

A meteorológia tudományának fejlődése a *nowcasting*-rendszerű viharjelzések kiépítésének az irányába mutat, szolgálatunk egy ilyen rendszer kialakításán fáradozik.

GARETH J.: A növényzet termelőképessége (Ford.: Simó György). Mezőgazdasági Kiadó, Budapest 1984. 7 fejezet, 133 oldal. (Az eredeti mű 1979-ben jelent meg a Longman Group Limited kiadónál, Londonban.)

Ez a könyv egyik azok közül az utóbbi időben egyre szaporodó, részben ismeretterjesztő, részben tudományos igényű könyvek közül, amelyeknek természetszemléletét a komplexitás, – a hasznosítás és a környezetvédelem –, a jelen és a jövő együttes figyelembevételére hatja át.

A bevezetésben a szerző felhívja a figyelmet a Föld növényzetének különböző szempontok szerinti tanulmányozására. A növényzet energiatermelő-képessége önmagában jól körülhatárolt terület, következményei és felhasználási területei azonban szerteágazók.

Az első fejezet a növényi növekedéssel, a növekedés és a fejlődés fiziológiai és biokémiai szabályozottságával foglalkozik. Bemutatja a növényi hormonok szerepét, s azon lehetőségekre is utal, hogyan alkalmazhatja az ember az e téren szerzett ismereteit a termelés növelésére. Rámutat a környezetre: a napsugárzás, a víz és hő szerepére. A víz- és tápanyagforgalomban döntő a talaj szerepe is. Ennek kialakításában akár pozitív, akár negatív irányban, az ember szerepe kiemelkedő.

A kutatás sokat tett azért, hogy feltárja az egyes tényezőknek a hatását a növényi növekedésre – nem mindig sikeres azonban a nagy számú tényező együttes hatásának felbecslése. A növekedés mérése is számos nehézséget rejt. A növények energiaátalakító képességét (produktivitását) egy adott területen meghatározott idő alatt felhalmozott energiamentességgel mérjük. A termelőképesség a növény anyagfelhalmozódási sebessége. Ezzel szemben a termés kifejezés több dolgot is jelenthet. Az ökológusnak a termés egy adott területen létrejövő szerves anyag összmenyiségét jelenti. A mezőgazdaság számára viszont a termést az értékesíthető vagy felhasználható termésmennyiség jelenti, ami a tenyészidőszak végén, vagy az állat életének végén felhasználható. A fejezet címében a szerző a mérési módszerek bemutatását ígéri – ezekre azonban itt csak felületesen utal, bár később néhány konkrét növényállományra be is mutatja.

A 2. fejezetben a természetes növényzet produktivitásának világméretű áttekintését nyújtja. Számos kutató és szakértői csoport becslése alapján táblázatban is bemutatja a főbb vegetációs egységek növényi produktívójának mérőszámait: az évente képződő szárazanyagot, illetve a területre jellemző biomaszát mennyiségét. Összehasonlítást végez a természetes növénytakaró és a mezőgazdasági növényállományok produktívójára vonatkozóan. Bemutatja, hogy a legintenzívebb termelést folytató területek produktívója is legfeljebb csak közelíti a természetes vegetáció produktívóit.

A 3. fejezet az ember által módosított mezőgazdasági rendszerek energiaviszonyait taglalja. A mezőgazdasági rendszerekre jellemző, hogy a természetes energián túl az ember plusz-energiát visz a rendszerbe. A fejletlen mezőgazdaságú afrikai országokban a bevitt energia csak mintegy harmada a gépesített, belterjes mezőgazdaságot folytató országokra jellemző értéknek. Bemutatja a szerző, hogy a növények által megkötött energiának növényi fogyasztás esetén 30%-a jut el az emberhez, s tovább romlik ez az arány a húsfogyasztás esetén, ahol is csak 4% körüli az emberhez eljutó energiahányad. A mezőgazdasági rendszerek alacsony produktívitásának okát a szerző egyrészt a jellemző növények rövid tenyészidejében, másrészt a monokultúrában látja. A növelés lehetőségét kínálná a multikultúra (2 vagy több növény vegyes, réteges termesztése), melynek technikai-technológiai megvalósítása azonban nagyüzemi méretekben számos akadályba ütközik.

Ugyanebben a fejezetben elemzi a szerző az erdők produktívitásának jelentőségét is, mert a 4. fejezetben kizárólag az erdők biológiai termőképességének értékelésére szolgáló módszerekkel foglalkozik. Hangsúlyozza, hogy minden esetben rendkívüli munka- és időigényes feladatról van szó.

Angliában az erdők fakitermelésének osztályozására használt rendszert csak számos kísérleti parcella létrehozása után dolgozták ki, ahol kb. 40 éven át gondosan kiszámították a különböző növekedési paraméterek közötti összefüggéseket. Ígéretesnek mutatkozik ezen a területen is a dinamikus szimulációs modell alkalmazása, melynek segítségével a különböző gazdálkodási modellek a terepen való kipróbálás előtt lefutathatók, s így 20 év helyett 20 hónap alatt megfelelő döntést előkészítő eredményre lehet jutni.

Az 5. fejezetben a szerző esettanulmányt ír le, amely egy konkrét termőhely produktívindexének kiszámítását jelenti.

A 6. fejezetben az erdőkről áttér a szerző legelők és mezőgazdasági területek produktivitásának becslésére. Elvileg mutat be néhány módszert: tömeggyarapodás-, ill. CO₂ beépülés-méréseket, valamint a rádióaktív nyomjelző anyagok beépülésének mérést. A technikai kivitelezés bemutatása meghaladja a könyv kereteit, bár felhívja a figyelmet néhány lehetséges hibaforrásra. Rámutat a primer produkció és a növényevő állatok fogyasztása, valamint a műtrágyázás és az öntözés közötti kapcsolatra. Ismét utal a szimulációs modellek alkalmazásának lehetőségére, mely legelők és mezőgazdasági növények esetén már jelenleg is jól alkalmazható, tekintettel arra, hogy ezek az erdőknél kevésbé bonyolult rendszereket alkotnak.

A befejezésben röviden összefoglalja a szerző az egyes fejezetek tartalmát és kifejti azon véleményét, amely szerint a vegetációs rendszerek kizsákmányolásával elért növekvő mezőgazdasági termelés – amelyből hiányzik az ökológiai alapokon álló fejlesztés –, valójában nem jelent valódi növekedést a csökkenő erőforrások hatékony felhasználásában.

Az agrometeorológus kutató számára a könyv szemléletet alakító ereje igen hasznos; felfedezheti benne saját kutatási területének viszonyulását más tudományokhoz, s a természet egészéhez. Jelentős hibának tartom azonban, hogy a szövegben meglévő nagy számú irodalmi hivatkozást nem követi irodalomjegyzék – amelynek alapján az érdeklődő olvasó tovább tudna a témába mélyedni.

Hunkár Márta

ATKINSON, B. W.: (editor): *Dynamical Meteorology (Dinamikus meteorológia)*. Methuen, London and New York 1981. 228 oldal, 90 ábra, 1 táblázat.

A *Weather* 1978 januárja és 1979 áprilisa között dinamikus meteorológiai tárgyú cikksorozatot közölt. Mivel a folyóirat olvasóinak a fele nem meteorológiai előképzettségű, a cikkeknek különösen fontos volt a fogalmak és a tárgyalt jelenségek fizikai interpretációjának világos volta. A tanulmányosorozat nagy sikert aratott és a Royal Meteorological Society, valamint a Methuen Kiadó elhatározta a cikksorozat kiadását kötetben, *Atkinson, B. W.* szerkesztésében.

Az ismertető kötet tehát a nem szakmeteorológus, hanem a meteorológia iránt érdeklődő olvasók számára készült. A *Weather*-ben közölt anyag ui. bővült, így szakmai anyaga az említett tanulmányosorozat mondanivalóján túlmutat.

A 15 fejezetből álló könyv 10 szerző munkája. Felépítése teljesen eltér a dinamikus meteorológiai szokványos felépítésétől, de tulajdonképpen a dinamikus meteorológia minden ágával foglalkozik: a hidrodinamikai és termodinamikai problémákkal (*Panovsky*), az örvényességgel és divergenciával (*Harwood*), a dinamikai és kinematikai struktúrák analízisével (*Pedder*), a légköri hullámokkal (*Atkinson*) és a légköri mozgások spektrumával (*Reiter*), a turbulencia sajátosságainak a leírásával (*Ibberson*), majd a légköri energetikával (*White*), a felsikló konvekció kérdéseivel (*Geen*) és a légkör numerikus modellezése kérdéseivel (*Gadd*). Epilógusként *Smagorinsky* szóial meg: felvázolja a dinamikus meteorológia perspektíváit.

A sok szerző – sok téma problémát nagyon jól oldja fel a szerkesztő. Az egyes fejezetek – bár a célkitűzésnek megfelelően önálló egész részek – mégis kölcsönösen egymásra utaltak és egymást kiegészítik. A könnyed stílus, a világos, letisztult tárgyalási mód bizonyára vonzóvá teszi a könyv olvasását a nem szakmeteorológusok körében, de a meteorológusoknak, még az elméleti ismeretekkel felvértezetteknek is hasznos és tanulságos olvasmány e könyv. Különösen gyümölcsöző azoknak, akik oktatással foglalkoznak, mert a leegyszerűsített, világos, didaktikailag átgondolt tárgyalásmód az oktatás egyik alapfeltétele.

A fogalmak jó eljáratását teszi lehetővé a nyomdatechnikailag szép, mondanivalójában világos ábraanyag.

A könyv – természeténél fogva – csekély számú irodalmi utalást tartalmaz: forrásmunka kutatására tehát alkalmatlan. Nagy segítséget nyújt azonban a könyv mindennapi használatában a jól sikerült tárgy- és névmutató.

A mű olvasása közben „irigység” fogott el bennünket; milyen szerencsés helyzetben van egy nagy nyelvterület, amelynek szakmai könyvkiadása ilyen munkák megjelentetését is lehetővé teszi.

Rákóczi Ferenc

METEOROLÓGIAI VILÁGNAP 1985

A Magyar Meteorológiai Társaság március 20-án ünnepelte a 24. Meteorológiai Világnapot, majd az ünnepi megemlékezés után tartotta meg 1984. évi záróülését.

Szász Gábor elnöki megnyitójában méltatta a Világnap jelentőségét, amely kicsit ünnep, kicsit kötelesség a meteorológusok számára. E napon a társadalomnak mindig olyan aktuális kérdése kerül megvitatásra, amelynek meteorológiai vonatkozásai vannak. Ilymódon idén „A meteorológia és a társadalom létbiztonsága” címmel Antal Emánuel, az OMSZ elnökhelyettese tartott előadást.

Elmondotta, hogy a világnapnak nemcsak az a célja, hogy a nagyközönség minden országban jobban megismerje a meteorológiának a gazdasági és társadalmi élet számos területére kiterjedő hasznos, sőt nélkülözhetetlen tevékenységét, hanem azt is, hogy kellő tájékoztatást adjon a Meteorológiai Világszervezet tevékenységéről, nemzetközi működéséről.

Az időjárásnak és éghajlatnak számos olyan jelenségét ismeri az emberiség, amely nagymértékben befolyásolja tevékenységét, esetenként pedig még a létbiztonságot is veszélyezteti. Gondolni kell itt a hazánkban csak kevésbé ismert trópusi ciklonokra, az ezek okozta hatalmas árvizekre és szökőárra, a tornádókra és lavinákra, az éghajlati katasztrófákra, mint pl. az évek óta tartó afrikai aszályra, vagy a dél-amerikai El Niño jelenségre. Másrészt a létbiztonságot olyan időjárási veszélyjelzés hiánya is fenyegetné, amelyet ma már az emberek magától értetődőnek tartanak. Ilyen terület többek között a tengeri személy- és áruszállítás, a légi közlekedés meteorológiai biztosítása, a szmogriadó elrendelése, üzemi balesetek következtében a légkörbe kerülő mérgező gázok és radioaktív szennyező anyagok terjedési viszonyainak előrejelzése az esetleges intézkedések megtételéhez.

A Világnap témájába beletartoznak a potenciális időjárási és éghajlati szélsőségek is, amelyek veszélyeztetik az emberi tevékenységet.

Az előadó a továbbiakban részletesebben beszélt a trópusi ciklonok, az árvizek, a hegyvidéki árvizek, lavinák és tornádók okozta károkról és azokról a veszélyjelző rendszerekről és intézkedésekről, amelyekben a meteorológusok

sok igen aktívan vesznek részt, és amelynek segítségével a jelenség ugyan nem befolyásolható, de az emberélet óvható és az okozott kár csökkenthető.

Az éghajlati katasztrófákról szólva, és itt elsősorban az aszályra gondolva, kijelentette, hogy amíg az aszályt nem tudjuk megelőzni, a meteorológus feladata: megalapozottabb előrejelzés készítése arra vonatkozólag, hogy hol és mikor fog bekövetkezni és meddig fog tartani. Sajnos az aszály időskáláját tekintve még nincs tudományosan megalapozott módszer, amelynek birtokában egyértelműen előrejelezhető lenne az éghajlati katasztrófa.

A hajózáson és a repülésen kívül, amelynek biztosítása a meteorológia részéről igen régen és igen szervezeten folyik, a közlekedés, valamint a vízisport és a vízparti üdülés biztonságáról is gondoskodik a meteorológiai szolgálat. Az országos légköri veszélyjelző rendszer legkidolgozottabb része a Balatonai Viharjelző Szolgálat, amely 1934 óta működik. A korszerűtlen rakétás riasztásról most térnek át a folyamatos jelzést adó fényjelző rendszerre, amely tovább növeli a riasztórendszer hatékonyságát.

Kitért még a WMO Éghajlati Világprogramjához, a Hidrológiai Programjához és a Környezetvédelmi Programjához a jelentőségére és ezek kutatási tevékenységére, amely lehetővé teszi a meteorológiának az emberiség létbiztonságában való sikeres alkalmazását és így ilymódon a hirtelen bekövetkező időjárási események, valamint éghajlati katasztrófák káros következményeinek jelentős mérséklését, esetenként annak megelőzését.

Az ünnepi előadás után Simon Antal főtitkár tartott beszámolót az MMT 1984-ben végzett munkájáról, valamint az 1985-ös év terveiről. Tekintettel arra, hogy a Társaság 1985 novemberében tisztújító közgyűlést fog tartani, a főtitkár beszámolójában csak a kiemelkedő eseményeket említette meg.

A Választmány jóváhagyásával 1984 elején alakult meg a Nap- és Szélerenergia Szakosztály, amelynek feladatait és célkitűzéseit neve is fémjelzi. Eddig is már több rendezvényük volt, sőt más társegyesületek ülésein is megvitatták a szakmai problémákat. A Róna

Zsigmond Ifjúsági Körrel együtt így most öt szakosztálya van a Társaságnak.

Megalakult a szombathelyi területi csoport is, amelynek tevékenységét a szombathelyi Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola kőre csoportosuló szakemberek támogató érdeklődése biztosítja. Mind a szakosztályok, mind a területi csoportok munkáját 1984-ben élénk tevékenység jellemezte. A rendezvények látogatottsága az előző évnél megfelelően alakult.

A főtítkárnak ezek után kitért az MTE SZ új jogállásából származó problémákra. Mivel az új gazdálkodási rendszer megváltozott, az állami támogatás összege viszont nem, az egyesületeknek törekedniük kell az öfenntartásra. A Társaság kénytelen volt a tagdíjakat rendezni. Ily módon a teljes tagdíj 1985. január 1-től 10 Ft/hó, ifjúsági és nyugdíjas tagoké pedig 5 Ft/hó lett. A tagdíjak ellenszolgáltatásaként a tagok díjmentesen kapják az OMSZ kiadásában megjelenő *Időjárás* c. magas szakmai színvonalú lapot, a Társaság tájékoztató füzeteit, a rendezvényekre szóló meghívókat, valamint az OMSZ szakmai tájékoztatóját, a *Léggör-t* feláron előfizethetik.

Ezt követően a főtítkárnak ismertette 1985 szakmai terveit. Április 15–19. között kerül sor „A közép- és hosszú távú időjárás előrejelzések időszerű problémái” címmel egy szimpózium megrendezésére, amelyre 20 neves külföldi kutató is bejelentette részvételét. A Csehszlovák és Szlovák Meteorológiai Társasággal közösen kerül sor 1985. augusztus 22–24. között a XXIII/IX. Vándorgyűlésre Nyíregyházán. Témája „A klímapotenciál és az agrometeorológiai információk népgazdasági hasznosítása”.

Októberben a Róna Zsigmond Ifjúsági Kör tart egésznapos „Szakmai Fórum”-ot. Ez a fórum jó alkalom az ifjú meteorológus kollégák szakmai bemutatkozására. A szakosztályok tervezett rendezvényei közül meg kell említeni a keszthelyi agrometeorológiai kutatóállomás bemutatását, a repülésmeteorológiai szakosztály a hőlégballonok és a sárkányrepülők részére szervezett előadásait, a nap- és szélenergia szakosztály tevékenységét a szélenergia felmérése terén.

A debreceni csoport négy jelentősebb előadást tervez, ezek közül ki kell emelni „A felsőoktatás fejlesztésének megalapozása és feltételei” c. tárcaszintű kutatási főirány keretében meginduló szakági interdiszciplináris agrometeorológiai képzés előmunkálatainak vitáját, amelyben mind a KLTE, mind a DATE szakgárdája vesz részt. A kecskeméti csoport munkatervében elsődlegesen a megye agrometeorológiai sajátosságait tárgyaló témák szerepelnek. A pécsi csoport munkáját ez évben is részben a jégesélhárítás tapasztalatainak elemzése, részben a helyi vagy regionális éghajlati problémák tárgyalása képezi. A szegedi csoport elsősorban az egyetem éghajlati kutatásainak eredményeiről tart elő-

adásokat. Az 1984 novemberében alakult szombathelyi csoport elsőrendű feladatának tekinti a sajátos helyi problémák tárgyalásán keresztül az érdeklődők figyelmét felkelteni és ezáltal taglétszámuk növelését.

Befejezésül a főtítkárnak kérte az MMT tagjait, hogy továbbra is az eddigi lelekedéssel és önzetlenséggel támogassák a magyar meteorológia ügyét.

A főtítkári beszámoló után került sor a Társasági kitüntetések és díjak átadására. A tudományos és társadalmi munka elismeréséül a Steiner Lajos emlékermet *Kapovits Albertnek* és *Szepesiné Lőrincz Annának* adományozta a Társaság. A szakirodalmi nívódíjat a Választmány az „Árhullámok szinoptikai feltételei a Duna és a Tisza vízgyűjtő területén” c. munkájáért *Bodolainé Jakus Emmának* ítélte oda.

A Közgyűlés az elnökség javaslatát elfogadva *Dobosi Zoltánt*, *Körösi Györgyöt* és *Papp Lászlót* a Társaság tiszteleti tagjai sorába felvette. Végül a Róna Zsigmond-alapítvány idei kamatait az elnökség javaslat alapján megosztva *Faragó Tibor* és *Fekete László* kapta.

Az ünnepélyes események után *Szász Gábor* elnök további eredményes munkát kívánt a Társaság tagjainak majd a záróülést berekesztette.

Lépp I.



TANÁCSKOZÁS A SZÉLENERGIÁRÓL

A MTE SZ három tagegyesületének (Energia-gazdálkodási Tud. Egyesület, Gépipari Tud. Egyesület, Magyar Meteorológiai Társaság) szélenergia-feltárással, ill. -hasznosítással foglalkozó szakosztályai és munkabizottságai együttes nyilvános ülést tartottak 1985. március 15-én a MTE SZ székházában népes hallgatóság részvételével.

Az összejövetel célja az volt, hogy a témában érdekelt szakemberek a szélenergia-feltárással és -hasznosítással jelenlegi hazai helyzetét megvitassák, egymás terveit és eredményeit megismerjék, végül határozati javaslatot fogalmazzanak meg, amelyben kéri a felsőbb irányító szervezet a szélenergia-hasznosítás támogatására.

Varga Istvánnak, az Országos Energiagazdálkodási Hatóság főosztályvezetőjének elnökletével a bevezetőben említett egyesületek részéről öt előadás hangzott el.

Ambrózy Pál (Központi Meteorológiai Intézet) vázolta a szélenergia feltáráshoz szükséges szélmérések és a hagyományos, meteorológiai célú szélmérések közti nagy különbségeket, és azokat a terveket, amelyek – több tárca és intézmény anyagi támogatásával – lehetővé tennék a felszín fölötti néhány száz méter magasságban az ország legszelesebb

területein a levegő mozgási energiájának felmérését.

Csery Miklós mérnök (BME), saját készítésű, függőleges tengelyű szélmotort mutatott be mozgófilm segítségével. Igen ötletesen végezte el a terjedelmes berendezés kalibrálását: teherautóra szerelve, ismert haladási sebesség mellett mérte a generátor teljesítményét.

Tóth László (MÉM; Műszaki Intézet) az általuk kifejlesztett kis teljesítményű, így könnyen áttelepíthető szélkerekes vízszivattyú hasznosításáról számolt be. Gazdaságossági számításai szerint más energiaforrásoktól távol eső helyeken már most kifizetődőnek látszik a rendszer szélesebb körű elterjesztése.

Kiszely György mérnök (KIPSZER) olyan konstrukciót mutatott be, amelynek segítségével a szélenergia teljes egészében sűrűdési „vesztéssé” alakul, s az így keletkezett hő pl. vízmelegítésre fordítható.

Kassai Ferenc mérnök — az egész ülés kezdeményezője és szervezője — határozati javaslatot terjesztett elő:

„Az ipar helyzetéről és feladatairól szóló KB határozatából adódó állami teendők munkaprogramja és az ipar megújulási programja” MT előterjesztés 1. sz. mellékletében a II.1.9. pontban a következő feladat szerepel:

Kiemelt program keretében folytatni kell az energiaforrások, a megújuló energiaforrások (geotermikus, szél-, napenergia . . .) feltárásával, gazdaságos hasznosításával kapcsolatos

kutató-fejlesztő munkát és eredményesség esetén fel kell készülni a berendezések gyártására.

A Gépipari Tudományos Egyesület, a Magyar Meteorológiai Társaság és az Energiagazdálkodási Tudományos Egyesület érdekelt szakemberei ennek megvalósítása érdekében ülték össze, hogy fenti feladatot társadalmi munkájukkal támogassák, elősegítsék.

Az ülés résztvevői javasolják, hogy az Ipari Minisztérium — mint az energiagazdálkodás irányító szerve — foglalkozzék a szélenergia felhasználási és alkalmazási lehetőségeinek feltárásával, az ipari háttér biztosításával; a Mezőgazdasági és Élelmezésgügyi Minisztérium — mint a valószínűleg legnagyobb felhasználási terület irányító szerve — vegye számításba a szélenergia felhasználását feladatainak megvalósításánál; és végül a gazdasági irányító szervek vegyék fontolóra a szélgépek felállítását, ill. a szélenergia felhasználása iránti kedv növelése érdekében állami támogatás biztosítását.”

A javaslatot az ülés egyhangúlag elfogadta és kérte az ETE vezetőség segítségét az érintett szervekhez történő eljuttatásban.

Varga István elnöki zárszavában utalt arra, hogy az energiagazdálkodás racionalizálása, a megújuló erőforrások gazdaságos kihasználása terén eredménnyel kecsegtető kutatások a következő öt éves tervben az eddiginél nagyobb támogatásban részesülhetnek.

Ambrózy P.

METEOROLÓGIA 2020-BAN

A Magyar Meteorológiai Társaság Róna Zsigmond Ifjúsági Körében 1985. február 28-án Mika János tartott előadást „*Meteorológia 2020-ban — új kihívások a III. Magyar Jövőkutatási Konferencia jövőképében*” címmel.

A III. Magyar Jövőkutatási Konferencián elhangzottak alapján megbecsülhető, hogy milyen kihívásokkal kell a meteorológiának a következő 35 évben szembenéznie, milyen változások várhatók az igényekben. Valószínűleg egyre fontosabb lesz, hogy a meteorológusok az információk, prognózisok pusztán közlésén túl ezek lehetséges felhasználásáról is tájékoztassanak. A dekoncentrálnódó település-szerkezet és a számítógépes hálózatok kiépülése miatt kevésbé helyhez kötődő munkavégzés növelni fogja a nagy térbeli felbontású prog-

nózisok és klimatológiai adatok iránti igényt. Ebben az irányba hat a nap- és szélenergia egyre jelentősebb felhasználása is. Mika János elmondta, hogy a technika fejlődésével, a termelési értékek növekedésével a ma ismert időjárásmódosító eljárások nagy része 2020-ra valószínűleg gazdaságossá válik. A levegőkörnyezet romlása a levegőkémia mellett számos légkörfizikai terület fejlődését is maga után vonhatja.

A hozzászólók rámutattak, hogy a jövő felvázolásához az elvárások mellett a jelenkori tendenciákat is figyelembe kell venni. Ezzel kapcsolatban Kapovits Albert hozzászólása volt igen lényeges, aki röviden ismertette a WMO 2000-ig szóló fejlesztési terveit.

Haszpra L.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

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



85.0247 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329