

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

92. ÉVF. * 1. SZÁM * 1988. JANUÁR – FEBRUÁR

TARTALOM

<i>Fisher, B. E. A.</i> : Ammónia emisszió-kataszter értékelése nagyléptékű statisztikus modell segítségével (angol nyelven)	1
<i>Mészáros Ernő</i> : A bioszféra szerepe a légköri aeroszol szabályozásában, hatása az éghajlatra és a víz körforgalmára (angol nyelven)	11
<i>Gyuró György – Práger Tamás</i> : Rövid távú előrejelzési kísérletek egy regionális kvázi-geosztrofikus modellel (angol nyelven)	17
<i>Vasilenko, V. N. – Nazarov, I. M. – Fridman, SH. D.</i> : A szulfátülepedés vertikális eloszlásának sajátosságai a hótakaróban a Szovjetunió területén (angol nyelven)	30
<i>Kuchar, L.</i> : A víz és a termikus tényezők hatása a tavaszi búza terméshozamára (angol nyelven)	34
<i>Hamed Ahmad Fouad – Szentimrey Tamás – Gulyás Ottó</i> : Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése II.	38
<i>Gács Iván – Krämer László</i> : A levegőtisztaság-védelmi előírások összhangjának vizsgálata	46
Irodalom	53
Krónika	55

CONTENTS

<i>Fisher, B. E. A.</i> : Assessing recent ammonia inventories using a statistical long-range transport model (in English)	1
<i>Mészáros, E.</i> : On the possible role of the biosphere in the control of atmospheric aerosols: biospheric effects on the climate and water cycle (in English)	11
<i>Gyuró, Gy. – Práger, T.</i> : Short-range forecast experiments with a limited area quasi-geostrophic model (in English) ...	17
<i>Vasilenko, V. N. – Nazarov, I. M. – Fridman, SH. D.</i> : Features of the vertical sulfate deposition distribution in snow cover over the USSR (in English)	30
<i>Kuchar, L.</i> : A note on influence of water and thermal factors on yield of spring wheat (in English)	34
<i>Hamed, A. F. – Szentimrey, T. – Gulyás, O.</i> : Periodicity analysis of meteorological time series II.	38
<i>Gács, I. – Krämer, L.</i> : Assessment of the relationship between air quality norms and emission standards in Hungary	46
Literature	53
Chronicle	55

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 92. * NO 1. * JANUARY – FEBRUARY 1988 * BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Légekőrfizikai Intézet

1675 Budapest Pf. 39.

Telefon: 585-711

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)

ANTAL E. (Budapest)

BENGTSSON, L. (Reading)

BÖHME, W. (Potsdam)

BUDYKO, M. I. (Leningrad)

CZELNAI, R. (Geneva)

FISHER, B. (Leatherhead)

GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)

GÖTZ G. (Budapest)

GULYÁS O. (Budapest)

HAMAN, K. (Warsaw)

HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)

KAPOVITS A. (Budapest)

KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)

MAJOR GY. (Budapest)

MESINGER, F. (Beograd)

MILOSHEV, G. (Sofia)

PRÁGER T. (Budapest)

PRUPPACHER, H. R. (Mainz)

RÁKÓCZI F. (Budapest)

RENOUX, A. (Paris-Créteil)

ŠAMAJ, F. (Bratislava)

SPÄNKUCH, D. (Potsdam)

STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)

SZEPESI D. (Budapest)

TAYLOR, F. W. (Oxford)

TÁNCZER T. (Budapest)

VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)

VITEK, V. (Praha)

WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)

WIRTH E. (Pécs)

ZAHARIJEV, V. (Sofia)

Technikai szerkesztő – Technical Editor

SZABÓ ÉVA

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. This journal, published bimonthly, can be purchased
from the distributor: KULTURA, H – 1389 Budapest, P. O. B. 149

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 1. szám, 1988. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 1 Jan – Feb 1988, Budapest

Assessing recent ammonia inventories using a statistical long-range transport model

FISHER, B. E. A.

Central Electricity Generating Board, Courtenay House,
18 Warwick Lane, London EC4P 4EB, England

Assessing recent ammonia inventories using a statistical long-range transport model. Ammonia plays an important role in acid deposition either directly as an acidifying component when it is deposited on the ground, or indirectly in promoting oxidation in cloud or rain droplets. It is therefore important to know where the considerable amounts of ammonium found in rain come from. A recent emission inventory has provided detailed information, but is based on various assumptions concerning emission factors associated with agricultural activities. The purpose of this paper is to assess the ammonium inventory by using a statistical long-range transport model. The model has been previously used successfully to describe sulphur transport and deposition in the atmosphere. For the present application in which parameter values appropriate to a reactive gas are assumed, the model is used to relate ammonia emissions with measurements of ammonium in precipitation. Though not a complete test (because airborne measurements are absent) it is difficult to explain observations solely in terms of this emission inventory, which suggests that either the inventory is an underestimate or certain aspects of the atmospheric cycle of ammonia differ in a fairly fundamental way from the behaviour expected from a reactive atmospheric gas.

*

Ammónia emisszió-kataszter értékelése nagyléptékű statisztikus modell segítségével. Az ammónia a savas ülepedés kialakításában fontos szerepet játszik, részben közvetlenül, mint a talajra hulló savasító komponens, részben közvetve, mint a felhő- és esőcseppekben végbemenő oxidációt elősegítő vegyület. Nagyon lényeges ezért annak megvizsgálása, hogy az esővízben mérhető nagy mennyiségű ammónium honnan származik. Az újabb emisszió kataszterek részletes információt szolgáltatnak, de számos, a mezőgazdasági termeléssel kapcsolatos feltételezést tartalmaznak. Jelen tanulmány célja, hogy értékelje az ammónia emisszió kataszterét nagyléptékű statisztikus modell segítségével. A modell előzetesen kielégítően bevált a kén légköri terjedésének és ülepedésének leírásában. Tekintve, hogy a modell elvileg minden reaktív gázra alkalmazható, ebben a munkában az ammónium emisszió és a csapadékvíz ammónium tartalmának összekapcsolására használjuk. Bár a vizsgálat repülőgépes mérések hiánya miatt nem teljes, az megállapítható, hogy a talajközeli megfigyeléseket nehéz egyedül a jelenlegi emisszió kataszterrel megmagyarázni. Ez arra utal, hogy vagy a kataszter alábecsli az ammónia emissziót, vagy az ammónia légköri ciklusa alapvetően különbözik más reaktív gázok körforgalmától.

*

Introduction. Interest in ammonia in the atmosphere arises for several reasons. As ammonium it is present in relatively large concentrations in precipitation being of roughly equal magnitude (when expressed in equivalents) with nitrate and equal to about half the concentration of sulphate, the predominant ion. In the atmosphere its presence will promote various liquid phase reactions, which

lead to the oxidation of sulphur dioxide, by lowering acidity and thereby enabling more sulphur dioxide to go into cloud droplets.

After deposition to the ground it can enter into a number of exchange processes in the soil, which make the forms in which the nitrogen is held less clear. In simple terms ammonium may be increased in the soil by deposition and decomposition of dead biomass and lost by assimilation into live biomass and nitrification (conversion to nitrate). There may also be a small loss to the atmosphere from the soil (*Dawson, 1977*). Nitrate in the soil is involved in further exchange cycles, but is more readily leached to deeper soil layers than ammonium. The large capacity of soils to absorb ammonium in exchange for say, calcium, the nitrification reaction which produces acidity, as well as the difference in leaching rates, means that the potential for acidification of soils by ammonia becomes comparable or even greater than that of sulphur and nitrogen oxides.

This thinking has prompted several programmes of research, which started by assessing ammonia emissions in the UK and Europe (*ApSimon et al., 1986; Buijsman et al., 1985a*). The major sources of ammonia are livestock manure and to a much lesser extent fertilizer application. It is thought that most of the ammonia lost from a nitrogen source is volatilized over a relatively short period of time (less than one week), after the source appears. It may therefore be very seasonally dependent. For the Netherlands it is estimated that about one third of the ammonia emission from manure comes from stables and cattle sheds, one third from cattle in the fields and one third from manure that has been spread.

The production of ammonia source inventories is largely a paper exercise and needs to be related to observed levels of ammonia compounds in air and rain. This can only be done with models of the atmospheric ammonia cycle. Earlier modelling work suggested that it was not easy to explain the long-term pattern of ammonium in precipitation across Europe (*Fisher, 1984*), nor ammonium in clouds measured on some specific occasions (*Fisher and Callander, 1984*).

More recent work (*Asman and Janssen, 1987*), has shown more encouraging agreement between modelled ammonia emissions and observations. This work was based on a trajectory model and a new, refined ammonia inventory. It therefore seemed sensible to repeat earlier calculations using our statistical model and the new inventory. The results and conclusion of new calculations are reported here.

Emissions of ammonia are expressed in terms of total annual emissions per unit area. Since ammonia emissions represent a true ground level source some ambiguity may exist in the way they are treated in calculations. At any instant fresh sources of nitrogen are likely to be confined to concentrated patches, which will emit ammonia irrespective of ambient atmospheric levels. At the same time a source region, on a wider scale, is an absorber of ammonia, expressed in terms of a deposition velocity. Whether such a region as a whole is a net emitter or absorber of ammonia depends on the source strength and ambient air concentration. One expects the deposition velocity of ammonia to be largely determined by the atmospheric resistance. The surface resistance should be low, because most of the ammonia is readily absorbed in the presence of liquid water for $\text{pH}'s < 8$.

The airborne concentrations of ammonia are difficult to measure and ground level concentrations are likely to be strongly influenced by local sources. Hence it is not possible to determine regionally representative concentrations which are needed by long-range transport models. Airborne ammonium and ammonia in precipitation are less influenced by local factors.

1. Description of statistical long-range transport model

The model used to describe the ammonia cycle is the same statistical long-range transport model used to describe the transport of sulphur oxides (Fisher, 1978). The ammonia concentration at a receptor point, a distance, x , downwind of a source, is given in terms of the solutions of the coupled diffusion equations:

$$\frac{\partial g_0}{\partial t} = \left(\frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial}{\partial z} - \lambda_0 - \frac{1}{t_0} \right) g_0 + g_1/t_1 \quad (1a)$$

$$\frac{\partial g_1}{\partial t} = g_0/t_0 + \left(\frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial}{\partial z} - \lambda_1 - \Lambda - \frac{1}{t_1} \right) g_1 \quad (1b)$$

where $g_{0,1}(z, t)$ is proportional to the ammonia concentration, at a height z with a constant windspeed u , in a dry (wet) period after a travel time $t (=x/u)$, $t_{0,1}$ are the mean durations of dry and wet periods, the onset of which are treated as stochastic processes. K is the (constant) vertical eddy diffusivity. $\lambda_{0,1}$ are the rates of conversion of ammonia to airborne ammonium during dry and wet periods respectively, and Λ is the rate of removal of ammonia by precipitation during wet periods. $g_{0,1}$ are subject to the boundary conditions

$$K \frac{\partial g_{0,1}}{\partial z} = 0 \quad \text{at } z = a, \quad (2a)$$

where $z = a$ is the top of the boundary layer, and

$$K \frac{\partial g_{0,1}}{\partial z} = v_g g_{0,1} \quad \text{at } z = z_s \quad (2b)$$

where $z = z_s$ is an imaginary plane drawn some few metres above the ground surface and its associated roughness elements. The initial conditions on $g_{0,1}$ are

$$\lim_{t \rightarrow 0} g_{0,1} = \delta(z - z_s) \quad (3)$$

Emission and deposition are therefore defined with reference to this notional plane $z = z_s$. The annual average concentration of ammonia from a source of strength Q is given by

$$C = fQ(g_0 + g_1)/(2\pi ux) \quad (4)$$

in which a weighting over a range of boundary layer conditions (specified by u , a and K) and a directional weighting factor, is implied by the factor f , and $(2\pi ux)$ is a geometric factor which ensures that the annual average concentration has the correct dimensions. The annual dry deposition rate of ammonia is $v_g C$ at $z = z_s$ and the annual wet deposition rate is:

$$D = \Lambda f Q \bar{g}_1 / (2\pi ux) \quad (5)$$

where \bar{g}_1 is the vertical average of g_1 (with \bar{g}_0 defined similarly). The ammonium concentrations are proportional to the functions $G_{0,1}$, which satisfy

$$\frac{\partial G_0}{\partial t} = \lambda_0 \bar{g}_0 - (v_g/a + 1/t_0)G_0 + G_1/t_1 \quad (6a)$$

$$\frac{\partial G_1}{\partial t} = \lambda_1 \bar{g}_1 - (v_{g4}/a + A_4 + 1/t_1)G_1 + G_0/t_0 \quad (6b)$$

where v_{g4} is the deposition velocity of ammonia and A_4 is the removal rate of ammonium in rain during wet periods. The ground level concentration of ammonium is given by

$$C_4 = fQ(G_0 + G_1)/(2\pi ux) \quad (7)$$

with the same implied weighting over meteorological conditions. The dry deposition rate of ammonium is $v_{g4}C_4$ and the wet deposition rate is

$$D_4 = A_4 afQG_1/(2\pi ux) \quad (8)$$

The weightings to obtain annual averages are chosen to be representative of central Europe and take the same value throughout the area of study. This is clearly unrealistic if one were seeking predictions with a high degree of accuracy. However the intention in our case is to see whether estimated emissions are consistent with such observations as are currently available. For this purpose the major uncertainties in the model depend on values of the removal parameters v_g , v_{g4} , $\lambda_{0,1}$, A and A_4 . The meteorological parameters used are the same as those used in long-range sulphur modelling (Fisher and Clark, 1985), where they have proved an acceptable representation of annual average behaviour.

2. Application of the model and comparison with IMOJ results

The emission inventory reported by Buijsman *et al.* (1985a) was modified by the authors when undertaking calculations using their trajectory model (Asman and Janssen, 1987). All source strengths in the original inventory were increased by a factor 1.2 and additional sources were included in the model area to cover regions, such as the eastern USSR and North Africa for which emissions had not been previously estimated. This inventory was used in our calculations. For some calculations it was also assumed that a "background" concentration existed in precipitation from sources outside the study area, or from aged material from sources inside the study area which left the area and returned later. A value of $0.1 \text{ mg l}^{-1} \text{ N}$ was assumed which is slightly greater than the mean value in precipitation collected on a weather ship in the North Atlantic (Buijsman *et al.*, 1985b). The background deposition is obtained by multiplying this concentration by the rainfall amount allowing for its variation over Europe. The remaining parameter values chosen are summarised in Table 1.

Since ammonia and ammonium are readily removed by precipitation, the annual wet removal rate is largely determined by the incidence of precipitation. Conversion of ammonia to airborne ammonium is expected to be fairly rapid after emission, so that dry deposition of ammonia is only significant within the grid square of emission. The dry deposition of airborne ammonium is low as ammonium is attached to fine particles which are thought to have a low deposition velocity. The „own-square" deposition is rather sensitive to assumptions regarding how it is modelled, since emissions of ammonia take place at ground level and are therefore subject to high deposition rates locally.

The method of calculating local deposition adopted in the statistical model is first to calculate the fraction of the emissions which leave the grid square con-

aining the emissions. This gives an estimate of the amount of material dry and wet deposited over the square. The fraction wet deposited is then set equal to the average probability of rain ($= t_1/(t_0 + t_1)$) and the remainder is assumed to

TABLE 1.

Parameter values used in statistical model

Probability of occurrence	Type of boundary layer	Mixing depth, a (m)	Windspeed, u ($m\ s^{-1}$)	Diffusivity, K ($m^2\ s^{-1}$)	Probability of occurrence	Wind direction sector, θ
0.18	Mechanical	450	4	2	0.1	0 to 45
0.10	Convective	1500	4	30	0.08	45 to 90
0.30	Mechanical	600	10	6	0.08	90 to 135
0.10	Convective	1500	10	30	0.1	135 to 180
0.32	Mechanical	960	16	15	0.17	180 to 225
					0.21	225 to 270
					0.15	270 to 315
					0.11	315 to 360

- ammonia deposition velocity, v_g 0.008 $m\ s^{-1}$
- ammonium deposition velocity, v_{g4} 0.001 $m\ s^{-1}$
- ammonium background in precipitation 0.1 $mg\ l^{-1}\ N$
- ammonium background desposition 0.1 \times annual rainfall (m) $gN\ m^{-2}\ a^{-1}$
- ammonia wet removal rate, Λ $4.10^{-4}\ s^{-1}$
- ammonium wet removal rate, Λ_4 $4.10^{-4}\ s^{-1}$
- ammonia oxidation rate in dry periods, λ_0 $8.10^{-5}\ s^{-1}$
- ammonia oxidation rate in wet periods, λ_1 $8.10^{-5}\ s^{-1}$
- mean duration of dry periods, t_0 70 h
- mean duration of wet periods, t_1 7 h

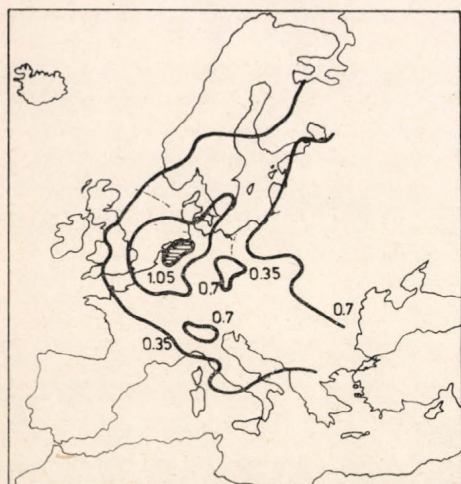


Fig. 1. Pattern of ammonium wet deposition over Europe ($gNm^{-2}y^{-1}$) based on observations (Buijsman and Erisman, 1986)



Fig. 2. Calculated ammonium wet deposition over Europe ($gNm^{-2}y^{-1}$) from statistical model using parameter values in Table 1 (excluding background)

be dry deposited ammonia. The separate contributions of dry and wet deposited ammonium are assumed to make a small contribution to the "own-square" deposition and are neglected.

The results of the model calculations are compared with observations of ammonium in air and of wet deposition collected within the EMEP network (EMEP, 1984) over the period 1978 to 1982. Additional ammonium measurements from other networks have been compiled by *Buijsman* and *Erismann* (1986) to produce the interpolated map of ammonium wet deposition shown in *Fig. 1*. The calculations from our statistical long-range transport model, using parameter values specified above but neglecting any ammonium background, substantially underpredict wet deposition over central Europe (see *Fig. 2*). Even allowing for some outliers in the measurements at many sites there is underprediction by a factor of two. In contrast the IMO (Institute for Meteorology and Oceanography, Utrecht) trajectory model calculations (*Asman* and *Janssen*, 1986a) are in good agreement with observations, in some regions overestimating ammonium concentrations in rain. These results are slightly disturbing, since the two models, though different in structure, are run using similar parameter values. In fact it would be difficult to increase the calculated wet deposition in the statistical model by changing parameter values alone, since the initial choice weights wet deposition much more heavily than dry deposition. Alterations in parameter values to reduce dry deposition further would not enhance wet deposition sufficiently to explain the observations.

3. Treatment of local deposition

There are two areas where the models are not strictly comparable and where differences in treatment may have caused differences in predictions. Firstly in the treatment of local deposition the IMO model leads to a greater "own-square" deposition than our model. The contribution of Dutch sources to deposition over Holland appears to be largely dominated by the dry deposition of ammonia (*Asman* and *Janssen*, 1986b). From our model the contribution to the total deposition over the Netherlands from Dutch sources is estimated to be 52% (neglecting background), while it is 72% in the IMO model. In the IMO model about one quarter of the emitted ammonia is assumed to be dry deposited locally. In the CERL (Central Electricity Research Laboratories) model this is an implicit part of the calculation, but its influence may be estimated by recalling the basic equations. For a ground level source the fraction remaining airborne after travel time, x , is given approximately by (*Fisher*, 1978)

$$F = \frac{2(1 + 0.4\beta)}{1 + (1 + \beta)(1 + 0.4\beta)} \exp - \frac{v_g x}{ua(1 + 0.4\beta)}$$

where $\beta = av_g/K$. If we let $a = 800 \text{ m}$, $K = 6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $u = 8 \text{ m s}^{-1}$ (the harmonic mean of the values proposed in Table I) and $x = 150 \text{ km}/\sqrt{\pi}$ then the fraction remaining airborne is about 70%, or the amount of ammonia or ammonium dry deposited locally is of order 30%. Thus the treatment of local *dry* deposition is quite similar in the two models. Adjustments to the treatment of local deposition remain theoretical, since the observations currently available of wet deposition are not sensitive to the way in which it is dealt with.

TABLE 2.

Comparison of observed and predicted annual ammonium wet deposition (gNm^{-2})

(Measurements are from EMEP averaged over the period 1978–82. A background concentration of ammonium in precipitation has been included in the calculations).

Name	Location		Actual Value	Predicted Value ($t_0 = 70$ h)	Predicted Value ($t_0 = 35$ h)
	(Lat.)	(Long.)			
Illmitz	47.8	16.8	0.57	0.41	0.58
Neuglobsow	53.2	13.0	0.38	0.44	0.64
Tange	56.4	9.6	0.62	0.43	0.64
Keldsnor	54.7	10.7	0.45	0.39	0.58
Faroerne-Akraberg	61.4	-6.4	0.28	0.14	0.14
Vert-le-Petit	48.5	2.4	1.25	0.34	0.49
La Crouzille	46.0	1.4	0.24	0.39	0.56
Valduc	47.6	4.9	0.89	0.39	0.56
K-puszta	47.0	19.6	0.68	0.41	0.59
Birkenes	58.4	8.3	0.87	0.27	0.31
Skreadalen	58.8	6.7	0.63	0.33	0.36
Tustervatn	65.8	13.9	0.12	0.17	0.17
Jergul	69.4	24.6	0.04	0.08	0.07
Narbuvooll	62.4	11.5	0.10	0.13	0.15
Bjornoya	74.5	19.0	0.09	0.04	0.04
Karvatn	62.8	8.9	0.12	0.20	0.21
Witteveen	52.8	6.7	0.73	0.55	0.84
Rekken	52.1	-6.7	1.02	0.63	1.00
Braganca	41.8	-6.8	0.10	0.15	0.20
Faro	37.0	-8.0	0.05	0.07	0.08
Suwalki	54.1	23.0	0.76	0.39	0.55
Paring	45.4	23.5	0.66	0.37	0.51
Ekerod	55.9	13.7	0.66	0.32	0.41
Rorvik	57.4	11.9	0.45	0.27	0.34
Velen	58.8	14.3	0.28	0.22	0.26
Bredkalen	63.9	15.3	0.18	0.12	0.13
Hoburg	56.9	18.2	0.43	0.22	0.26
Ahtari	62.6	24.2	0.19	0.18	0.21
Virolahti	60.5	27.7	0.61	0.21	0.25
Uto	59.8	21.4	0.40	0.18	0.21
Eskdalemuir	55.3	-3.2	0.38	0.40	0.54
Goonhilly	50.1	-5.2	0.39	0.26	0.33
Stoke Ferry	52.6	0.5	0.46	0.34	0.49
Masum	45.7	14.4	0.94	0.47	0.59
Puntijarka	45.9	16.0	0.87	0.40	0.52
Zavizan	44.8	15.0	1.02	0.45	0.54
Ivan Sedio	43.9	18.0	2.96	0.50	0.59
Lazaropole	41.5	20.7	0.49	0.32	0.40
Mean value ($gN m^{-2}$)			0.56	0.30	0.40

The second difference arises from the treatment of precipitation. Precipitation fields over Europe are only available with a time resolution of 6 hours, which means that a grid element is either wet or dry during a 6 hour period. In reality the probability of encountering rain in a wet grid square is only about 33% (Eliassen and Saltbones, 1983). There is a danger of overestimating wet removal by overestimating the fraction of time the ammonia species encounter rain. In the statistical model the fraction of time that rain is experienced is introduced explicitly into the model, albeit that the treatment does not allow for variability

across the region. The duration of wet periods depends on the definition of rain. Rainfall rates below 0.1 mm h^{-1} are normally classified as dry periods.

A reduction in the average duration of dry periods may make the two methods more consistent. Hence a reduction in the mean duration of dry weather by a factor of two was introduced ($t_0 = 35 \text{ h}$) and the results are shown in *Table 2*. The incidence of precipitation is now about 20%, twice what it was before and a background concentration of ammonium in precipitation has been included.

TABLE 3.

Comparison of observed and predicted concentrations of airborne ammonium ($\mu\text{g m}^{-3} \text{ N}$)

Name	Location		Actual Value	Predicted Value ($t_0 = 70 \text{ h}$)	Predicted Value ($t_0 = 35 \text{ h}$)
	(Lat.)	(Long.)			
Tange	56.4	9.6	2.97	2.02	1.34
Keldsnor	54.7	10.7	3.37	2.54	1.75
Faroerne-Akraberg	61.4	-6.4	0.27	0.51	0.26
K-puszta	47.0	19.6	2.08	2.74	1.84
Witteveen	52.8	6.7	4.00	2.78	1.97
Rekken	52.1	6.7	4.00	2.99	2.15
Braganca	41.8	-6.8	2.12	0.83	0.53
Mean value			2.69	2.06	1.41

TABLE 4.

Ammonia budget for grid area total source strength 9200 kt N/year

Duration of dry period	$t_0 = 70 \text{ h}$	$t_0 = 35 \text{ h}$
NH_3 dry deposition/source strength	22%	22%
NH_4 dry deposition/source strength	12%	7%
NH_3 wet deposition/source strength	10%	18%
NH_4 wet deposition/source strength	61%	69%
Total wet deposition/source strength	71%	87%
Total deposition/source strength	105%	116%
Background wet deposition/source strength	29%	29%

It is seen that agreement between observations and predictions is much improved, compared with calculations based on our initial choice of parameter values. Agreement between calculated and measured ammonium concentrations in air is not improved (*Table 3*.)

The rate of wet deposition at long distances from a source is rather insensitive to assumptions about the duration of dry weather. The revised values are similar to those adopted by *Smith* (1981). Only the amount of near-field wet deposition is very sensitive to the fraction of time it rains. Differences in the models may therefore be associated with the way in which local wet deposition is handled. It is plausible to assume a shorter duration of dry weather for ammonia, than for sulphur dioxide, on the grounds that because of its high solubility the fraction of airborne ammonia influenced by rain is higher.

These points are demonstrated by the ammonia budget for the whole of the grid area presented in *Table 4*. Assumptions about the duration of wet periods make little difference to the overall budget. The presence of a background concentration of ammonium in precipitation results in the total deposition being greater than the emissions. The introduction of this extra term improves agreement with measurement, but the origin of this extra material must remain speculative at present.

TABLE 5.

Source-receptor relationships for ammonia percentage contributions to receptor regions

Source area	Holland	Scotland	S. Norway	S. Sweden	S. Germany
DDR 200 kt N/a	1.2	0.6	1.9	3.9	2.5
Czechoslovakia 170 kt N/a	0.4	0.3	0.7	1.2	4.7
Belgium 80 kt N/a	8.2	0.5	0.9	0.9	0.9
FRG 370 kt N/a	17.3	1.3	3.3	5.9	49.1
Poland 400 kt N/a	0.8	0.6	1.9	4.6	1.8
Netherlands 140 kt N/a	47.8	0.8	2.1	2.2	1.3
UK 400 kt N/a	4.3	55.4	6.1	4.3	1.4
France 890 kt N/a	6.9	3.6	4.8	4.8	8.5
USSR 3900 kt N/a	1.5	1.8	5.2	10.0	2.5
Sweden 50 kt N/a	0.2	0.1	1.0	23.5	0.1
Norway 30 kt N/a	0.1	0.2	10.2	1.3	0.1
Rest 2700 kt N/a	4.1	7.3	9.1	14.2	18.1
Background	7.4	27.6	52.7	23.2	9.1
Total deposition $\text{gN m}^{-2} \text{a}^{-1}$	1.1	0.6	0.4	0.3	0.9

The source-receptor relationships presented in *Table 5*. are calculated assuming the mean duration of dry periods is 70 hours. The table shows the importance of local deposition to the national budgets. Great uncertainty must still be attached to such estimates, but they do indicate how local deposition may have a greater effect on ammonia source-receptor relationships than on sulphur source-receptor relationships.

4. Conclusions

Results from the use of a statistical long-range transport model of ammonia do not appear to yield as good agreement with observations of ammonium wet deposition as a trajectory model. The differences may lie in the way in which local wet deposition is treated. Improved methods of dealing with local (wet and dry) deposition are required. The pattern of wet deposition is made up from a mixture of local and long-range influences, with the local component of greater importance at rural monitoring sites than the local component in the sulphur cycle. It is rather difficult to confirm estimates of ammonia emissions using models because of the need to treat processes accurately over two widely differing time scales. The general level of emissions appear plausible and the coincidence in Europe of high ammonia emission areas with regions of high sulphur oxide emissions is probably the explanation for the similarities in the wet deposition patterns of sulphate and ammonium.

Acknowledgements. This work has been stimulated by the project on atmospheric ammonia "Ammonia in Europe from emission to deposition" undertaken by the Institute for Meteorology and Oceanography, University of Utrecht. I am grateful to Dr W. Asman (RIVM) and Dr A. Janssen (ERF, Petten) and to Dr H. ApSimon and Miss M. Kruse of Imperial College for interesting discussions.

REFERENCES

- ApSimon, H., Kruse, M. and Bell, N., 1986: *Ammonia emissions and their role in acid deposition*. Imperial College Report, London.
- Asman, W. A. H. and Janssen, A. J., 1986a: *A long-range transport model for ammonia and ammonium for Europe and some model experiments*. IMOU Report R-86-6, Utrecht.
- Asman, W. A. H. and Janssen, A. J., 1986b: *Import en export van ammoniak en ammonium in Nederland*, IMOU Report R-86-11, Utrecht.
- Buijsman, E., Maas, J. F. M. and Asman, W. A. H., 1985a: *Ammonia emission in Europe*. IMOU Reports R-85-1, R-85-1 EMEP annex, R-85-2 summary report, Utrecht.
- Buijsman, E., Asman, W. A. H., Ridder, T. B., Frantzen, A. J. and Adolphs, R., 1985b: *Chemical composition of precipitation collected on a weather ship in the North Atlantic*, IMOU Report R-85-5, Utrecht.
- Buijsman, E. and Erisman, J. W., 1986: *Ammonium flux in Europe*. IMOU Report R-86-5, Utrecht.
- Dawson, G. A., 1977: Atmospheric ammonia from undisturbed land. *J. Geophys. Res.*, 82, 3125-3133
- Eliassen, A. and Salbones, J., 1983: Modelling of long-range transport of sulphur over Europe: a two-year model run and some model experiments. *Atmospheric Environment* 17, 1457-73
- EMEP, 1984: Summary report from the Chemical Coordinating Centre for the Second Phase of EMEP. NILU Report EMEP/CCC 2/84,
- Fisher, B. E. A., 1984: The long-range transport of air pollutants - some thoughts on the state of modelling, *Atmospheric Environment* 18, 553-562
- Fisher, B. E. A. and Callander, B. E., 1984: Mass balances of sulphur and nitrogen oxides over Great Britain. *Atmospheric Environment* 18, 1751-57
- Fisher, B. E. A., 1978: The calculation of long-term sulphur deposition in Europe. *Atmospheric Environment* 12, 489-501
- Fisher, B. E. A. and Clark, P. A., 1985: Testing a statistical long-range transport model on European and North American observations. In *Air Pollution Modelling and its Application IV* (edited by C. de Wispelaere) Plenum, pp. 471-485.
- Smith, F. B., 1981: The significance of wet and dry synoptic regions on long-range transport of pollution and its deposition. *Atmospheric Environment* 5, 863-873.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 1. szám, 1988. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 1 Jan – Feb 1988, Budapest

On the possible role of the biosphere in the control of atmospheric aerosols: biospheric effects on the climate and water cycle

MÉSZÁROS, E.

*Institute for Atmospheric Physics
H-1675 Budapest, P. O. B. 39, Hungary*

On the possible role of the biosphere in the control of atmospheric aerosols: biospheric effects on the climate and water cycle. Our knowledge of the nature of the tropospheric background aerosol is reviewed. It is shown that this aerosol consists of fine sulfate particles formed in the atmosphere from sulfur gases of biospheric origin. This means that all the atmospheric processes depending on the atmospheric aerosol burden are more or less regulated by the biosphere. The consequences of this bio-regulation in the control of climate and atmospheric water cycle are emphasized.

*

A bioszféra szerepe a légköri aeroszol szabályozásában, hatása az éghajlatra és a víz körforgalmára. A szerző áttekinti a troposzférikus háttér aeroszol tulajdonságait. Kimutatja, hogy ez az aeroszol kicsiny szulfát részecskékből áll, amelyek biológiai eredetű kén-gázokból a légkörben keletkeznek. Ez azt jelenti, hogy a levegőben levő aeroszol részecskéikkel kapcsolatos légköri folyamatok többé-kevésbé a bioszféra függvényei. Így elképzelhető, hogy az éghajlatot és a víz körforgalmát a bioszféra szabályozza.

*

1. Introduction: the tropospheric background aerosol

Junge (1963) first pointed out that 80% of the volume of the troposphere is filled with aerosol particles of the same concentration. According to his idea this volume includes the troposphere above the ocean and also continental air layers above about 5 km. When *Junge's* classical book was published, the chemical composition of this so-called tropospheric background aerosol was rather uncertain in spite of the fact that it was known that large particles with radii between 0.1 and 1.0 μm under very clean tropospheric conditions (e.g. in Hawaii, see *Junge*, 1963 and in Greenland, see *Fenn et al.*, 1963) were composed of sulfates. However, it was believed that aerosol particles in the tropospheric background were in the size range of Aitken particles (with radii below 0.1 μm) the composition of which was unknown at that time.

An important step in understanding the composition of tropospheric background aerosol was provided by the aircraft observations of *Squires* and *Twomey* (1966) carried out in maritime air over the Caribbean sea and in continental air over Colorado, U.S.A. Their results demonstrated that, except some kilometers above the continents, the number of cloud condensation nuclei (CCN) active at a supersaturation of 0.35% is very close to the total concentration of Aitken par-

ticles. Taking into account thermodynamic considerations this finding involves that Aitken particles in the tropospheric air must consist of water soluble materials. Further aircraft observations carried out over Hungary (A. Mészáros, 1969) and the U.S.A. (Hidy *et al.*, 1970) directly indicated that the concentration of particles with radii larger than about $0.1 \mu\text{m}$ is low compared to the total aerosol concentration and to the number of cloud droplets. Moreover, the study of the volatility of CCN made by Twomey (1968) first demonstrated that, at least in the U.S.A., CCN are composed of sulfates.

On the other hand, in the second part of the sixties American authors (Cadle *et al.*, 1968) confirmed the results of Fenn *et al.* (1963) by showing that in Antarctic air the large aerosol particles are built from sulfates.

The Hungarian program to study the physical and chemical properties of the tropospheric background aerosol was carried out from November 1971 to February 1972. In this program aerosol particles were collected by membrane filters on board a Soviet research ship during the voyage between Leningrad and Antarctica. The aerosol samples were evaluated by optical and electron microscopy in our institute. According to the measurements made at a distance of at least 1000 km from the continents (except Antarctica) the great majority of the particles was composed of the following four substances (A. Mészáros and Vissy, 1974): sea salt, ammonium sulfate (or bisulfate), sulfuric acid and a mixture of sea salt and ammonium sulfate. While sea salt particles were identified in the large and giant (coarse) particle size range, sulfur species in atmospheric aerosol were detected in the range of fine (Aitken) particles. Observations also show that the concentration of sulfate particles on a number basis is much higher than that of sea salt particles.

This results were later confirmed by several workers (e. g. Winkler, 1975; Butor, 1976; Bigg, 1980). Thus, it is now well established that the tropospheric background aerosol consists of non sea salt (excess) sulfate particles.

2. Origin of background sulfate particles

It is obvious that these fine sulfate particles form from some sulfur containing gaseous precursors emitted by the ocean. Conway (1943) was the first who suggested that the ocean emits a large quantity of sulfur gases. He proposed this idea on the basis of his calculations according to which the mass of sulfate carried by the rivers into the ocean is much higher than the amount due to the weathering of sediments and rocks. Conway concluded that the difference is caused by atmospheric deposition of sulfur species coming partly from oceanic air. However, the release of the species he suggested (H_2S) seems to be rather improbable owing to the presence of dissolved oxygen in surface water which oxidizes rapidly hydrogen sulfide.

As quoted by Charlson *et al.* (1987), Challenger proposed in 1951 that marine algae emit dimethyl sulfide (DMS), a compound which was later found in surface oceanic water (Lovelock *et al.*, 1972; Nguyen *et al.*, 1978) as well as in oceanic air (Nguyen *et al.*, 1983). On the basis of this information these latter authors speculate that the oxidation of DMS in the air is responsible for SO_2 and subsequently for sulfate formation. While the distribution of DMS concentration in the sea was found to be similar to that of primary productivity (Andreae and Raemdonck, 1983) Charlson *et al.* (1987) claim that the regions of DMS emission are independent of biological activity and they coincide with the warmest, most saline areas

of the ocean. Charlson and his co-workers propose an average oceanic DMS emission around $3 \text{ mmol m}^{-2}\text{yr}^{-1}$.

The seasonal variations of aerosol particle concentration at five remote sites in the Southern Hemisphere were studied by *Bigg et al.* (1984). According to their observations the concentration depends first of all on the availability of solar radiation, i.e. photochemical processes play an important part in the formation of tropospheric background aerosol particles. Bigg et al. calculated that the primary particle production mechanism is the photochemical oxidation of DMS. It should also be noted that *Saltzman et al.* (1983) and *Ayers et al.* (1986) detected methane-sulfonate in clean marine atmosphere. Since this species is an oxidation product of the reaction of OH radical with dimethyl sulfide and an intermediate to sulfate, this finding shows that DMS should play an important part in sulfate production.

Finally we mention that the terrestrial biota also emits sulfur compounds including H_2S , DMS, CS_2 and COS. However, the total terrestrial flux is lower than the oceanic emission of DMS. This involves "that there may be a net transport of biogenic sulfur from the marine to the continental atmosphere" (*Charlson et al.*, 1987). Unfortunately the sulfate fraction formed by the conversion of continental H_2S is very uncertain. On the other hand, it is well documented that COS produced by the terrestrial biota, and having a relatively long tropospheric residence time, is converted into aerosol particles in the stratosphere. Thus, COS molecules do not participate practically in tropospheric processes.

3. The climatic consequences of the biogenic regulation of the atmospheric aerosol

As we have discussed, the tropospheric background aerosol, undisturbed by human activities, is regulated mainly by the biosphere. In other words this means that all the atmospheric processes (e. g. radiative transfer, cloud formation) depending on the atmospheric aerosol burden are, and have been in the past, more or less under biospheric control. On the basis of this fact *Shaw* (1983, 1987) came to the conclusion that the Gaia hypothesis of *Lovelock and Margulis* (1974), according to which the atmosphere is a part of the biosphere and each gas has its own function, can be extended to the atmospheric aerosol. *Shaw* speculates that the size of sub- μm sulfate particles of biological origin, having a relatively long residence time in the air, is exactly appropriate to opalize the atmosphere. He postulates that the thermostat of the Earth-atmosphere system since the emergence of life has been regulated by the biosphere through the sulfur cycle, more exactly by the cooling due to sulfur containing particles of biogenic origin.

However, we think that the role of biogenic aerosol particles is even more essential than it has been proposed by *Shaw*. This is due to the fact that sulfate particles not only opalize the atmosphere, but they have an important additional indirect effect on climate, since cloud elements formed on the particles influence the transfer of atmospheric radiation in a significant way. Thus, 20–25% of the incoming solar radiation is reflected by clouds and clouds are nearly perfect absorbers in the band of long-wave radiation emitted by the surface. It is believed (see *Twomey*, 1977) that the number of cloud droplets (nuclei) is an important factor in the control of optical processes in clouds. Thus, an increase of 30% in the number of CCN (or cloud droplet) leads to a decrease of 1.3 K in the mean surface temperature (*Charlson et al.*, 1987). The number of CCN (biogenic particles) increases if the ocean area increases due to the melting of sea ice and vice-

versa. In this way the biogenic DMS, and consequently the sulfate particles control significantly the climate by a negative feedback mechanism. Charlson and his co-workers speculate that the warming due to the doubling of atmospheric CO₂ can be balanced by the biosphere by doubling approximately the number of CCN.

4. *The role of the biosphere in the control of atmospheric water cycle*

It is well documented that the formation of clouds is a preliminary condition of precipitation fall which can also be related to the concentration of CCN, (e.g. *Fletcher*, 1962; *Mason*, 1971; *Pruppacher* and *Klett*, 1980), i.e. to the number of sulfate particles of biogenic origin. This means that the presence of CCN is vital for the redistribution of water on the Earth surface making fresh water for terrestrial ecosystems available. In other words we can say (*E. Mészáros*, 1988) that it is not excluded that under natural conditions, undisturbed by human activities, the biosphere regulates the global water cycle, which would be certainly very different from the present cycle if there were no biogenic sulfate particles in the air. Since it seems that the major part of DMS is produced by the oceanic biota, we can conclude that the algal community of the ocean releases DMS into the air for making not only sulfur (*Charlson et al.*, 1987) but also water available for the biosphere in the continents. Thus, not only atmospheric gases operate like a contrivance (*Lovelock* and *Margulis*, 1974) but also aerosol particles formed from biogenic sulfur gases have their own function and they contribute in a significant way to the biospheric control of present condition on the Earth.

Moreover, the atmospheric cycles of water and biogenic trace substances (aerosols and gases) are interrelated. While cloud droplets form on biogenic particles, cloud and precipitation elements remove gases and particles from the air. Due to scavenging the concentration of trace substances in the atmosphere is kept constant and soluble nutrients are transported onto the soils in precipitation water. A part of these nutrients is returned by rivers to the ocean ecosystems and is used, among others, by algae producing DMS.

It would be very interesting to know what the atmospheric water cycle would be without sulfate particles of biogenic origin. Briefly, one can speculate that cloud droplets under oceanic conditions would form on sea salt nuclei, the number concentration of which is much lower than that of excess sulfate particles. These clouds would be very unstable since droplets would be very large. Thus, it is very probable that more water would precipitate over the oceans and consequently the continents would be depleted in water. A second interesting question is: what would happen with the smaller water vapor amount over the continents without the presence of biogenic sulfate particles, including those which may form from H₂S of natural continental origin. It is known that coarse particles formed by the desintegration of continental surfaces are composed of water insoluble materials (*E. Mészáros*, 1981), the critical supersaturation of which depends on their size, form and surface properties (e.g. wettability). Although this problem needs further investigation, on the basis of thermodynamic considerations we believe that the condensation of water vapor on these water insoluble materials with very high contact angles with water (see *Pruppacher* and *Klett*, 1980) would be much more difficult than on water soluble sulfate particles.

Finally, it should be noted that these speculations refer to a natural atmosphere undisturbed by human activities. However, it is recognised that about half of the amount of sulfur emitted at present into the atmosphere is anthropogenic (E. Mészáros, 1981). Since an important part of these gases (mostly SO₂) is converted in the air into sulfate particles the study of anthropogenic modifications of the biospheric processes discussed is of crucial importance. It would be also very important to know how the biosphere will respond to this challenge. Further research is needed to be able to reply to these questions.

5. Conclusion

On the basis of evidences discussed in this paper one can postulate that the biosphere controls in a significant way the cycle of tropospheric background aerosol. Consequently tropospheric processes like radiative transfer as well as cloud and precipitation formation are also under biospheric control.

REFERENCES

- Andreae, M. A. and Raedonck, H., 1983: Dimethyl sulfide in the surface ocean and the marine atmosphere: a global view. *Science* 221, 744–747.
- Ayers, G. P., Ivey, J. P. and Goodman, H. S., 1986: Sulfate and methane sulfonate in maritime aerosol at Cape Grim, Tasmania. *J. Atmospheric Chemistry* 4, 173–185.
- Bigg, E. K., 1980: Comparison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations. *J. Applied Meteorology* 19, 521–533.
- Bigg, E. K., Gras, J. L. and Evans, C., 1984: Origin of Aitken particles in remote regions of the Southern Hemisphere. *J. Atmospheric Chemistry* 1, 203–214.
- Butor, J. F., 1976: Application des techniques de la microscopie électronique à l'étude de l'aérosol atmosphérique fin. Thèse 3^e cycle, Brest. *Rapport C. E. A. R.*, 4709.
- Cadle, R. D., Fischer, W. H., Frank, E. R. and Lodge, J. P., 1968: Particles in the Antarctic atmosphere. *J. Atmosph. Sci.* 25, 100–103.
- Charlson, R. J., Lovelock, J. E., Andreae, M. O. and Warren, S. G., 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature* 326, 655–661.
- Conway, E. J., 1943: Mean geochemical data in relation to oceanic evolution. *Proc. Roy. Irish Acad.*, A 48, 119–159.
- Fenn, R. W., Gerber, H. E. and Wasshauser, D., 1963: Measurements of the sulfur and ammonium component of the arctic aerosol of the Greenland icecap. *J. Atmosph. Sci.* 20, 466–468.
- Fletcher, N. H., 1962: *The physics of rainclouds*. Univ. Press, Cambridge.
- Hidy, M., Bleck, R., Blifford, I. H., Brown, P. M., Langer, G., Lodge, J. P., Rosinsky, J. and Sheddlovsky, J. P., 1970: *Observations of aerosols over Northeastern Colorado*. NCAR Technical Note 49, Boulder, Co.
- Junge, C. E., 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.
- Lovelock, J. E. and Margulis, L., 1974: Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: The Gaia hypothesis. *Tellus* 26, 2–10.
- Lovelock, J. E., Maggs, R. J. and Rasmussen, R. A., 1972: Atmospheric dimethyl sulfide and the natural sulfur cycle. *Nature* 237, 452–453.
- Mason, B. J., 1971: *The physics of clouds*. Clarendon Press, Oxford.
- Mészáros, A., 1969: Vertical profile of large and giant particles in the lower troposphere. *Proc. 7th Internat. Conf. on Condensation and Ice Nuclei*. Academia, Prague, 364–368.
- Mészáros, A. and Vissy, K., 1974: Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aerosol. Sci.* 5, 101–110.
- Mészáros, E., 1981: *Atmospheric chemistry*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- Mészáros, E., 1983: On the possible role of the biosphere in the control of atmospheric clouds and precipitation. To be published in *Atmospheric Environment*.
- Nguyen, B. C., Gaudry, A., Bonsang, B. and Lambert, G., 1978: Re-evaluation of the role of dimethyl sulphide in the sulphur budget. *Nature* 275, 637–639.
- Nguyen, B. C., Bonsang, B. and Gaudry, A., 1983: The role of the ocean in the global atmospheric sulfur cycle. *J. Geophysical Res.* 88, 10 903–10 914.

- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D., 1980: *Microphysics of clouds and precipitation*. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- Saltzman, E. S., Savoie, D. L., Zika, R. G. and Prospero, J. M., 1983: Methane sulfonic acid in marine atmosphere. *J. Geophysical Res.* 88, 10 897–10 902.
- Shaw, G. E., 1983: Bio-controlled thermostasis involving the sulfur cycle. *Climatic Change* 5, 297–303.
- Shaw, G. E., 1987: Aerosols as climate regulators: a climate-biosphere linkage? *Atmospheric Environment* 21, 985–986.
- Squires, P. and Twomey, S., 1966: A comparison of cloud nuclei measurements over North America and Caribbean Sea. *J. Atmospheric. Sci.* 23, 401–404.
- Twomey, S., 1968: On the composition of cloud nuclei in North-Eastern United States. *J. Recherches Atmosphériques* 4, 281–285.
- Twomey, S., 1977: *Atmospheric aerosols*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- Winkler, P., 1975: Chemical analysis of Aitken particles ($< 0.2 \mu\text{m}$ radius) over the Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Letters* 2, 45–48.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 1. szám, 1988. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 1. Jan – Feb 1988, Budapest

Short-range forecast experiments with a limited area quasi-geostrophic model

GYURÓ, GY.

*Meteorological Department, Eötvös Loránd University,
H-1083 Budapest, Kun B. tér 2.*

PRÁGER, T.

*Institute for Atmospheric Physics,
H-1675 Budapest, P. O. B. 39., Hungary*

Short-range forecast experiments with a limited area quasi-geostrophic model. In the present paper short-range forecast experiments are shown applying the limited area version of the Bengtsson – Moen three-parameter integrated quasi-geostrophic model, developed by the authors. Finite difference prognostic equations of the model were solved by the aid of the pseudo-spectral method. This alteration resulted in a significant increase of computational accuracy. Several finite difference schemes were used for the Jacobian and Laplacian, among which the nine-point schemes seemed to be most accurate. A special mathematical method was applied for defining the lateral boundary conditions, which made it possible to treat the forecast as a correct boundary value problem. Geopotential data of 00 UTC 23 November 1978 and 00 UTC 20 June 1985 were used as initial data of the 24-hour forecasts, the results of which, as well as some physical parameters of the predicted fields (enstrophy, etc.), allowed to conclude in the usefulness of the model for operative aims.

*

Rövidtávú előrejelzési kísérletek egy regionális kvázi-geosztrofikus modellel. Dolgozatunkban azokról a rövidtávú előrejelzési kísérletekről számolunk be, amelyeket a Bengtsson – Moen-féle három-paraméteres integrált kvázi-geosztrofikus modell általunk kidolgozott regionális változatával végeztünk. A modell prognosztikai egyenletrendszerének véges különbséges alakját pseudo-spektrális módszerrel oldottuk meg. Ez a változtatás igen jelentősen növelte a számítások pontosságát. Különböző pontosságú véges differencia sémákat használtunk, amelyek közül a kilencpontos séma bizonyult leghatékonyabbnak a Jacobi- és Laplace-operátor közelítésére. A horizontális peremfeltételek megoldására speciális matematikai módszert alkalmaztunk, amely lehetővé tette az előrejelzési feladat korrekt peremérték problémaként való kezelését. Két kísérleti adatsor (1978. november 23. és 1985. június 20. 00 UTC) alapján készítettünk 24 órás előrejelzéseket, amelyek eredményei, valamint az előrejelzett mezők egyes fizikai mérőszámai (átlagos négyzetes örvényesség stb.) a modell operatív alkalmazhatóságára engednek következtetni.

*

Introduction. In 1986, a new BASF-Hitachi computer was installed at the Hungarian Meteorological Service making possible for the Hungarian meteorologists to carry out experiments with some numerical weather prediction models and to use one of them operatively in the immediate future. Forecasting attempts have been made in Hungary as early as in the 1950's (*Ambrózy et al., 1959;*

Götz, 1959). In the numerical forecasts of the 500 and 700 hPa geopotential charts Fjörtoft's (1952) and Bulejev's (see Kibel, 1957) graphical method was used. The lack of an electronic computer retarded the development of numerical weather prediction in Hungary. Statistical methods of seasonal forecasts and mesoscale phenomena were studied only. The first successful prediction model suitable for numerical forecasts in the Carpathian basin was developed by Práger (1978, 1978, 1979). Further researches were made by Dévényi and Mersich (1983) in testing the stability of finite-difference schemes in hydrodynamical models. This new type of research in numerical weather prediction and the later installed computer support a good basis to numerical prediction activity in Hungary.

In the present paper we are reporting about our experimental forecasts with a three-parameter quasi-geostrophic model. Prognostic equations are the same as of the SMHI model (Bengtsson and Moen, 1971; Moen, 1975). A new method elaborated by Práger et al. (1986) is used for solving the prognostic equations. This model can be a useful tool in forecasting if completed with an initialization method.

1. Basic equations

Prognostic equations of the model are the vorticity equation and the thermodynamical equation using geostrophic and politropic approximations. It gives an energy-consistent system of equations:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{v} \nabla (\zeta + f) + f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\mathbf{v} \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \frac{R}{p} \Gamma_p \omega, \quad (2)$$

where Γ_p is the static stability parameter. The other symbols used here and further ones in the text have their usual meaning (e.g. Haltiner and Williams, 1980).

The model divides the atmosphere into three layers: a lower and an upper tropospheric layer and one layer above the tropopause. In accordance with the structure of the integrated models simple functions are used for describing the vertical profiles of prognostic variables (see Fig. 1a). E.g. the formula for the wind-speed is:

$$\mathbf{v}(p) = \begin{cases} \mathbf{v}(p_m) - 2\mathbf{v}_1 \frac{p - p_m}{p_0 - p_m}, & \text{if } p_m < p \leq p_0, \\ \mathbf{v}(p_m) + 2\mathbf{v}_2 \frac{p_m - p}{p_m - p_1}, & \text{if } p_1 < p \leq p_m, \\ \mathbf{v}(p_m) + 2\mathbf{v}_2, & \text{if } 0 < p \leq p_1, \end{cases} \quad (3)$$

where p_0 , p_m and p_1 are the boundaries of the layers in the p -system of coordinates. The other characteristics of horizontal flow (vorticity, divergence, stream-function etc.) have the same linear profile as the wind has.

Integrating the continuity equation in the p -system, we have the following profil for vertical velocity (Fig. 1b).

$$D(p) = \begin{cases} D_m(p_0 - p) - D_1 \left[p_0 - p_m - \frac{(p - p_m)^2}{p_0 - p_m} \right], & \text{if } p_m < p \leq p_0 \\ -D_1(p_0 - p_m) + D_m(p_0 - p) + D_2 \frac{(p_m - p)^2}{p_m - p_1}, & \text{if } p_1 < p \leq p_m, \\ -(D_m + 2D_2) \frac{p^2}{2p_1}, & \text{if } 0 < p \leq p_1 \end{cases} \quad (4)$$

where D is the horizontal divergence.

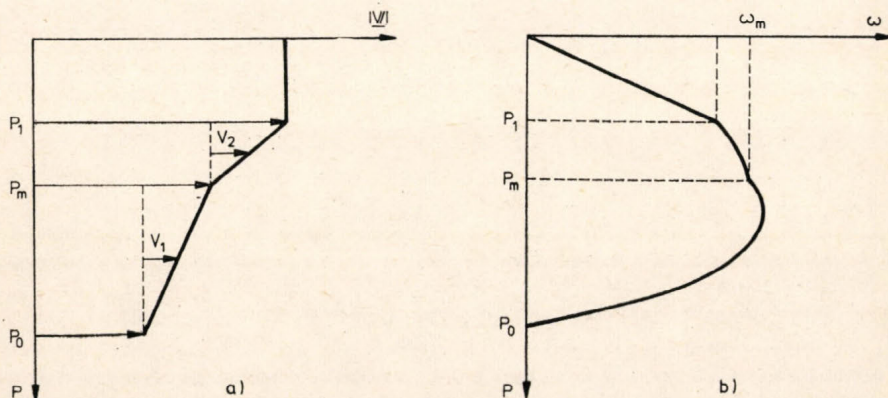


Fig. 1: Vertical profiles of wind (a) and vertical velocity (b) (the latter in case of $D_m, D_1, D_2 > 0$)

The value of the static stability parameter is assumed to be constant in a layer, however it has different values in the two tropospheric layers:

$$\Gamma_{pi} = \left(\frac{RT}{pc_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right)_i = \frac{1}{\rho_i g} (\gamma_a - \bar{\gamma}_i) \approx \frac{\Delta H_i}{\Delta p_i} (\gamma_a - \bar{\gamma}_i), \quad i = 1, 2 \quad (5)$$

where γ_a is the adiabatic and $\bar{\gamma}$ the mean vertical temperature gradient, and the indices 1 and 2 mean the data of the upper and lower tropospheric layer accordingly. According to Moen (1975) and Práger *et al.* (1986) the vertical profiles given above are set into the prognostic equations and the latter are integrated with respect to p . With the aim to simplify the computations some linear combinations of the integrated equations are used. After eliminating the horizontal divergence terms the solenoidal (stream-function) version of the prognostic formulae takes the form:

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial t} - a_1 \frac{\partial \psi_1}{\partial t} + a_2 \frac{\partial \psi_2}{\partial t} \right) = -F_m(x, y, p, t), \quad (6)$$

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial \psi_1}{\partial t} - a_{11} \frac{\partial \psi_1}{\partial t} + a_{12} \frac{\partial \psi_2}{\partial t} \right) = -F_1(x, y, p, t), \quad (7)$$

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial \psi_2}{\partial t} + a_{21} \frac{\partial \psi_1}{\partial t} - a_{22} \frac{\partial \psi_2}{\partial t} \right) = -F_2(x, y, p, t), \quad (8)$$

where a_1, a_2 are pressure constants; $a_{11}, a_{12}, a_{21}, a_{22}$ are pressure-stability constants, while F_m, F_1, F_2 are the forcing functions describing vorticity and temperature advection. The detailed expressions of the forcing functions are:

$$F_m(x, y, p, t) = J(\psi_m, \zeta_m) - a_2 J(\psi_m, \zeta_1) + a_1 J(\psi_m, \zeta_2) + a_1 J(\psi_2, \zeta_m) - a_2 J(\psi_1, \zeta_1) + \frac{4}{3} a_1 J(\psi_1, \zeta_1) + \frac{4}{3} a_2 J(\psi_2, \zeta_2) + J(\psi_m, f) + a_1 J(\psi_2, f) - a_2 J(\psi_1, f), \quad (9)$$

$$F_1(x, y, p, t) = J(\psi_m, \zeta_1) + J(\psi_1, \zeta_m) - \frac{4}{3} J(\psi_1, \zeta_1) - \frac{4}{3} J(\psi_2, \zeta_2) + J(\psi_1, f) + a_{11} J(\psi_1, \psi_m) - a_{12} J(\psi_2, \psi_m), \quad (10)$$

$$F_2(x, y, p, t) = J(\psi_m, \zeta_2) + J(\psi_2, \zeta_m) + \frac{8}{3} J(\psi_2, \zeta_2) + J(\psi_2, f) - a_{21} J(\psi_1, \psi_m) + a_{22} J(\psi_2, \psi_m). \quad (11)$$

For the stream-function tendencies $\frac{\partial \psi_m}{\partial t}$, $\frac{\partial \psi_1}{\partial t}$ and $\frac{\partial \psi_2}{\partial t}$ (6) is a Poisson type, while (7) and (8) are Helmholtz type partial differential equations. Applying the canonic transformation for the matrix of coefficients $\{a_{ij}\}_{i,j=1,2}^{2,2}$ in place of the linked equations (7) and (8) we get two independent Helmholtz equations for two new variables:

$$\frac{\partial Z_1}{\partial t} = \frac{1}{t_{11}t_{22} - t_{12}t_{21}} \left(t_{22} \frac{\partial \psi_1}{\partial t} - t_{12} \frac{\partial \psi_2}{\partial t} \right), \quad (12)$$

$$\frac{\partial Z_2}{\partial t} = \frac{1}{t_{11}t_{22} - t_{12}t_{21}} \left(t_{11} \frac{\partial \psi_2}{\partial t} - t_{21} \frac{\partial \psi_1}{\partial t} \right), \quad (13)$$

where t_{ij} are the elements of the transformation matrix.

The new prognostic equations are:

$$\nabla^2 \frac{\partial Z_1}{\partial t} - \lambda_1 \frac{\partial Z_1}{\partial t} = -F'_1(x, y, p, t), \quad (14)$$

$$\nabla^2 \frac{\partial Z_2}{\partial t} - \lambda_2 \frac{\partial Z_2}{\partial t} = -F'_2(x, y, p, t), \quad (15)$$

where λ_1 and λ_2 are the eigenvalues of matrix $\{a_{ij}\}$.

2. Numerical method

We developed a limited area version of the model. The prediction area is a caa. 5000 km times 5000 km quadrate on the mapping plane of polar stereographic projection true at 60°N. The number of gridpoints is 18 along each side of the prediction area defining an equidistant grid of caa. 300 km resolution. Lower boundary of the atmosphere is supposed to be at $p_0 = 1000$ hPa. Midtropospheric

ric surface is of $p_m = 500$ hPa. For the tropopause we had two versions: isobaric surfaces $p_1 = 300$ and 200 hPa. Pressure and stability constants for the two versions are shown in *Table 1*.

TABLE 1
Pressure and stability constants of the two model versions

Constants	Values	
	$p_1 = 300$ hPa	$p_1 = 200$ hPa
Γ_1 K/hPa	0.035	0.035
Γ_2 K/hPa	0.058	0.067
a_1	0.8	0.7
a_2	0.5	0.5
a_{11} , m^{-2}	$3.091 \cdot 10^{-11}$	$2.524 \cdot 10^{-12}$
a_{12} , m^{-2}	$1.197 \cdot 10^{-11}$	$5.656 \cdot 10^{-11}$
a_{21} , m^{-2}	$1.471 \cdot 10^{-11}$	$1.191 \cdot 10^{-11}$
a_{22} , m^{-2}	$1.189 \cdot 10^{-11}$	$6.418 \cdot 10^{-12}$
t_{11} , m^{-2}	$-1.397 \cdot 10^{-11}$	$-1.538 \cdot 10^{-11}$
t_{12} , m^{-2}	$0.779 \cdot 10^{-11}$	$0.970 \cdot 10^{-11}$
t_{21} , m^{-2}	$1.880 \cdot 10^{-11}$	$0.862 \cdot 10^{-11}$
t_{22} , m^{-2}	$4.056 \cdot 10^{-11}$	$3.371 \cdot 10^{-11}$
λ_1 , m^{-2}	$3.783 \cdot 10^{-11}$	$2.745 \cdot 10^{-11}$
λ_2 , m^{-2}	$0.505 \cdot 10^{-11}$	$0.344 \cdot 10^{-11}$

Space derivatives are taken in finite difference form using centered difference approximations for the Laplace and Jacobi operators:

$$\nabla_{ij}^2 S = \frac{1}{d^2} (S_{i+1,j} + S_{i-1,j} + S_{i,j+1} + S_{i,j-1} - 4S_{ij}), \quad (16)$$

$$J_{ij}(S, T) = \frac{1}{4d^2} [(S_{i+1,j} - S_{i-1,j})(T_{i,j+1} - T_{i,j-1}) - (S_{i,j+1} - S_{i,j-1})(T_{i+1,j} - T_{i-1,j})], \quad (17)$$

where S and T are any of the operands in the prognostic equations. Schemes with higher order of accuracy were also used (*Smith, 1965; Arakawa, 1966*):

$$\nabla_{ij}^2 S = \frac{1}{6d^2} (S_{i+1,j+1} + 4S_{i+1,j} + S_{i+1,j-1} + 4S_{i,j+1} + S_{i-1,j+1} + 4S_{i-1,j} + S_{i-1,j-1} + 4S_{i,j+1} - 20S_{ij}), \quad (18)$$

$$J_{ij}(S, T) = \frac{1}{12d^2} [(S_{i+1,j} - S_{i-1,j})(T_{i,j+1} - T_{i,j-1}) - (S_{i,j+1} - S_{i,j-1})(T_{i+1,j} - T_{i-1,j}) + S_{i+1,j}(T_{i+1,j+1} - T_{i+1,j-1}) - S_{i-1,j}(T_{i-1,j+1} - T_{i-1,j-1}) - S_{i,j+1}(T_{i+1,j+1} - T_{i-1,j+1}) + S_{i,j-1}(T_{i+1,j-1} - T_{i-1,j-1}) + S_{i+1,j+1}(T_{i,j+1} - T_{i+1,j}) - S_{i-1,j-1}(T_{i-1,j} - T_{i,j-1}) + S_{i-1,j+1}(T_{i-1,j} - T_{i,j+1}) - S_{i+1,j-1}(T_{i,j-1} - T_{i+1,j})]. \quad (19)$$

The algebraic system of finite difference equations was solved by using the pseudo-spectral method. It is known that the solution of the Poisson and Helmholtz equation can be written in closed form by means of eigenfunctions of the given differential operators. Eigenfunctions of the Laplace operator for Dirichlet problem in a quadratic domain are pure sinusoidal functions. Parallel with the above a finite number of properly chosen sinusoidal pointfunctions on a quadrate or rectangle forms a closed orthogonal system. Solutions of the finite difference form of (6), (14) and (15) can be written as:

$$\frac{\partial Z_m}{\partial t} = \sum_{s=0}^M \sum_{t=0}^N F_{st}^{(m)} H_{ijst}^{(m)}, \quad (20)$$

$$\frac{\partial Z_1}{\partial t} = \sum_{s=0}^M \sum_{t=0}^N F_{st}^{(1)} H_{ijst}^{(1)}, \quad (21)$$

$$\frac{\partial Z_2}{\partial t} = \sum_{s=0}^M \sum_{t=0}^N F_{st}^{(2)} H_{ijst}^{(2)}, \quad (22)$$

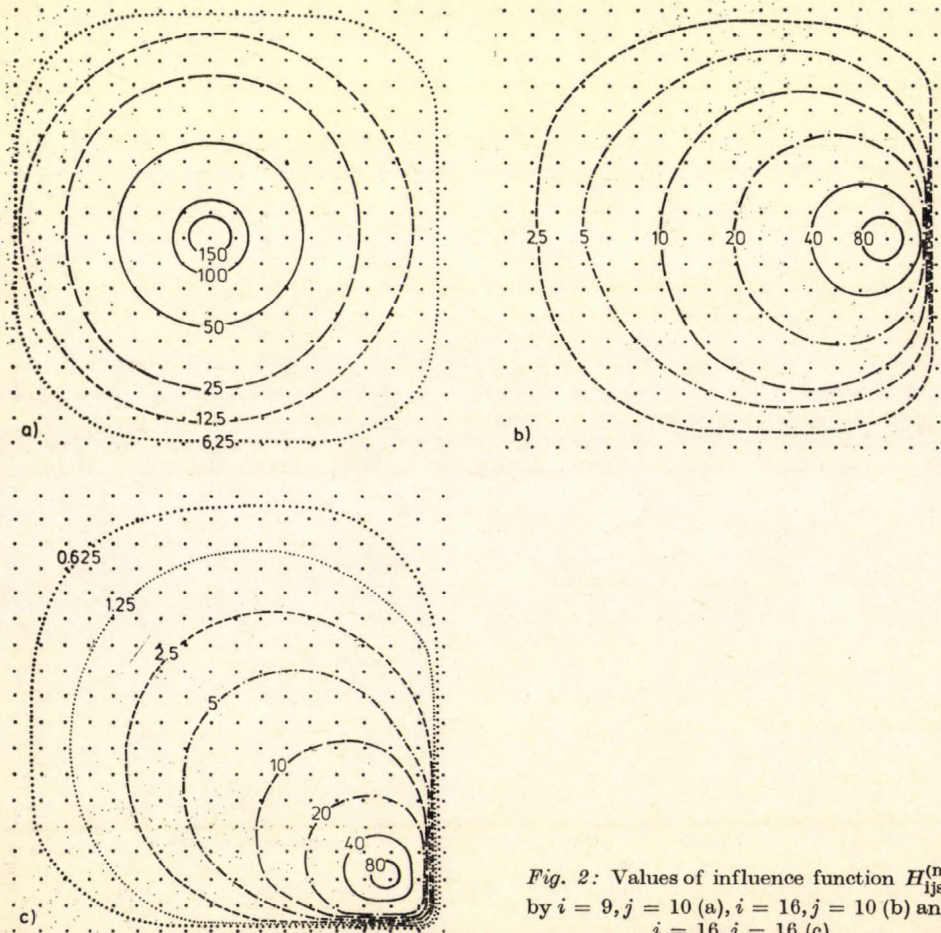


Fig. 2: Values of influence function $H_{ijst}^{(m)}$ by $i = 9, j = 10$ (a), $i = 16, j = 10$ (b) and $i = 16, j = 16$ (c)

where $Z_m = \psi_m - a_1\psi_1 + a_2\psi_2$, while $H_{ijst}^{(m)}$, $H_{ijst}^{(1)}$ and $H_{ijst}^{(2)}$ are weight functions expressing the influence of the advection in point (s, t) on the tendency in point (i, j)

$$H_{ijst}^{(m)} = \frac{\sum_{i=1}^{M-1} \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{k=1}^{M-1} \sum_{l=1}^{N-1} \sin \frac{k\pi i}{M-1} \sin \frac{l\pi j}{N-1} \sin \frac{k\pi s}{M-1} \sin \frac{l\pi t}{N-1}}{\sin^2 \frac{k\pi}{2(M-1)} + \sin^2 \frac{l\pi}{2(N-1)}}, \quad (23)$$

$$H_{ijst}^{(1)} = \frac{\sum_{i=1}^{M-1} \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{k=1}^{M-1} \sum_{l=1}^{N-1} \sin \frac{k\pi i}{M-1} \sin \frac{l\pi j}{N-1} \sin \frac{k\pi s}{M-1} \sin \frac{l\pi t}{N-1}}{\sin^2 \frac{k\pi}{2(M-1)} + \sin^2 \frac{l\pi}{2(N-1)} - \lambda_1}, \quad (24)$$

$$H_{ijst}^{(2)} = \frac{\sum_{i=1}^{M-1} \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{k=1}^{M-1} \sum_{l=1}^{N-1} \sin^2 \frac{k\pi i}{M-1} \sin \frac{l\pi j}{N-1} \sin \frac{k\pi s}{M-1} \sin \frac{l\pi t}{N-1}}{\sin^2 \frac{k\pi}{2(M-1)} + \sin^2 \frac{l\pi}{2(N-1)} - \lambda_2}. \quad (25)$$

It can be seen that the influence is symmetric in relation of points (i, j) and (s, t) : $H_{ijst} = H_{stij}$, and other symmetry conditions are fulfilled, too. This makes easier the rather time-consuming computation of the weight functions. Three examples of influence distribution (weight function isolines) for differently situated grid-points are shown in *Fig. 2*.

A second order centered time-differencing scheme is used for the extrapolation of the stream-function values with the exception of the first step where a first order right hand extrapolation is possible only:

$$\psi(\Delta t) = \psi(0) + \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_0 \quad (26)$$

$$\psi(t + \Delta t) = \psi(t - \Delta t) + 2\Delta t \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_t \quad (27)$$

3. Boundary conditions for the limited area model

The question of correct lateral boundary conditions is one of the most important problems of limited area models and, unfortunately, is not completely solved. Uniquely determined solution for an elliptic differential equation exists only if boundary conditions are imposed in every boundary point of the prognostic area (*Meis and Marcovitz, 1978*). Although boundary conditions for the homogenous Dirichlet or Neumann problem are very simple: they demand the values or the normal derivatives of the unknown function along the boundary lines turn to zero, these conditions have no real physical meaning. Unknown functions in our prognostic equations are the streamfunction tendencies $\partial\psi_m/\partial t$, $\partial\psi_1/\partial t$ and $\partial\psi_2/\partial t$ or more exactly, some linear combinations of the tendencies. It is obvious, that the above conditions do not define correct boundary values of the tendencies, because neither the tendencies nor the normal derivatives of the ten-

dencies vanish at the boundary of a limited area. Both the homogenous Dirichlet and Neumann conditions were tested in 24-hour forecasts and they gave unrealistic development of the synoptic systems. Correct boundary values can be given only if streamfunction (or geopotential) tendencies are known at every boundary grid point in every time step — in our case hourly. An approximate but very efficient way to solve this problem is the method of grid telescoping. If a 24-hour forecast of the geopotential field is available from a background model (say a hemispheric one), hourly tendencies of geopotential height (and those of streamfunction as well) can be determined at every boundary point of the limited forecast area for the entire forecast period. The boundary conditions used in the present model are streamfunction tendencies constant in time corresponding to a linear development of the streamfunction field:

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial t} \right|_{k,1} = (\psi_{k,1}^{(+24)} - \psi_{k,1}^{(00)})/86400, \quad (28)$$

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial t} \right|_{k,N} = (\psi_{k,N}^{(+24)} - \psi_{k,N}^{(00)})/86400, \quad k = 1, \dots, M, \text{ and} \quad (29)$$

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial t} \right|_{1,l} = (\psi_{1,l}^{(+24)} - \psi_{1,l}^{(00)})/86400, \quad (30)$$

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial t} \right|_{M,l} = (\psi_{M,l}^{(+24)} - \psi_{M,l}^{(00)})/86400, \quad l = 1, \dots, N. \quad (31)$$

Since the pseudo-spectral method can be adapted only to a homogenous Dirichlet problem (i. e. when tendencies at the boundary are equal to zero), our inhomogenous Dirichlet problem has to be transformed to a homogenous one introducing new variable:

$$\tilde{Z}_{ij} = Z_{ij} - \hat{Z}_{ij}, \quad (32)$$

where Z is one of the unknown functions Z_1, Z_2, Z_m , while \hat{Z} is one of the functions $\hat{Z}_1, \hat{Z}_2, \hat{Z}_m$ determined by "continuing" the boundary values inside the prognostic domain. The "continuation" of the boundary values (as functions defined along the boundary lines) can take place in a very simple way applying linear extrapolation:

$$\hat{Z}_{ij} = \hat{Z}_{i+1,j} + \hat{Z}_{i,j+1} - \hat{Z}_{i+1,j+1}, \quad i = 2, 3, \dots, M-1; \quad j = 2, 3, \dots, N-1. \quad (33)$$

It is easily seen that the homogenous boundary conditions are correct for the functions \tilde{Z}_1, \tilde{Z}_2 and \tilde{Z}_m . Actually, in such a way we replace the original problem with the forecast of some anomalies developing on the background fields. If the amplitudes of the anomalies are not too large, this approach results in a significant decrease of prognose errors.

4. Experimental results

24-hour forecasts were computed on the basis of initial data from 00 UTC 23 November 1978 and 00 UTC 20 June 1985. Grid distance was chosen 300 km, time step 1 hour. Both the conditions of the homogenous and inhomogenous

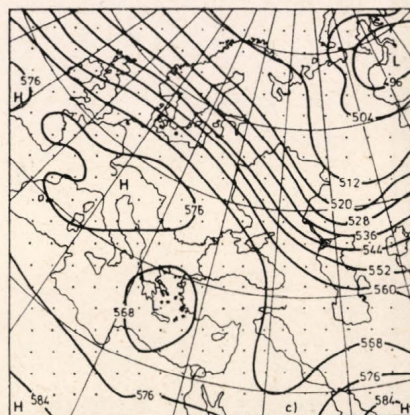
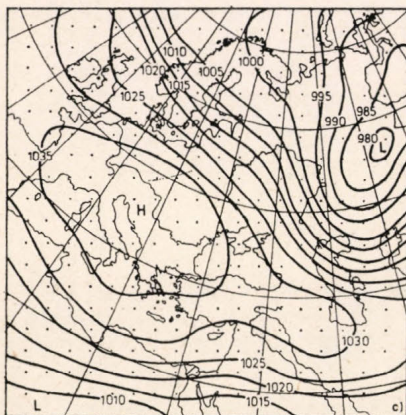
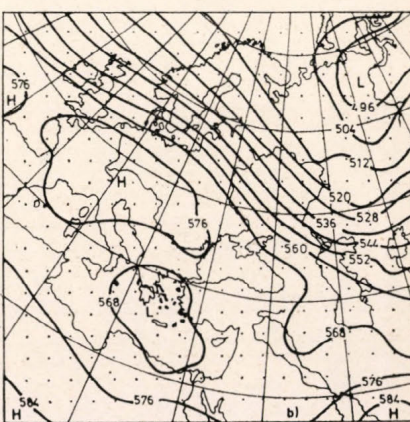
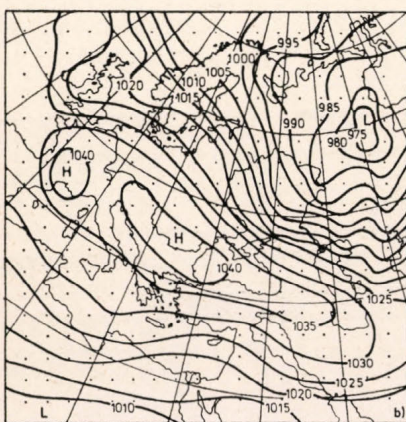
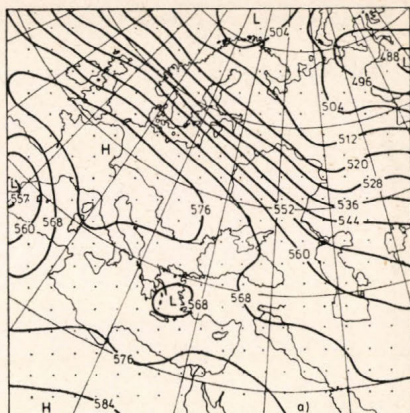
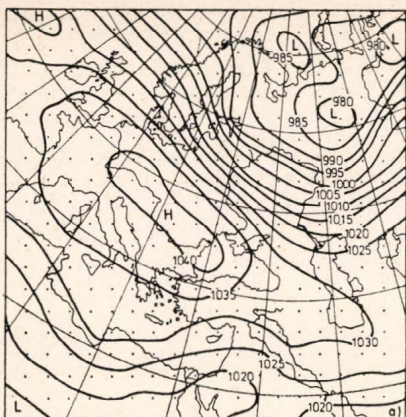


Fig. 3: Surface pressure field for 00 UTC 23 November 1978 (a), 24-hour forecast of surface pressure (b) and surface pressure field for 00 UTC 24 November 1978 (c)

Fig. 4: 500 hPa height field for 00 UTC 23 November 1978 (a), 24-hour forecast of 500 hPa height (b) and 500 hPa height field for 00 UTC 24 November 1978 (c)

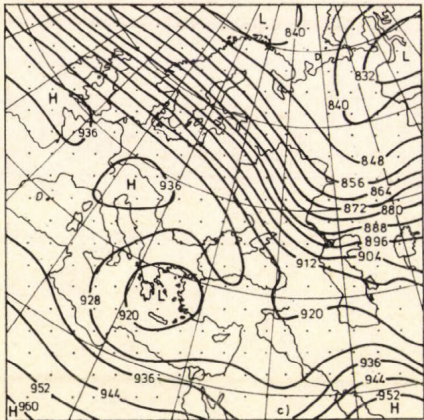
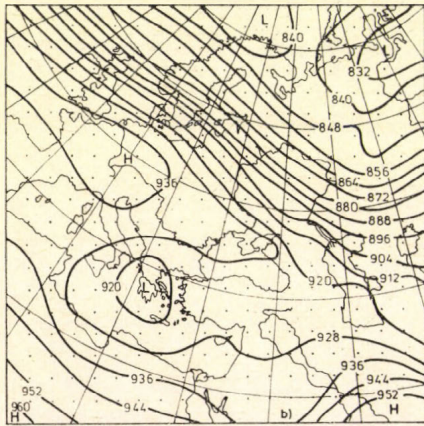
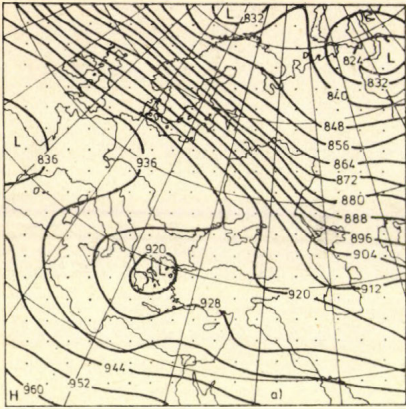


Fig. 5: 300 hPa height field for 00 UTC 23 November 1978 (a), 24-hour forecast of 300 hPa height (b) and 300 hPa height field for 00 UTC 24 November 1978 (c)

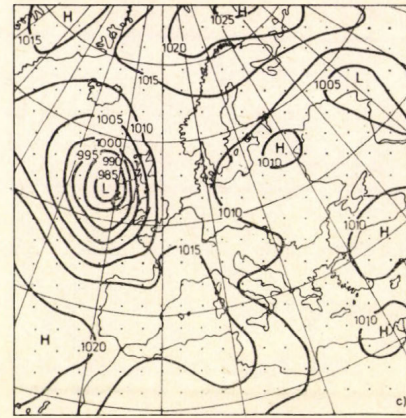
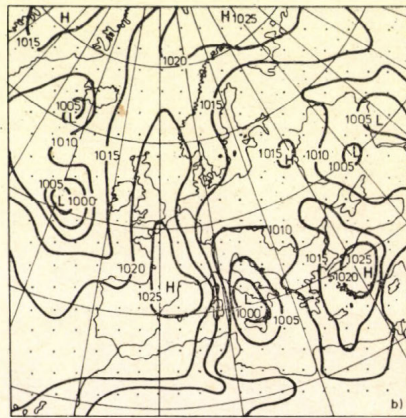
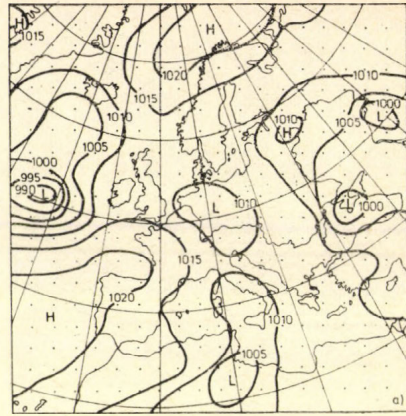


Fig. 6: Surface pressure field for 00 UTC 20 June 1985 (a), 24-hour forecast of surface pressure (b) and surface pressure field for 00 UTC 21 June 1985 (c)

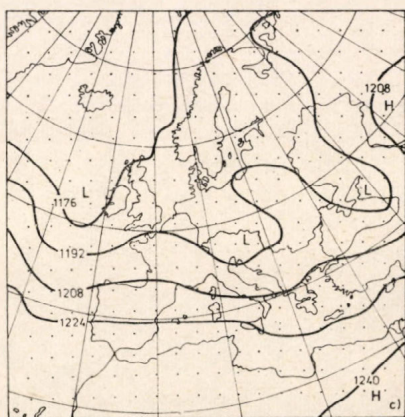
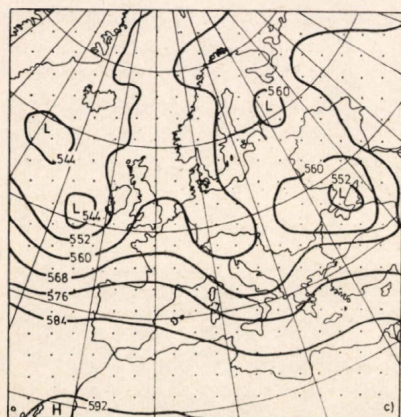
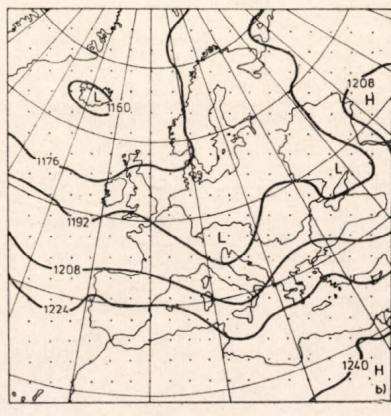
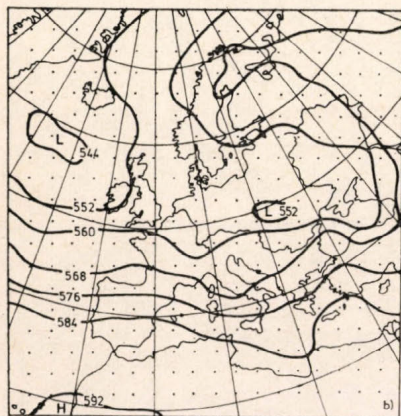
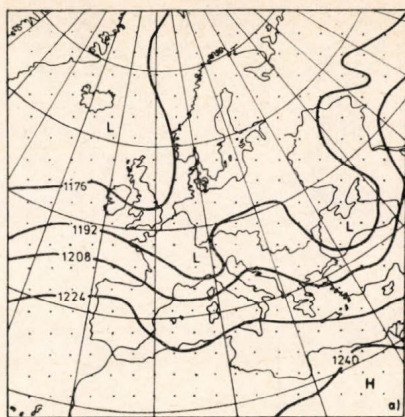
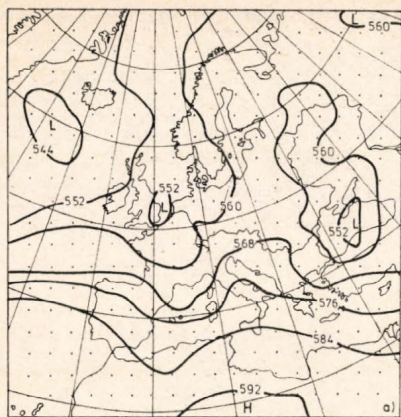


Fig. 7: 500 hPa height field for 00 UTC 20 June 1985 (a), 24-hour forecast of 500 hPa height (b) and 500 hPa height field for 00 UTC 21 June 1985 (c)

Fig. 8.: 200 hPa height field for 00 UTC 20 June 1985 (a), 24-hour forecast of 200 hPa height (b) and 200 hPa height field for 00 UTC 21 June 1985 (c)

Dirichlet problem were adapted simultaneously with the use of five-point and nine-point finite difference schemes for the Laplacian and Jacobian. The predicted geopotential height fields differed highly from each other depending on the accuracy of the difference schemes. Best results were obtained using inhomogeneous Dirichlet conditions (i. e. grid telescoping) with nine-point scheme for both the Laplace operator and the Jacobi operator. Contour charts of that version are shown in *Figs. 3–8*. (charts b). Initial state and real contours after 24 hours can also be seen in the same figures (charts a. and c.).

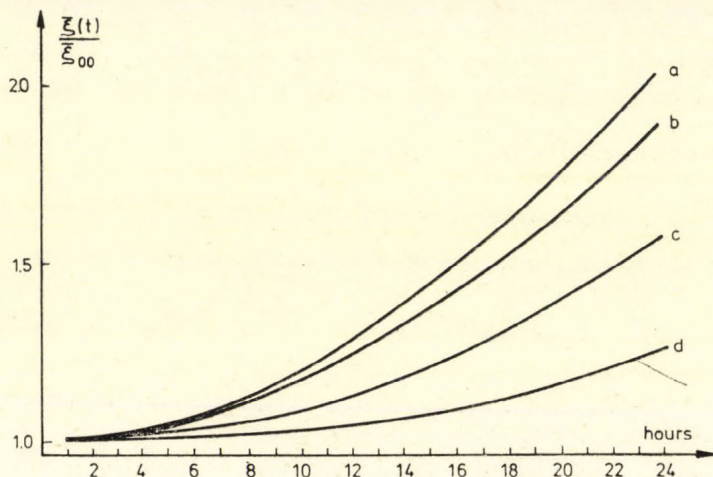


Fig. 9: Relative values of the mean potential vorticity during the 24-hour forecasts of 23 November 1978 (a and b) and of 20 June 1985 (c and d) with five-point (a and c) and nine-point (b and d) finite difference schemes

No statistical method was applied in verifying the prognostic charts. Mean kinetic energy and mean square vorticity (enstrophy) were calculated in every time step. Slow increase of kinetic energy and enstrophy shows the effect of incorrect boundary values and the lack of an adequate initialization method (see *Fig. 9*). Baroclinic models do not conserve enstrophy or kinetic energy – not even if the enstrophy conserving scheme of Arakawa is used. In a subsequent experiment time integration was continued through 120 time steps (5 days) with the boundary conditions of the first 24 hours. After the first day, background boundary tendencies of streamfunction become uncorrect to the stream of the second, third etc. days. In spite of that, integrations with the nine point schemes did not show any nonlinear instability.

5. Concluding remarks

An integrated baroclinic quasi-geostrophic limited area model was developed for short period forecasts using grid telescoping. This model can be a useful tool in short-range prediction in Hungary if completed with an on-line data assimilation procedure and a correct initialization method being elaborated. Further development of the model – inclusion of the effect of orography and moist processes – are also needed.

Acknowledgements. The authors would like to thank the members of the Computer Centre of the Hungarian Meteorological Service, and especially *Mr. J. Triznya*, for their valuable help in programming.

REFERENCES

- Ambrózy, P., Götz, G. and Tánózer, T.*, 1959: Numerical forecasting of contour charts by the aid of Bulejev's barotropic method (in Russian). *Időjárás* 63, 74–81.
- Arakawa, A.*, 1966: Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-Dimensional incompressible flow. Part I. *Journal of Computational Physics*, 1., 119–143.
- Bengtsson, L. and Moen, L.* 1971: *An operational system for numerical weather prediction in satellite and computer applications to synoptic meteorology.* WMO No. 282., World Meteorological Organisation, Geneva.
- Dévényi, D., and Mersich, I.* 1983: A comparative study of the finite-difference methods by using a simple hydrodynamical model (in Hungarian). *Időjárás* 87, 284–293.
- Fjörtoft, R.* 1952: On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. *Tellus* 4, 179–194.
- Götz, G.* 1959: Forecasting experiments using Fjörtoft's barotropic method (in Hungarian). *Időjárás* 63, 367–368.
- Haltiner, G. J. and Williams, R. T.* 1980: *Numerical prediction and dynamic meteorology.* Second edition. John Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane and Toronto.
- Kibel, J. A.* 1957: *An introduction to hydrodynamical methods of short range weather prediction* (in Russian). Gostehizdat, Moscow.
- Meis, Th., und Markowitz, U.* 1978: *Numerische Behandlung partieller Differentialgleichungen.* Springer-Verlag, Heidelberg.
- Moen, L.* 1975: *A multilevel quasi-geostrophic model for short-range weather predictions.* SMHI Rapporter Nr RMK 3., Stockholm.
- Práger, T.* 1978: A numerical scheme for hydrodynamical forecasting in conformity with integral laws of conservation of quasi-static atmospheric processes (in Russian). *Meteorologiya i Gidrologiya*, No. 11., 27–37.
- Práger, T.* 1978, 1979: A hydrodynamical method for the forecasting of weather conditions with high degree resolution in the Carpatian Basin (in Hungarian). Part I. *Időjárás* 82, 200–210. Part II. *ibid.*, 82., 263–275. Part III. *ibid.*, 83., 249–260.
- Práger, T., Kovács, E. and Gyuró, Gy.*, 1986: Numerical experiments with a three-parameter baroclinic quasi-geostrophic model of the atmosphere. In *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös nominatae*, Sectio Geologica, Tomus XXVI., Budapest, (in print).
- Smith, G. D.* 1965: *Numerical solution of partial differential equations.* Oxford University Press, London.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 1. szám, 1988. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No 1 Jan – Feb 1988, Budapest

Features of the vertical sulfate deposition distribution in snow cover over USSR mountain regions

VASILENKO V. N., NAZAROV I. M. and FRIDMAN SH. D.
*Fedorov Institute of Applied Geophysics,
206 Glebovskaya str. 107258 Moscow, USSR*

Features of the vertical sulfate deposition distribution in snow cover over the USSR. The sulfate deposition rate in the mountains is shown to decrease with a height according to the chemical analyses of snow cover. Irrespective of pollution sources, minimum levels are recorded at height of around 2000 m. Forward ridges of the mountain areas deposition characteristic of a background level is found, which is independent of the deposition over surrounding regions.

*

A szulfátülepedés vertikális eloszlásának sajátosságai a hótakaróban a Szovjetunió területén. A hótakaróban végzett vizsgálatok szerint a szulfátülepedés mértéke hegyvidéken csökken a magassággal. A szennyezőforrásoktól függetlenül a minimális értékek 2000 m körül figyelhetők meg. Szélnek kitett hegygerinceken a szulfátszennyeződés különösen magas. Hegyvidékek belsejében az ülepedés mértéke a háttérszintre jellemző, függetlenül a környező területekre vonatkozó értékektől.

*

Vertical sulfate deposition distribution was found from the data of snow cover pollution monitoring carried out in the USSR since 1980 (Vasilenko et al. 1985).

Table 1 contains rates of sulfate depositions at different levels in mountains in the Caucasus, Central Asia, Siberia, Far East and Kamchatka. The block-diagram in Fig. 1 shows the sulfate deposition intensity distribution for the Pamir-Tianshan mountain country, the region most thoroughly studied during the investigation. Sulfate deposition over the foothills up to the absolute altitude 1000 m: $12 < V < 60$ kg/km² day; over the front ridges at altitudes from 1000 to 4000 m: $2 < V < 12$ kg/km² day; over the internal parts of the mountain system: $V < 1$ kg/km² day.

It follows from Table 1 and block-diagram in Fig. 1 that deposition intensity values decrease with height in mountain regions. Sulfate pollutants are spread from sources only up to an external line defined by front ridges at a relative heights of 1.5 to 2 thousand metres and do not penetrate into the central part of the mountains.

TABLE 1.

Characteristic profiles of changes in the sulfate deposition intensity with height

	Region, profile and its range in the horizontal	H. height above sea level, (m)	Atm. precip. mm	V, deposition intensity (kg/km ² day)	Note
Caucasus	The Psou-river - 75 km	668	15	3.5	No industrial sources
		1456	109	1.5	
	The Kura river valley - the Krestovij pass - 70 km	558	28	41.6	Ferrous metallurgy. Machine-building. No industrial sources
		1070	44	38.7	
		1500	180	17.6	
	1900	213	11.1		
Central Asia	Foothills of the Ugamsky Ridge - the Sayramsk pass - 75 km	850	74	60.0	Non-ferrous metallurgy No industrial sources
		1700	96	17.0	
		1850	141	12.4	
		4200	151	1.8	
	Village Varzob - the Anzobak pass - 28 km	1260	327	8.2	Chemical industry Machine-building No industrial sources
		1900	411	5.6	
	3370	131	0.53		
The East Sayan	Town Baikalsk - the Khamar-Dabad Ridge - 30 km	700	151	8.5	Pulp and paper industry No industrial sources
		2200	311	1.5	
	The Uda river - the Agulsk Ridge - 120 km	300	74	6.5	Forest and wood industry No industrial sources
		1200	40	0.6	
The Dzung-djur Ridge	From the Okhotsk Sea to Nelkana - 75 km	20	173	3.5	No industrial sources
		100	77	2.9	
	From the Okhotsk Sea to the Ridge - 70 km	600	129	1.1	No industrial sources
The Sikhote-Alin Ridge	Middle current of the river Malinovka to the central part of the Ridge - 80 km	150	30	1.65	No industrial sources
		550	33	0.72	
	From the Japanese Sea shore to the central part of the Ridge - 60 km	20	27	12.0	Forest and wood industry
		800	46	0.4	

Inside the mountain area the sulfate deposition intensity values are at a minimum and not related to the height. It is seen that central parts of the mountain regions in the Caucasus and Central Asia are characteristic of sulfate deposition intensity values which are not essentially different from levels typical of

TABLE 2.
Sulfate deposition intensity in the central parts of mountain systems

Region, place of observation	H, height above sea level (m)	Atm. precip. (mm)	Deposition intensity (kg/km ² day)	Note
The Verkhoyansk Ridge and Yana Plateau				
Batagaja Alyta	800	40	0.3	No industrial sources
Tompo	600	43	0.5	No industrial sources
Ojmakon	700	52	0.3	No industrial sources
The central part of the Pamir-Tien Shan mountain system				
The Altaisk Ridge	3200	158	0.2	No industrial sources
The Pamir. Rushansk Ridge	4140	214	1.0	No industrial sources
The Terskey-Ala Tau mountains	2200	84	0.7	No industrial sources
Kamchatka				
The valley of the middle current of the Kamchatka river	200	136	0.4	No industrial sources
The valley in the upper Kamchatka	300	192	9.0	No industrial sources
The Kozirevsk Ridge	750	83	0.4	No industrial sources

mountain regions of North-East USSR and from the corresponding global background values (*Table 2*). So, the pollution level inside the mountain regions is the same for different mountain systems over the whole of the USSR territory.

The vertical sulfate deposition noted above is in agreement with experimental aircraft measurements of the atmospheric sulfate concentration at different altitudes from the Earth's surface. So, the fraction of the sulfate α content in an atmospheric column (content per unit area) is 70% of the total value at a height $h = 2$ km for areas adjoining the USSR western boundary (*Nazarov, 1985*) and 3.2 km for Hungary (*Várhelyi, 1978*). The α values are calculated from the relation.

$$\alpha = 100 \int_0^{h_\alpha} c(h) dh / \int_0^\infty c(h) dh$$

where $c(h)$ is the sulfate concentration at an altitude h . For the sulfur dioxide the corresponding values were $h_a(\text{SO}_2) = 1.2$ km and 1.0 km.

The distribution of vertical sulfate deposition in USSR mountain regions differs from the uniform pattern of contamination found in mountain areas

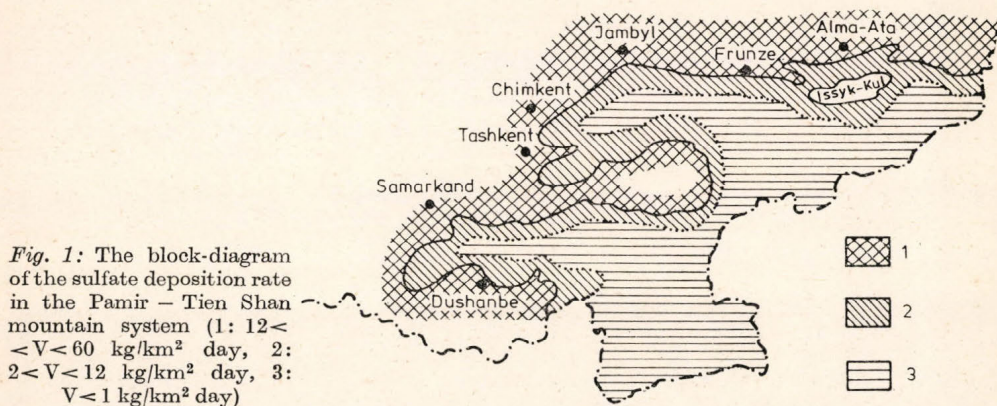


Fig. 1: The block-diagram of the sulfate deposition rate in the Pamir - Tien Shan mountain system (1: $12 < V < 60$ kg/km² day, 2: $2 < V < 12$ kg/km² day, 3: $V < 1$ kg/km² day)

produced by the radioactive products from atmospheric nuclear explosions. The radionuclide contamination increases, as a rule, with the increased elevation of the terrain (Artjomov et al., 1980). The specified discrepancy is related to the different characteristics of the sulfure cycle and that of radionuclides. In the former case the input is from the industrial sources and the major fraction of atmospheric sulfur is transported at altitudes no higher than 1.5–2.5 km. Sulfur concentrations drop rapidly with height. In the latter case the deposition is produced from radionuclides in the stratosphere and upper troposphere.

Thus, it has been shown that:

- sulfate pollution rates in mountains decrease with height; regardless of the pollution sources the minimum levels are recorded at altitudes around 2000 m;
- forward mountain ridges are exposed to the sulfate pollutants.
- internal mountain areas are characterised by deposition at background levels, which are not related to the regional deposition in the surrounding area.
- internal mountain areas present the most suitable sites for monitoring atmospheric pollution at tropospheric background levels.

REFERENCES

- Artjomov, Ye. et al., 1980: Distribution of cesium 137 concentration and intensity of its radiation dose in pristine soils of mountainous regions of USSR (in Russian). *Trudy IPG* (Reports of Institute of Applied Geophysics) 43, 90–102.
- Nazarov, I., 1987: Evaluation of transboundary transport of atmospheric pollutants by means of aircraft measurements (in Russian). In *Control of long-range transboundary transport of air pollutants* (in Russian). Gidrometeoizdat, Moscow.
- Várhelyi, G., 1978: On the vertical distribution of sulfur compounds in the lower troposphere. *Tellus* 30, 542–545.
- Vasilenko, V. et al.: *Monitoring of the pollution of snow cover* (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirat, 92. évf. 1. szám, 1988. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 1 Jan – Feb 1988, Budapest

A note on influence of water and thermal factors on yield of spring wheat

KUCHAR, L.

Agricultural University Wrocław,
PI-50357 Wrocław ul. Grunwaldzka 53, Poland

A note on influence of water and thermal factors on yield of spring wheat. The author presents bivariate function of polynomial-exponential class adapted for spring wheat (linear methods of yield influence and meteorological variables based on standard meteorological data do not give positive results). Moreover author defines the meteorological variables (a thermal and water factor) and presents influence of rainfall sum and mean temperature on spring wheat yield. The thermal and water factors are taken in to consideration according to the phenological stages.

*

A víz és a termikus tényezők hatása a tavaszi búza terméshozamára. A szerző a talaj – növény – légkör rendszerben a talajtényezőket és az agrotechnikai tényezőket állandónak tekintti, s e feltételezés mellett vizsgálja az időjárásnak a terméshozamra gyakorolt hatását. A meteorológiai tényezők közül a hidrikus és termikus tényezőket tekinti alapvető fontosságúnak. A hidrikus tényezők közül a csapadékösszeget, a termikus tényezők közül pedig a hőmérsékleti összeget veszi figyelembe. A tényezők értékeit különböző fenológiai fázisokra határozza meg, s a terméshozammal alkotott összefüggésüket exponenciális függvény segítségével írja le.

*

Introduction. The basic influence on yield is attributed to soil, meteorological and agrotechnical factors. The soil and agrotechnics are more stable than weather factors in local climate. Furthermore soil and agrotechnics can be affected by the environment. If we assume that the agrotechnics and soil environment are constant then the observed change of yield are correlated with the meteorological factors (Bac, 1982).

In this paper we want to determine the correlation between crop yield and meteorological factors. The letters are represented by water and thermal factor. The water factor can be defined in many ways. It can be the sum of rainfall, the mean of rainfall, water content in the soil, or in any other forms. At present, the sum of rainfall in different periods of the growing season has been chosen. The thermal factor is most often defined as the sum of temperatures, the mean of temperatures or sum of effective temperatures.

The mean temperature has been chosen in this paper (Dmitrienko, 1976).

1. Data used for investigation

Data were measured in Agrometeorological and Hydrological Observatory of Agricultural Academy of Wrocław. They present the yield of COLIBRI-spring wheat from 1971 to 1985, the mean temperatures for each of 10 phenological stage of plants and rainfall for each day, during the vegetation period. Besides standard meteorological data (SMD) have been used in the investigation.

2. Definition of yield equations and meteorological variables

In order to solve the problem it is proposed to use the polynomial – exponential form of function since *Kuchar* and *Rojek* (1983) proved earlier that the linear methods gave unsatisfactory results in Poland:

$$f_i(x, y) = a_{0i}(x - a_{1i})(y - a_{2i}) \cdot \exp(-a_{3i}x - a_{4i}x^2 - a_{5i}y - a_{6i}y^2 - a_{7i}xy)$$

$$\exists_j a_{ji} \neq 0 \quad \text{for } i = 1, \dots, n \text{ and } j = 1, \dots, 7;$$

and crop-weather equation

$$Y(P_1, t_1, \dots, P_n, t_n) = f_1(P_1, t_1) \cdot \dots \cdot f_n(P_n, t_n)$$

Y – the yield of spring wheat;

P_i – the sum of rainfalls from the 1-st of October, 1-st of December or the 1-st of February till phenological stage number i ;

t_i – the mean temperatures measured from sowing or germination – time till i -th phenological phase;

a_{ji} – the empirical constans;

The above equations have been applied for $n = 1, 2$. When $n = 1$ then we have the simplest case. In this case the yield of spring wheat is influenced by temperature and rainfall during the whole vegetation period. We define

P_1 – the sum of rainfalls in the periods:
 – from October the 1st till harvest;
 – from December the 1st till harvest;
 – from February the 1st till harvest;

t_1 – the mean temperature in the periods:
 – from the sowing till harvest;
 – from the germination till harvest;

In the case where $n = 1$ we have

$$Y(P_1, t_1) = a_0(P - a_1) \cdot (t_1 - a_2) \cdot \exp(-a_3P_1 + \dots - a_7P_1t_1);$$

If we assume that $a_1 = a_2 = 0$ then using the least square method (LSM) we obtain the linear equations. During the calculation we reduce the number of variables, choosing only the most important ones. When $n = 2$ then

$$Y(P_1, t_1, P_2, t_2) = a_{01} \cdot (P_1 - a_{11}) \cdot (t_1 - a_{21}) \cdot \exp(-a_{31}P_1 + \dots - a_{71}P_1t_1) \cdot$$

$$\cdot a_{02}(P_2 - a_{12})(t_2 - a_{22}) \cdot \exp(-a_{32}P_2 + \dots - a_{72}P_2t_2).$$

If we assume that $a_{11} = a_{21} = a_{12} = a_{22} = 0$ then

$$Y(P_1, t_1, P_2, t_2) = a_{01}a_{02}P_1t_1P_2t_2 \cdot \exp(-a_{31}P_1 - a_{32}P_2 + \dots + a_{71}P_1t_1 - a_{72}P_2t_2).$$

In this case it is possible to define the new variables for example $P_1 t_2$ etc. The variables are defined in the variants:

P_1 and P_2 — are the sum of rainfalls during the following period:

- P_1 : from October the 1st till ripening;
- P_2 : from ripening till harvest;
- P_1 : from December the 1st till ripening;
- P_2 : from ripening till harvest;
- P_1 : from February the 1st till ripening;
- P_2 : from ripening till harvest;
- P_1 : from October the 1st till flowering;
- P_2 : from flowering till harvest;
- P_1 : from December the 1st till flowering;
- P_2 : from flowering till harvest;
- P_1 : from February the 1st till flowering;
- P_2 : from flowering till harvest;
- P_1 : from October the 1st till ripening;
- P_2 : from October the 1st till harvest;
- P_1 : from December the 1st till ripening;
- P_2 : from December the 1st till harvest;
- P_1 : from February the 1st till ripening;
- P_2 : from February the 1st till harvest;
- P_1 : from October the 1st till flowering;
- P_2 : from October the 1st till harvest;
- P_1 : from December the 1st till flowering;
- P_2 : from December the 1st till harvest;
- P_1 : from February the 1st till flowering;
- P_2 : from February the 1st till harvest;

t_1 and t_2 — are the mean temperatures during the following periods:

- t_1 : from sowing or germination till ripening;
- t_2 : from ripening till harvest;
- t_1 : from sowing or germination till flowering;
- t_2 : from flowering till harvest;
- t_1 : from sowing or germination till ripening;
- t_2 : from sowing or germination till harvest;
- t_1 : from sowing or germination till flowering;
- t_2 : from sowing or germination till harvest;

3. Results

For given data $Y^{(k)}, P_1^{(k)}, t_1^{(k)}, \dots, P_n^{(k)}, t_n^{(k)}$ where $k =$ number of observed year, using LSM-method we find a_{ij} coefficients using a criterion (Linnik, 1962):

$$\min_{a_{ij}} ZR, \quad ZR = \sum_{k=1}^m [\ln Y^{(k)} - \ln Y(P_1^{(k)}, t_1^{(k)}, \dots, P_n^{(k)}, t_n^{(k)})]^2$$

We define the error of approximation

$$EE = \frac{|ZC - ZR|}{ZC}, \quad ZC = \sum_{k=1}^m [\ln Y^{(k)} - \overline{\ln Y}]^2 \quad \text{and}$$

$$\overline{\ln Y} = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m \ln Y^{(k)}$$

We also define the empirical error (*Przedpelska* and *Tomaszewska*, 1978):

$$\varepsilon = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m \frac{|Y^{(k)} - Y(P_1^{(k)}, t_1^{(k)}, \dots, P_n^{(k)}, t_n^{(k)})|}{Y^{(k)}} \cdot 100\%$$

where

$Y^{(k)}$ – is the observed yield in k -th year;

$Y(P_1^{(k)}, t_1^{(k)}, \dots, P_n^{(k)}, t_n^{(k)})$ – is approximated yield in k -th year (above value is calculated using approximation of weather-crop equation for data without k -th year).

The standard method gives the error (EE, ε) from 60 to 70%. Proposed equations represent the error from 23 to 28% and it can be minimized. Below formulas present discussed equations and errors:

I: $Y = a_0 P_1 t_1 \cdot \exp(-a_1 P_1 t_1)$	$EE = 29.1\%$	$\varepsilon = 26.4\%$
II: $Y = a_0 P_1 t_1 \cdot \exp(-a_1 P_1)$	$EE = 27.7\%$	$\varepsilon = 26.8\%$
III: $Y = a_0 P_1 t_1 \cdot \exp(-a_1 P_1 - a_2 t_1)$	$EE = 24.3\%$	$\varepsilon = 24.2\%$
IV: $Y = a_0 P_1 t_1 \cdot \exp(-a_1 P_1 - a_2 t_1^2 - a_3 P_1 t_1)$	$EE = 23.0\%$	$\varepsilon = 27.1\%$
V: $Y = a_0 P_1 t_1 P_2 t_2 \cdot \exp(-a_2 t_1 P_2)$	$EE = 26.3\%$	$\varepsilon = 24.3\%$
VI: $Y = a_0 P_1 t_1 P_2 t_2 \cdot \exp(-a_2 P_2 t_2)$	$EE = 22.2\%$	$\varepsilon = 24.6\%$
VII: $Y = a_0 P_1 t_1 P_2 t_2 \cdot \exp(-a_1 P_1 - a_2 P_2 t_2)$	$EE = 22.0\%$	$\varepsilon = 23.4\%$

Where in equation I – IV:

t_1 – the mean temperature from sowing till harvest;

P_1 – the sum of rainfalls during the period: from December the 1st till harvest;

in V – VII equations:

t_1 – the mean temperature from sowing till ripening;

P_1 – the sum of rainfalls from December the 1st till ripening;

t_2 – the mean temperature from sowing till harvest;

P_2 – the sum of rainfalls from December the 1st till harvest;

Solving above problem without condition $a_1 = a_2 = 0$ ($a_{11} = a_{21} = a_{12} = a_{22} = 0$) it is possible to get lower error. For example the function number III in this case gives error (EE, ε) less than 15%.

REFERENCES

- Bac, St. et al.*, 1982: *Agroklimatyczne podstawy melioracji wodnych w Polsce*, Warszawa.
- Dmitrienko, W. P.*, 1976: *Ocenka wlijanija temperatury wozducha i osadkow na formirowanije urozaja osnovnych ziarnowych kultur*, Tr. WNIGMI, Kijów.
- Kuchar, L. and Rojek, M.*, 1983: *Próba prognozowania plonów pszenicy jarej na podstawie czynników wodnego i cieplnego*, Mat. XIX OKA, Szczecin.
- Linnik, I. W.*, 1962: *Metoda najmniejszych kwadratów i teoria opracowania obserwacji*, PWN, Warszawa.
- Przedpelska, W. and Tomaszewska, T.*, 1978: *Agrometeorologiczne prognozy plonu*, *Przeegl. Geofizyczny* R. 23., 319 – 328.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 1. szám, 1988. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No 1 Jan – Feb 1988, Budapest

Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése II. Hipotézisvizsgálat

HAMED AHMAD FOUAD, SZENTIMREY TAMÁS és GULYÁS OTTÓ

Központi Meteorológiai Intézet,
H-1525 Budapest, Pf. 38.

Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése II, Ez a cikk az idézett Hamed et al. (1986) dolgozat folytatása. Ebben a részben a statisztikai periodicitás-elemzéshez nélkülözhetetlen hipotézisvizsgálattal foglalkozunk. Ennek keretében egyrészt rávilágítunk a meteorológiában alkalmazott módszerek gyakori hibáira, másrészt ismertetjük a Fisher-féle próbán alapuló Whittle-féle eljárást, melyhez egy – Monte-Carlo módszerrel végrehajtható – algoritmust dolgoztunk ki. Végezetül az előző cikkben szereplő hőmérsékleti sorokra vonatkozó hipotézisvizsgálati eredményeket mutatjuk be.

*

Periodicity analysis of meteorological time series II. This paper is the follow-up of the previously published work of Hamed et al., (1986). It deals with the hypothesis-test, which is indispensable for statistical periodicity-analysis. The authors partly call the attention to the frequent mistakes of methods applied in meteorology, partly show the Whittle-method, based on the Fisher-test, for which an algorithm was elaborated executable by Monte-Carlo method. Finally the results of the hypothesis-test are shown in connection with the temperature series examined in the former paper.

*

A meteorológia alapvető feladata a légkör és a légköri mozgások kutatása. E vizsgálatoknak fontos része a légköri változásokban rejlő szabályosan ismétlődő, periodikus összetevők megkeresése. A periodikus változások felderítése a meteorológiai idősorok elemzésével, statisztikai módszerekkel történik. Dolgozatunkban megtartjuk az előző cikkünk (Hamed et al., 1986) jelöléseit, és csak röviden foglaljuk össze az ott tárgyalt elméleti alapokat.

A vizsgált – periodikus összetevőjű – idősor matematikai modelljénél felfelejezzük, hogy az

$$x(k) = m(k) + \mu(k) \quad k = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

alakban áll elő ahol $\mu(k)$ zérus várható értékű, σ -szórású fehér zaj, és $m(k)$ pedig az úgynevezett periodikus trendfüggvény

$$m(k) = A_0 + \sum_{i=1}^M (A_i \cos(\omega_i k) + B_i \sin(\omega_i k)), \quad M \geq 1 \quad (2)$$

ahol

$$\begin{aligned} A_0 & - \text{konstans tag;} \\ A_i, B_i & - \text{amplitúdók,} \quad i = 1, 2, \dots, M; \\ \omega_i & - \text{a körfrekvencia,} \quad i = 1, 2, \dots, M; |\omega_i| \leq \pi \end{aligned}$$

Nyilván az ω_i körfrekvenciához a $2\pi/\omega_i$ periódus és az $\omega_i/2\pi$ frekvencia tartozik.

A modellben szereplő ω_i körfrekvenciákat vagy fizikai, meteorológiai, csillagászati stb. megfontolásokkal veszik fel, vagy pedig a diszkrét Fourier-féle sorfejtés szempontjai szerint határozzák meg. A periodicitásvizsgálat célja a hozzájuk tartozó A_i, B_i amplitúdók becslése, egyetlen megfigyelt idősor alapján. A matematikai statisztikában a becslésükre a legkisebb négyzetek módszerét szokták alkalmazni (lásd például *Anderson, 1971*, vagy *Priestley, 1981*). Ennek a módszernek az alapját a

$$\sum_{k=1}^n \left[x(k) - \left(\hat{A}_0 + \sum_{i=1}^M (\hat{A}_i \cos(\omega_i k) + \hat{B}_i \sin(\omega_i k)) \right) \right]^2 \quad (3)$$

kifejezés $\hat{A}_0; \hat{A}_i, \hat{B}_i$ ($i = 1, 2, \dots, M$) szerinti minimalizálása jelenti, ahol tehát az ω_i körfrekvencia-rendszer adott.

A (3) minimumfeladat meg is oldható, azonban egyrészt a feladat megoldása – az ω_i körfrekvencia-rendszertől függően – nehezen számítható mátrixinvertálással járhat együtt, másrészt – és ez a komolyabb gond – általános esetben a megoldás statisztikai értelemben vett szignifikanciájának kiértékelése nagyon bonyolult probléma.

Ezek a nehézségek a már említett diszkrét Fourier-féle sorfejtéssel kiküszöbölhetők, amikor is a vizsgálatoknál az

$$\omega_i = (2\pi/n)i; \quad i = 1, 2, \dots, L \quad (4)$$

körfrekvencia-rendszert alkalmazzák, ahol

$$L = \text{entier} \left(\frac{n}{2} \right) = \begin{cases} n/2, & \text{ha } n \text{ páros,} \\ (n-1)/2, & \text{ha } n \text{ páratlan.} \end{cases}$$

A körfrekvencia-rendszer ilyen – látszólag önkényes – megválasztása akármilyen $m(k)$ trendfüggvény esetén elfogadható, ugyanis az

$$1; \cos\left(\frac{2\pi i}{n}k\right), \sin\left(\frac{2\pi i}{n}k\right), \quad i = 1, 2, \dots, L \quad (5)$$

függvényrendszer teljes a $k = 1, 2, \dots, n$ halmazon, tehát létezik olyan A_0, A_i, B_i ($i = 1, 2, \dots, L$) együttható-rendszer, amire az

$$m(k) = A_0 + \sum_{i=1}^L \left(A_i \cos\left(\frac{2\pi i}{n}k\right) + B_i \sin\left(\frac{2\pi i}{n}k\right) \right) \quad (6)$$

egyenlőség teljesül. Az (5) rendszer azonban nemcsak teljes, hanem ortogonális is, aminek következményeképpen a (6) sorfejtésnél szereplő amplitúdók legkisebb négyzetek módszere szerinti becslései ($\hat{A}_i, \hat{B}_i; i = 1, 2, \dots, L$), az $x(k)$ idősornak az (5) függvényrendszerre vonatkozó Fourier-együtthatóira egyszerűsödnek le.

A diszkrét Fourier-féle sorfejtés tehát egy általánosan alkalmazható, egyszerű módszer a periodicitás-vizsgálat céljára. Megjegyezzük azonban, hogy egy

tetszőleges $m(k)$ periodikus trendfüggvény esetén, egyáltalán nem biztos, hogy a (6) sorfejtésénél szereplő periodikus összetevők jól reprezentálják a rá jellemző periódust. Gondoljunk csak arra, hogy ha a trendfüggvény például

$$m(k) = \cos \frac{2\pi}{n} \left(i - \frac{1}{2} \right) k$$

alakú, akkor erre a trendfüggvényre az $n/(i-1)2$ szerinti periodikus ismétlődés jellemző, ugyanakkor pedig a sorfejtésénél ilyen periódusú komponens nem szerepel (Lásd még I. rész 19. oldal a). Bonyolítja a helyzetet még az is, hogy az $x(k)$ idősor zajjal terhelt. Így természetesen az amplitúdók becslései is függenek a véletlentől, azaz valószínűségi változók. Ezért könnyen előfordulhat, hogy bár a trendfüggvény (6) sorfejtésénél valamelyik ω_i körfrekvenciához zérus amplitúdók tartoznak, ezek becslése a zaj miatt mégsem zérus. Ugyanakkor viszont az a célunk, hogy valódi – nem zérus amplitúdójú – tagokat találjunk. A statisztikai hipotézisvizsgálati módszerek alkalmazása lehetőséget teremt arra, hogy kellő biztonsággal kirekesszük azokat a körfrekvenciákat, amelyekhez zérus amplitúdók tartoznak.

I. Hipotézisvizsgálat

A hipotézisvizsgálat célja a (6) sorfejtésnél szereplő valódi periodikus összetevők megkeresése az A_i, \hat{B}_i ($i = 1, 2, \dots, L$) becslések felhasználásával. Tulajdonképpen azt kell eldönteni, hogy az

$$a_i^2 = A_i^2 + B_i^2, \quad i = 1, 2, \dots, L$$

értékek közül melyek tekinthetők zérustól különbözőnek, az

$$\hat{a}_i^2 = \hat{A}_i^2 + \hat{B}_i^2 \quad i = 1, 2, \dots, L$$

becslések alapján. A továbbiakban csak a páratlan elemszámú ($L = (n-1)/2$) esettel fogunk foglalkozni, de a kapott eredmények némi módosítással a páros esetre is alkalmazhatók.

Mint az az előző cikkünkben (Hamed et al, 1986), vagy a már említett Anderson (1971), Priestley (1981) könyvekben megtalálható, páratlan elemszám esetén, a becsléseknek a hipotézisvizsgálati módszerek alapjául szolgáló főbb tulajdonságaik a következők:

i, Várható értékek:

$$M(\hat{a}_i^2) = a_i^2 + \frac{4}{n}\sigma^2 \quad i = 1, 2, \dots, L$$

ii, Ha a $\mu(k)$ fehér zaj normális eloszlású, akkor a becslések teljesen függetlenek, és az $a_i = 0$ egyenlőség teljesülése esetén az $(n/2) \hat{a}_i^2$ valószínűségi változó $\sigma^2 \chi_2^2$ eloszlású. Itt és a továbbiakban azon, hogy egy valószínűségi változó $\sigma^2 \chi_2^2$ eloszlású, azt értjük, hogy az $1/\sigma^2$ -szere χ_2^2 eloszlású.

1. Az általában használatos módszer és korlátai

Tapasztalataink szerint a meteorológiai gyakorlatban a periodicitásvizsgálatot általában a következőképpen végzik el:

Feltételezik, hogy a folyamat periodikus trenddel rendelkezik, és az (1), (2) modell írható fel, ahol a zaj normális eloszlású. Az ω_i ($i = 1, 2, \dots, M$) körfrekvenciákat gyakran fizikai megfontolások alapján veszik fel, és az együtthatók becslésére az I. részben megtalálható (15), (16), (17), kifejezéseket használják. Az $a_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2} = 0$ ($i = 1, 2, \dots, M$) hipotézisek helyességének eldöntésére az \hat{a}_i/E ($i = 1, 2, \dots, M$) próbastatisztikákat alkalmazzák, ahol

$$\hat{a}_i = \sqrt{\hat{A}_i^2 + \hat{B}_i^2} \quad (i = 1, 2, \dots, M) \text{ és } E = \sigma \sqrt{\pi/n}$$

(E az úgynevezett expektancia).

A döntési eljárás során az \hat{a}_i/E ($i = 1, 2, \dots, M$) próbastatisztikákat – a ii, tulajdonság alapján – a

$$P_x = \exp \left[-\frac{x^2 \pi}{4} \right] \quad (7)$$

egyenlet megoldásával számított x kritikus értékkel hasonlítják össze, ahol $1 - P_x$ az adott szignifikancia szint. A hazai publikációkban – a (7) összefüggés szerint – használt x, P_x párok az alábbiak:

x	1	1,5	2	2,5	3
P_x	0,4559	0,1708	0,0432	0,0074	0,0009

A periodicitásvizsgálat ily módon való végrehajtásával kapcsolatban a következő észrevételeink vannak:

1. A fenti eljárás során kihasználjuk, hogy a minta – vagyis a fehér zaj – normális eloszlású. Ha ezt nem tudjuk ellenőrizni, akkor óvatosan kell eljárni!

2. Az együtthatók becslésére az I. részbeli (15), (16), (17) formulák alkalmazása csak ortogonalitást biztosító körfrekvenciarendszer esetén jogos. Ha az ω_i ($i = 1, 2, \dots, M$) rendszert ettől eltérően választják meg, például valamilyen intuíció alapján, akkor a ii, tulajdonság már nem feltétlenül igaz, és így a (7) egyenlet megoldásával számított kritikus értékek használata is helytelen következtetésekhez vezethet.

3. A próbastatisztikában szereplő σ szórás legtöbbször ismeretlen. Ilyenkor azt a mintából becsülik és E értékét ez alapján számítják ki. Ekkor viszont a próbastatisztikák eloszlása megváltozik, és így a (7) egyenlet megint csak nem alkalmazható a kritikus értékek meghatározására.

4. Jelölje az \hat{a}_i ($i = 1, 2, \dots, M$) becslések legnagyobbikát \hat{a} , azaz

$$\hat{a} = \max(\hat{a}_1, \hat{a}_2, \dots, \hat{a}_M)$$

Természetesnek tűnik, hogy elsősorban a legnagyobb becsléshez tartozhat valódi periodikus összetevő. Az azonban ismeretes, hogy a minta maximumának eloszlása különbözik a mintaelemek közös eloszlásától, és így a közös eloszlás alapján számított kritikus értékek sem érvényesek az \hat{a}/E próbastatisztikára, tehát az ily módon végrehajtott próba tévedésekhez vezethet.

A továbbiakban bemutatott vizsgálati módszer már mentes ezektől a hibáktól, de tanulságosnak láttuk ezek ismertetését.

2. Periodogram-elemzés

Visszatérve az eredeti problémánkhoz, tehát az a kérdés, hogy az

$$I_i = \frac{n}{2} \hat{a}_i^2 \quad i = 1, 2, \dots, L$$

elemek közül melyek tekinthetők $\sigma^2 \chi_2^2$ eloszlásúnak, illetve melyek azok, amelyekről – a nagyságuknál fogva – ez a hipotézis már nem fogadható el. Az I_i ($i = 1, 2, \dots, L$) elemeket periodogramnak szokták nevezni, és az előbbi szempont alapján történő vizsgálatot pedig periodogramelemzésnek. Az extrémális értékeknél alkalmazott jelölést használva készítsük el a periodogram-elemek rendezett mintáját, vagyis azok nagyság szerint növekvő sorozatát jelölje:

$$I_{1,L} \leq I_{2,L} \leq \dots \leq I_{L,L}.$$

A periodogram-elemzésnél abból a nullhipotézisből szoktunk kiindulni, hogy a (6) sorfejtésnél valamennyi A_i, B_i ($i = 1, 2, \dots, L$) amplitúdó zérus, azaz az összes periodogram-elem $\sigma^2 \chi_2^2$ eloszlású. Ha ez teljesül, akkor a független, azonos eloszlású valószínűségi változók maximumának eloszlására vonatkozó összefüggés alapján igaz hogy

$$P\left(\frac{I_{L,L}}{\sigma^2} > x\right) = 1 - (1 - e^{-x/2})^L. \quad (8)$$

Tehát ha ismernénk a σ szórás értékét, akkor a (8) alapján alkalmazhatnánk a szokásos hipotézisvizsgálati módszert. Általában azonban a σ értékét nem ismerjük.

Fisher-féle próba. A Fisher-féle próbánál a szórásnégyzet becslésére a

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{2L} \sum_{i=1}^L I_i$$

statisztikát használják, ugyanis ha igaz a null-hipotézis, akkor ez erősen konzisztens becslése σ^2 -nek (Anderson, 1971). Ekkor a (8)-ban szereplő próbastatisztikánál σ^2 helyébe a $\hat{\sigma}^2$ becslést helyettesítve, az így kapott próbastatisztika eloszlásával kapcsolatban Fisher (1929) kimutatta, hogy

$$P\left(\frac{I_{L,L}}{\sum_{i=1}^L I_i} > x\right) = \sum_{j=1}^{\lfloor 1/x \rfloor} \binom{L}{j} (-1)^{j-1} (1-jx)^{L-1} \quad (9)$$

ahol $\lfloor 1/x \rfloor$ az $1/x$ egész része. A (9) egyenlőség alapján végrehajtott próba tehát lehetővé teszi annak eldöntését, hogy a maximális periodogram-elemhez tartozó periodikus összetevő valószínűleg tekinthető-e vagy nem. Kérdés persze, hogy ha találtunk egy valódi összetevőt, akkor hogyan folytassuk a vizsgálatot. Ezzel kapcsolatban a Whittle (1952) és Priestley (1981) által javasolt eljárás alkalmazását láttuk célszerűnek.

Whittle-féle eljárás. 1. lépés: Az a nullhipotézis, hogy a periodogram minden eleme $\sigma^2 \chi_2^2$ eloszlású, és a Fisher-féle próba alapján döntünk. Ha a hipotézis elfogadható, akkor a vizsgálatot befejeztük. Ha nem, akkor a maximális elemhez tartozó összetevőt valószínűleg tekintjük és következik a második lépés.

2. lépés: A null-hipotézis az, hogy a rendezett periodogram a második legnagyobb tagtól kezdve egy $\sigma^2\chi^2_2$ eloszlású mintához tartozó rendezett minta. Ismét a Fisher-féle próbát alkalmazzuk, ahol most a (9) egyenlőségnél az

$$\frac{I_{L-1, L}}{\sum_{j=1}^{L-1} I_{j, L}}$$

próbatatisztika, és az L helyén pedig $L-1$ szerepel. Ha a null-hipotézis elfogadható, akkor a vizsgálatot befejeztük. Ha nem, akkor az $I_{L-1, L}$ -hez tartozó összetevőt is valódinak tekintjük és megismételjük a második lépést, eggyel csökkentve a vizsgálandó periodogram-elemek számát.

Ily módon vagy növekszik az elfogadható periodikus összetevők száma, vagy leáll az algoritmus.

3. Monte-Carlo-módszer az elfogadási tartomány meghatározására

Tekintettel arra, hogy a (9) egyenlőségnél szereplő Fisher-féle eloszlás numerikus módszerrel való pontos meghatározása bonyolult számítástechnikai probléma, ugyanis az $(\frac{1}{2})$ igen nagy, míg az $(1-jx)^{L-1}$ igen kicsi lehet, és így szorzatuk, illetve ezek összege csak nagy hibával számítható, ezért az elfogadási tartományok meghatározására egy – Monte-Carlo-módszerrel végrehajtható – eljárást dolgoztunk ki.

Az eljárás lényege a következő:

a) Generálunk egy L elemű, χ^2_2 eloszlású mintát:

$$V_1, V_2, \dots, V_L$$

b) Kiválasztjuk a V_1, V_2, \dots, V_L mintaelemek maximumát: $V_{L, L}$

c) Kiszámítjuk a Fisher-féle eloszlású

$$W = \frac{V_{L, L}}{\sum_{i=1}^L V_i}$$

értéket.

d) Az a, b, c ismétlésével a W valószínűségi változóra is készítünk egy n nagyságú mintasorozatot:

$$W_1, W_2, \dots, W_n$$

e) A W_1, \dots, W_n mintából rendezett mintát készítünk, amelyet jelöljön:

$$W_{1, n} \leq W_{2, n} \leq \dots \leq W_{n, n}$$

f) Ekkor a W valószínűségi változó eloszlásához tartozó P kvantilist nagy n -ekre jól közelíti a $W_{j, n}$ rendezett mintaelem, ahol j az nP -t legjobban közelítő egész (Rényi, 1954; 417. o.)

Ezt az algoritmust alkalmazva táblázatot készíthetünk a próbatatisztikákhoz tartozó elfogadási határookra, és a kapott periodogram tesztelésénél azt alkalmazhatjuk.

4. A meteorológiai vizsgálatok eredményei

Már korábban a Hamed et al. (1986) cikkünkben magyarországi napi közép-hőmérséklet értékekből készített dekádhőmérsékletek periodicitásait vizsgáltuk. Ezt most hipotézisvizsgálattal egészítettük ki. Az ott kiszámolt periodogram-értékek felhasználásával – a periodogramok elemszáma egységesen 500 volt – készítettük el a

$$Q_S = \frac{I_{L-S+1,L}}{\sum_{i=1}^{L-S+1} I_{i,L}} \quad S = 1, 2, 3$$

próbastatisztikákat. Az 1. táblázat tartalmazza a Q_S értékeket az egyes idősorokra, alattuk a megfelelő periódusok vannak feltüntetve. A maximális periodogram érték mindig az egyéves, a második legnagyobb mindig a féléves, míg harmadik változóan a 13.33, 8, 2.05, 0.65 éves periódushoz tartozik.

1. TÁBLÁZAT
 Q_S Próbastatisztikák

Állomás	S		
	1	2	3
Budapest	0,9357 1 év	0,0547 0,5 év	0,0141 13,33 év
Keckskemét	0,9264 1 év	0,0522 0,5 év	0,0134 8 év
Keszthely	0,9266 1 év	0,0556 0,5 év	0,0198 8 év
Kalocsa	0,9244 1 év	0,0511 0,5 év	0,0156 8 év
Debrecen	0,9266 1 év	0,0531 0,5 év	0,0107 2,05 év
Szeged	0,9255 1 év	0,0518 0,5 év	0,0128 0,65 év
Mosonmagyaróvár	0,9288 1 év	0,0398 0,5 év	0,0174 8 év
Országos átlag	0,9324 1 év	0,0522 0,5 év	0,0146 8 év

Az előzőkben ismertetett módon, Monte-Carlo-módszerrel meghatároztuk az elfogadási tartományokat (2. táblázat). A $Q_{S,P}$ érték a Q_S próbastatisztikához tartozó P szignifikancia-szintű elfogadási határ. ($1 - P$ az elsőfajú hiba valószínűsége). Ez azt jelenti, hogy az S -edik legnagyobb periodogram-elemhez tartozó periodikus összetevőt P szignifikancia-szinten

- valódinak tekintjük, ha $Q_S > Q_{S,P}$
- nem tekintjük valódinak, ha $Q_S < Q_{S,P}$.

A hipotézisvizsgálat eredményei az 1., 2. táblázatok alapján az alábbiakban foglalhatók össze:

2. TÁBLÁZAT

A $Q_{S,P}$ elfogadási határok

S	P		
	0.9	0.95	0.99
1	0.016889	0.017992	0.020599
2	0.016918	0.018003	0.020610
3	0.016926	0.018001	0.020680

Az egyéves és a féléves periódusú összetevők valamennyi vizsgált idősor esetében statisztikailag szignifikánsak. Ez úgy értelmezhető, hogy a csillagászati okokból következő egyéves periódusú trendfüggvény egy nagyobb amplitúdójú egyéves és egy jóval kisebb amplitúdójú féléves periódusú szinuszoid szuperpozíciójával írható le. Ezekon kívül még harmadik szignifikáns összetevő található

– Keszthelynél $P = 0,95$ szignifikancia-szinten,
 – Mosonmagyaróvárnál $P = 0,9$ szignifikancia-szinten, mindkét esetben 8 éves periódussal. Ennek okára nincs fizikai hipotézisünk, de dolgozatunknak nem is az interpretáció volt a célja, hanem a korrekt statisztikai elemzés és eredményeinek bemutatása. A többi periodikus összetevő sehol sem tekinthető valódinak, tehát lényegében azt mondhatjuk, hogy vizsgálatainknál az ismert egyéves perióduson kívül egyéb periódust nem találtunk. A hipotézisvizsgálat során bebizonyosodott, hogy ezen sorok periodicitás-vizsgálatánál a szokásos periodogram csúcsok nem valódi periódusokat takarnak.

Egyéb meteorológiai idősorok – magyarországi csapadék és magaslégköri adatsorok – periodicitás-vizsgálatát és annak eredményeit lásd még Hamed (1987).

IRODALOM

- Anderson, T. W., 1971: *Statistical Analysis of Time Series*. John Wiley & Sons, New York.
 Hamed, A. F., Gulyás, O. és Ketskeméty, L., 1986: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. *Időjárás* 90, 14–23.
 Hamed, A. F., 1987: *Meteorológiai idősorok periodicitásának statisztikai elemzése*. Kandidátusi disszertáció (Kézirat).
 Priestley, M. B., 1981: *Spectral analysis of time series*. Academic Press, New York.
 Rényi, A., 1954: *Valószínűségszámítás*. Tankönyvkiadó, Budapest.
 Whittle, P., 1952: The simultaneous estimation of a time series harmonic components and covariance structure. *Trabajos. Estadist* 3, 43–57.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 1. szám, 1988. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 1 Jan – Feb, 1988, Budapest

A levegőtisztaság-védelmi előírások összhangjának vizsgálata

GÁCS IVÁN és KRÄMER LÁSZLÓ

Budapesti Műszaki Egyetem, Hő- és Rendszertechnikai Intézet,
Budapest, Műegyetem rkp. 3/9, 1111

A levegőtisztaság-védelmi előírások összhangjának vizsgálata. A levegőtisztaság-védelem területén a legtöbb országban – így hazánkban is – kétszintű szabályozást alkalmaznak: egyrészt rögzítik a levegőminőségi követelményeket (immisszió előírások), másrészt korlátozzák az egyes szennyező forrásokból kibocsátható levegőszennyező anyagok mennyiségét (emisszió előírások). Mindkét hazai előírás rendszer 1987. január 1-jétől változott. Jelen cikk – egy, a Budapesti Műszaki Egyetemen készült diplomaterv alapján – e két előírás összhangját vizsgálja. A vizsgálatok eredményei rámutatnak a jelenlegi rendeletekben levő ellentmondásokra, nevezetesen arra, hogy az esetek többségében az emissziókorlátozás lényegesen szigorúbb, mint amennyire az immisszió határértékek betarthatósága azt szükségessé tenné, ugyanakkor néhány esetben a megengedett kibocsátás immisszió norma túllépést eredményez. A cikk javaslatot tesz egy olyan emisszió norma alapelveire, amely lehetővé tenné az összhang megvalósítását.

*

Assessment of the relationship between air quality norms and emission standards in Hungary. Air quality control is based on two principles in Hungary: Air quality norms set the goals, on the other hand emission standards ensure the realization of the acceptable ambient air quality. New edition of both standards appeared on 1 January 1987. This paper based on researches carried out at the Budapest Technical University investigates the relationship between the two standards. Results of these studies show some contradictions in the present system, namely, that emission standards ensure lower ground level concentrations than air quality standards demand. For some stack height categories, however, the permissible emission will result in excess ground level concentrations. Present paper makes proposals to improve the basic principles of emission standardization. This would be also beneficial for the harmonization of the two standards.

*

A levegő minőségének szabályozása, mint a környezetvédelem egyéb területei is, mindannyiunkat közvetlenül érintik. A levegő minőségének szabályozása minden államnak – így hazánkban is – egyaránt súlyos gondja.

Általában kétszintű szabályozást alkalmaznak. Az immisszió előírások a szennyezőanyagok légköri koncentrációjának korlátozásával az elérendő célt tűzik ki, azokat a feltételeket rögzítik, amelyek betartásával a környezeti (egészségügyi, növényi, korróziós stb.) károk társadalmilag elfogadható korlátok közt maradnak. El célok eléréséhez nyújtanak segítséget és jelölik ki a konkrét teendőket az emisszió előírások. Ezek egy része – az ún. technológiai norma – a termékegységre jutó kibocsátást írja elő (tényleges kibocsátás korlátozás) vagy a kibocsátott gázokban a szennyezőanyag koncentrációt limitálja (hígítással is

betartható). Az emellett vagy e nélkül alkalmazott másik előírás rendszer – nálunk területi normának nevezik – a kémény magassága és a megengedett kibocsátás között teremt kapcsolatot. Ez utóbbi típusú – nálunk kizárólagosan alkalmazott – emisszió norma akarva-akaratlanul kéményméretezési segédletté válik. Ennek létjogosultságát a kibocsátott szennyezőanyagok hígításának igénye adja meg. Erre mutat rá az a tény, hogy Magyarország területének 9%-án – a DNy–ÉK tengelyben húzódó ipari területeken és Baranya megye összefüggő ipari körzetében – koncentrálódik a kibocsátások jelentős hányada. Ugyanakkor éppen ezeken a területeken a legnagyobb a népsűrűség, itt él az ország lakosságának közel 40%-a.

Ilyen elveken alapul az immisszió és az emisszió határértékekre vonatkozó, 1987. január 1-jén életbe lépett két új rendelet is, amelyek e cikk aktualitását adják.

Az új emisszió jogszabály lényege a szigorítás, a megengedett kibocsátás lépcsőzetes megadása a kéménymagasság függvényében. A különböző szennyezőanyagok normája a napi átlagra megengedett talajszínti koncentrációjukkal arányos.

Jelen cikk e két új jogszabály összefüggését vizsgálja nagykibocsátású magas (pl. erőművi) kéményekre. Konkrétan a kén-dioxid és a nitrogén-oxid koncentrációk alakulásával és az immisszió normákhoz való viszonyával foglalkozunk egy kémény és különböző paraméterek figyelembevételére esetén. A több kéményből álló pontforrás-csoport szabályozásának ellentmondásaira nem térünk ki.

A vizsgálatok célja az volt, hogy meghatározzuk az emissziónorma által megengedett kibocsátás hatására kialakuló mértékadó talajszínti koncentrációk értékeit és viszonyukat a megengedett immisszió határértékekhez, illetve azt, hogy mekkora kibocsátás hozza létre a még éppen megengedhető nagyságú mértékadó talajszínti koncentrációt. A vizsgálatok eredményei azt mutatták, hogy magas pontforrásoknál az immisszió normák betartása szempontjából a rövididejű (30 perces) határérték a kritikus, annak teljesülése esetén a hosszabbidejű (napi, évi) átlagra vonatkozó kritériumok automatikusan teljesülnek, így ez utóbbiakkal a továbbiakban nem foglalkozunk.

A számítások módja és paraméterei

A transzmisszió számításokat a vonatkozó szabványok által előírt módon, számítógép segítségével az OMSZ Pestlőrincen mért meteorológiai adatainak (szélirány, szélesebesség és stabilitás statisztika) felhasználásával végeztük. Ez esetben az É–ÉNy-i szélirány bizonyult kritikusnak, azaz a legnagyobb talajszínti koncentrációk a pontforrástól D–DK irányban alakulnak ki. Az effektív kéménymagasságot a különböző magasságú kémények esetére, 32 hazai erőművi kémény tényleges hőkibocsátása alapján felvett átlagos hőkibocsátási függvény segítségével számítottuk.

Egységesen 50%-os terhelési indexet vettünk figyelembe. Ennek csak a továbbiakban közölt konkrét értékek szempontjából van jelentősége, mivel megváltozása arányosan változtatja a megengedett kibocsátást és az ebből eredő immissziót, így viszonyukat nem befolyásolja.

A felezési időt a vonatkozó szabványok szerint számítottuk kén-dioxidra. Nitrogén-oxid esetén is ezt az értéket használtuk. Ezt azért tartjuk indokoltnak,

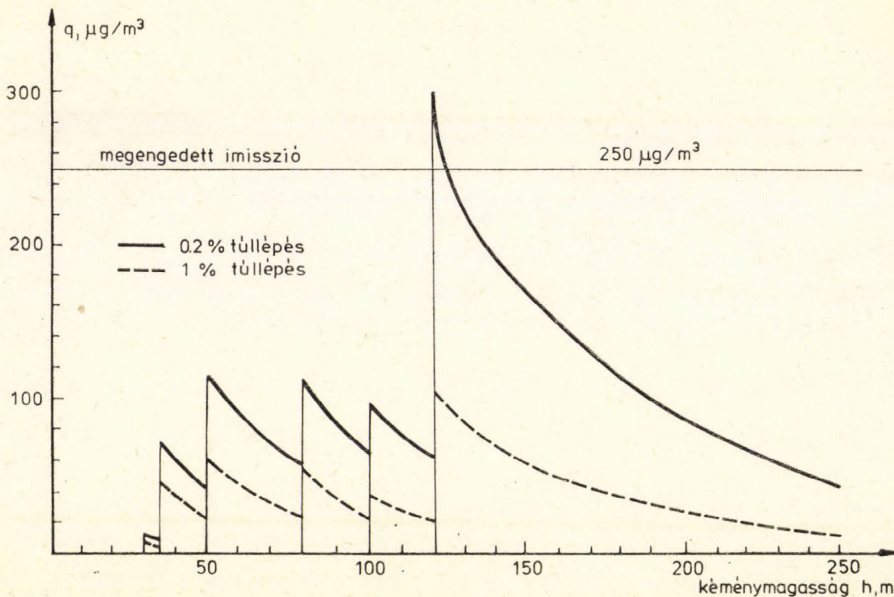
mert a nitrogén-oxidok légkörbeni átalakulási sebességét ugyan nem ismerjük pontosan, de tudunk létezéséről. Ezért a valósághoz közelebb álló a kén-dioxid bomlási állandójával számolni, mint a szabvány által előírtak szerint értékét nullának tekinteni (a bomlási állandó értéke az eredményeinket gyakorlatilag nem befolyásolja).

A felszín érdességére közepes értéként $z_0 = 1$ -et vettünk fel. A mértékadó 30 perces átlagokat kén-dioxid esetén 0,2%-os és 1%-os, nitrogén-oxid esetén 0,1%-os és 1%-os megengedett határértéktúllépéssel számoltunk. Az alacsonyabb határértékek megegyeznek az immisszió normákban megengedett túllépési gyakorisággal, míg a magasabb — véleményünk szerint realisabb — határérték közelebb áll a fejlett környezetvédelemmel rendelkező országokban (pl. NSZK, Svájc) alkalmazott gyakorlathoz. E nagyobb túllépési gyakoriságot megengedhetővé teszi, hogy magas kémények esetén a legnagyobb koncentrációkat 6-os és 7-es stabilitási kategóriák esetén kapjuk. Ezek létrejöttéhez viszont erős besugárzásra van szükség. E feltétel következtében éves viszonylatban a magas koncentráció értékek időben jól eloszlanak, vagyis határértéket meghaladó koncentrációk huzamos fennmaradására nem kell számítani.

Eredmények

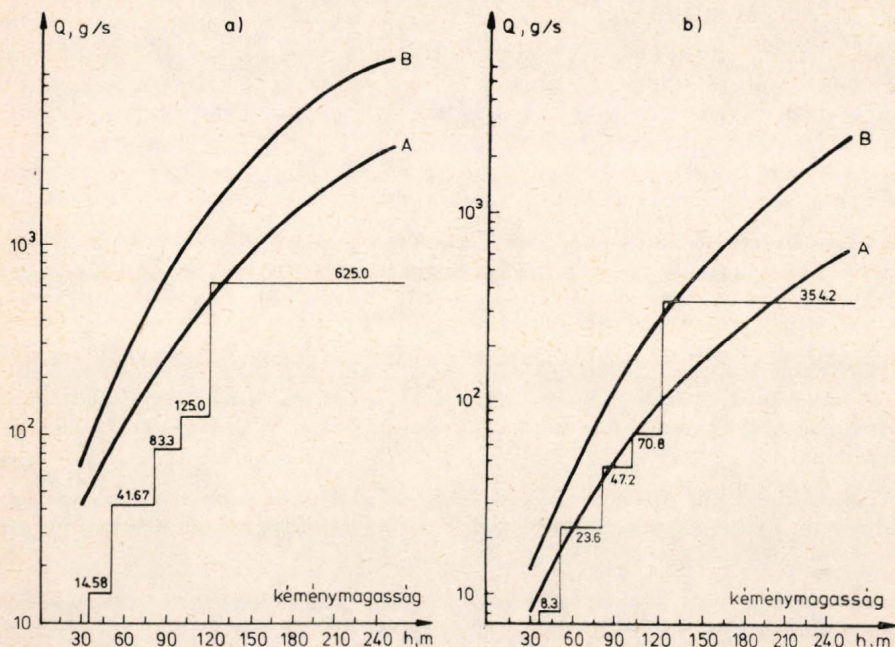
A továbbiakban — az elmondottak értelmében — csak a 30 perces átlagolási időre vonatkozó mértékadó (azaz meghatározott túllépési gyakoriságú) koncentrációk D–DK-i irányban kialakuló értékeinek vizsgálati eredményeit mutatjuk be.

Az 1. ábra a maximálisan megengedett SO_2 kibocsátás által okozott legnagyobb immisszió értékeket mutatja a kéménymagasság függvényében, az alap-

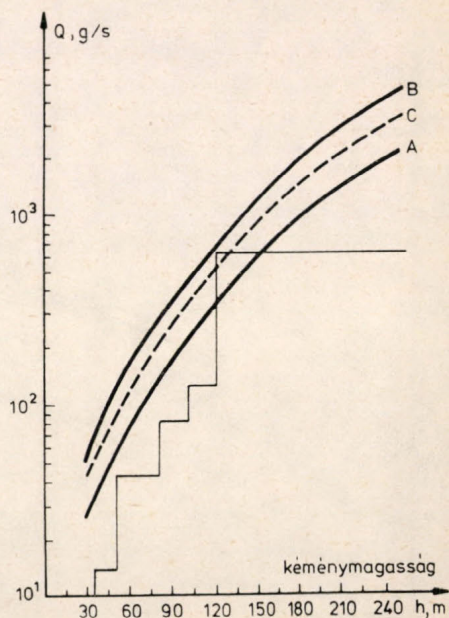


1. ábra: A megengedett emisszióhoz tartozó immisszió kén-dioxid esetében

változatnak megfelelő paraméterek esetén. A 2.a ábrán a 30 perces immisszió norma betartása mellett megengedhető kibocsátást vázoltuk fel a kéménymagasság függvényében, bejelölve a rendelet által az egyes kéménymagasság kategó-



2. ábra: A 30 perces immisszió norma betartásával megengedhető emisszió kén-dioxid (a) és nitrogén-oxid (b) esetén



3. ábra: A hőkibocsátás megváltozásának hatása

riákban megengedett kibocsátások nagyságát is. Az „A” görbe 0,2%-os, a „B” 1%-os túllépés esetén adja az értékeket.

A 2.b ábra a 2.a. megfelelője nitrogén-oxid szennyező anyagra 0,1%-os („A”) és 1%-os túllépés esetén („B”).

Az 1–2. ábrákból látható, hogy kén-dioxid esetén a rövid (30 perc) átlagolási időre megállapított immisszió norma, átlagos paraméterek figyelembevételével, ha a 0,2%-os túllépést tekintjük mértékadónak a 120–125 méteres kéménymagasság tartományban nem tartható, míg más kéménymagasságok esetén az emisszió norma indokolatlanul szigorú. Az 1%-os túllépés esetén viszont minden kéménymagasságnál jelentős tartalékunk marad.

Nitrogén-oxidoknál a 0,1%-os túllépést véve mértékadónak az immisszió norma nem tartható be. Még 1%-os túllépés esetén is meghaladja a megengedett értéket a 120–125 méteres kémények esetén, a további kéménymagasság esetén itt is jelentős tartalék marad.

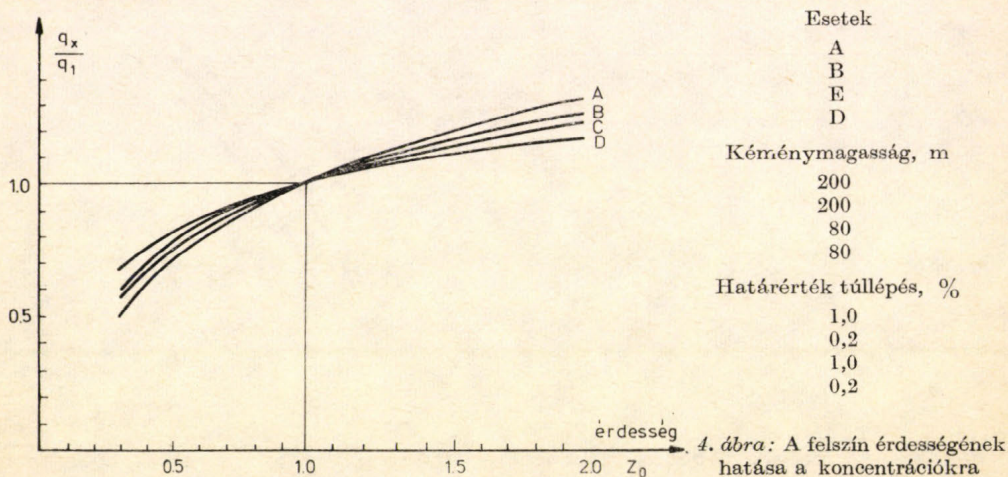
Mindezek alapján megállapítható, hogy az új hazai levegő minőségi jogszabály 2–10-szeres norma túlfeszítettséget jelent a különböző magasságú kémények többségére, egyes kéménymagasságok esetén pedig nem elégti ki az immisszió normát.

A továbbiakban azt vizsgáljuk, hogy az alapváltozatban közepesre felvett paraméterek megváltozása miként befolyásolja a kialakuló koncentráció értékeket.

A 3. ábra az átlagos hőkibocsátástól $\pm 50\%$ -os eltérés esetén mutatja az immisszió norma betartása mellett megengedett kibocsátás értékeket 50%-os (A), 50%-os (A), 150%-os (B), átlagos kibocsátás esetén (C).

A hőkibocsátás 50%-os csökkenése esetén a megengedhető kibocsátás is közel a felére csökken, míg 50%-os növekedése kb. 30%-kal nagyobb szennyezőanyag kibocsátást tesz lehetővé.

A 4. ábra a felszín érdességének befolyásoló hatását mutatja az alapesetre normálva a következők szerint:



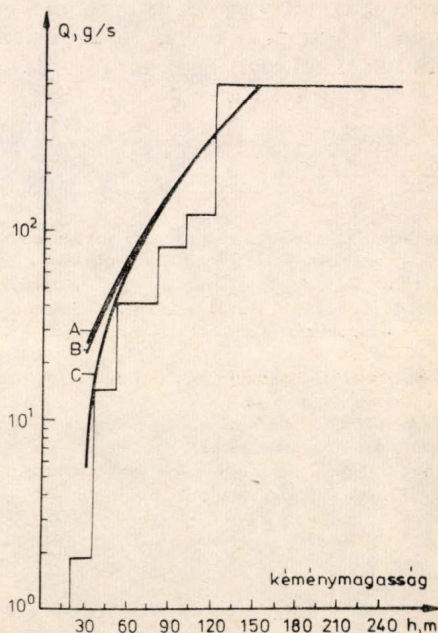
Magasabb kémények és nagyobb határérték túllépések esetén a módosító hatás növekszik, az „A” esetben érdes felszín felett eléri a 30%-ot. Az érdeség csökkenése a megengedhető kibocsátást növeli.

Nagyobb városokban előfordulhatnak olyan alacsony (50 méternél kisebb) kémények, melyek közelében magas házak vannak. Ez indokolja a receptorpont magasságváltozás befolyásoló hatásának vizsgálatát. Számításaink szerint ez csak abban az esetben okoz jelentős változást, ha átlagosnál kisebb hőkibocsátással párosul. Ezt az esetet mutatja az 5. ábra.

Az ábra 50% hőkibocsátás mellett különböző magasságú receptorpontok eseteire ($z = 0$ m (A), $z = 16$ m (B), $z = 32$ m (C)) mutatja a megengedhető kibocsátást.

Ezenfelül vizsgáltuk még a kémények tövében elhelyezkedő épületek turbulenciakeltő hatásának illetve a bomlási állandó megváltozásának befolyását a kialakuló koncentrációkra. Számításunk szerint ezek befolyásoló hatása a reális tartományban nem jelentős, első közelítésben elhanyagolható.

Az eddig leírtakon kívül számításaink szerint a szélgyakoriságnak, illetve a meteorológiai viszonyoknak van jelentős szerepe a kialakuló koncentrációkra. Uralkodó szélirányokban az immisszió értékek többszöröse a ritkábban előforduló szélirányokban számítottakénak. A számított mértékadó koncentráció közel arányos a legvalószínűbb szélirány gyakoriságával, bár az arányosságot más tényezők (pl. a szomszédos szélirányok gyakorisága, a szélesebbesség és stabilitás kategóriák szélirányon belüli eltérő gyakorisága) torzíthatják. Az azonban egyértelműen megállapítható, hogy minél nagyobb a legvalószínűbb szélirány gyakorisága – vagyis minél meghatározottabb a jellemző légáramlás iránya – annál kisebb kibocsátás engedhető meg, és az a szigorítás annál kisebb terület védelme érdekében szükséges.



5. ábra: A receptorpont magasságának hatása kis hőkibocsátás esetén

Eredményeink rávilágítanak a jelenleg érvényben levő levegő tisztaság védelmi rendeletek néhány hiányosságára, illetve hibájára. A továbbiakban egy olyan lehetséges módosítás körvonalait vázoljuk fel, amelyek a jelenleginél reálisabb emisszió norma kialakulását tennék lehetővé. Ehhez a következő alapelveket kell szem előtt tartani:

– Pontforrások kibocsátásának korlátozásánál a szennyezőanyag napi átlagban megengedett koncentrációja helyett a 30 perces normáját kell alapul venni, mert ez a kritikus átlagolási idő.

– A rövid idejű immisszió határérték túllépésének időtartamát, kén-dioxid és nitrogén-oxid szennyezőanyagokra egységesen 1%-ra lehetne növelni a már említett okok miatt.

– A kibocsátási faktorokra a 2. ábra 1%-os görbéjéből visszszámolható értékeket lenne célszerű figyelembe venni diagramm formájában vagy táblázatosan. Táblázatos megadás esetén a közbenső értékekre lineáris interpolációt alkalmazva a normában jelenleg meglévő nagy ugrások kiküszöbölhetőek lennének.

– A rendeletben szereplő K_2 korrekció tényezőnek az alapterhelésen túl a felszíni érdesség és a legvalószínűbb szélirány gyakoriságának hatását együttesen kellene figyelembe vennie.

– A hőkibocsátást, mivel értéke a kéménymagassággal nincs egyértelműen összefüggésben, egyedileg kellene vizsgálni, és az átlagostól való eltérés esetén megfelelő korrekciót kell alkalmazni.

– Olyan esetben, ahol a kéménymagasság nem éri el az 50 métert, és a környék magas házakkal beépített, egy 1-nél kisebb módosító tényezőre van szükség.

Mindezen korrekciók pontos meghatározása (a feladat összetettsége és a szükséges információk hiányában) nem lehet e cikk feladata. Célunk csupán az egyes tényezők befolyásoló hatásának feltárása volt, és reméljük, hogy ezzel is tudunk némi segítséget nyújtani hazai levegő minőségi jogszabály fejlesztéséhez illetve javításához.

IRODALOM

- Szepesi, D., 1967: Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon. *OMI Hivatalos kiadványai*, XXXII. kötet. Budapest.
- 21/1986. (VI. 2.) MT rendelet a levegő tisztaságának védelméről. *Magyar Közlöny*, 1986. 22. szám. 5/1986. (VIII. 10.) EüM rendelet a légszennyező anyagok, a levegőminőségi határértékek és a légszennyezettség mérésre vonatkozó szabályok megállapításáról. *Magyar Közlöny*, 1986. 33. szám.
- MSZ 21457/4. Légszennyező anyagok transzmissziós paraméterei. A turbulens szóródás mértékének meghatározása.
- MSZ 21459/1. Légszennyező anyagok transzmissziójának meghatározása. Pontforrás szennyező hatásának számítása.
- MSZ 21459/5. Légszennyező anyagok transzmissziójának meghatározása. A kibocsátás effektív magasságának számítása.

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN: Agrometeorológiai információk és hasznosításuk. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 1987. 248 oldal, 55 ábra, 70 táblázat.

A könyv bevezetésében megtaláljuk azt a két alapgondolatot, amely valószínűleg a szerzőt erre az összefoglaló mű megírására ösztönözte. A korszerű agrometeorológiában valóban két szempontnak kell érvényesülnie: a vizsgálatoknak ökológiai szemléletűnek kell lenniük, és szem előtt kell tartani az eredmények gyakorlati alkalmazhatóságát. E két alapgondolatot figyelembe véve az agrometeorológiai információkat közvetlenül is jól lehet hasznosítani a mezőgazdasági üzemek termelési és munkaszervezési döntéseiben.

Az 1. rész a talaj-növény-légkör rendszert tárgyalja. A növényi élet számára, nélkülözhetetlen a levegő, a napsugárzásból származó energia (fény, hő) és a víz. E négy elem és a növények szoros kapcsolatát tárgyalja ez a rész. Az agrometeorológiai szemlélet végig kíséri a sorokat és az 5. fejezetben csúcsosodik ki igazán. A meteorológiai tényezőket nem önmagukért elemzi a szerző, hanem mindig előtérbe helyezi a növényt, ezen belül a növényfejlődést és a növényi produktivitást, mint ezeknek a tényezőknek a függvényét.

A 2. rész a növénytermesztésünk agroklimatológiai erőforrásait részletezi. A szerző ebben a részben lényegében azokkal a tényezőkkel foglalkozik, mint az 1. részben, de most már részletesen és a hazai viszonyokra vonatkoztatva. A hőmérsékletileg lehetséges vegetációs periódusok, a különböző bázishőmérsékletek (5, 10, 15 fok) átlépését követő, a természetet haszonnövényeink számára kedvező hőmérsékletű időszakok elemzéséből a növénytermesztési szakemberek hasznos ismereteket meríthetnek. Ezeknek az időszakoknak a hossza az ország területén igen különböző, s eldöntheti az egyes mezőgazdasági kultúrák gazdaságos természetességét. A növények számára kedvező vagy kedvezőtlen hőmérsékletű időszakok mellett a fagyveszélyes időszakok figyelmeztetnek bennünket arra, hogy hazánk mely területein mikor kell számolnunk fagykárokkal. A természetnek a hőmérsékleti szempontból kockázattal járó vagy kockázat mentes szakaszai mellett igen fontos a száraz és a nedves időszakok vizsgálata. Ezek az időszakok egyes országrészeinkben igen eltérőek, s ezek ismerete egymagában is meghatározhatja a vízigényes kultúrnövényeink természetességének hatásait.

A „Sugárzási viszonyok” és „Az energiaháztartás összetevőinek időbeli változásai” c. fejezetből külön ki kell emelni a fotoszintetikusan aktív sugárzás részletes vizsgálatát, annak területi eloszlását, és az energiaháztartás összetevőinek időbeli elemzését.

Hazánk hőmérsékleti viszonyainak leírása nem szorítkozik kizárólag klímatológiai értékelésre, amint azt a meteorológiával szorosan kapcsolatban levő más tudományok szakkönyveiben megszoktuk. A szerző is megemlíti, hogy a növénytermesztés szempontjából számításba vehető, kedvező hőmérsékletű időszakokat végig kell vizsgálnunk. A tenyészidőszakban a hőmérséklet időbeli folyása és változásai befolyásolják a növények fejlődését, növekedését, végső soron a terméseredményt. Ezekre a kérdésekre a könyv bőséges ismeretanyaga ad választ. Nem lenne teljes a 2. rész, ha nem foglalkozna részleteiben is hazánk nedvességi viszonyaival. A csapadékviszonyok mellett a szerző külön-külön foglalkozik azokkal a tényezőkkel, amelyek a növények vízellátottságát befolyásolják. A levegő párolgatóképessége, a tényleges párolgás és a talajnedvesség alakulása a tenyészidőszakban döntően meghatározza a természetés sikerét. Mindhárom tényezőre vonatkozóan részletes elemzés és nagy mennyiségű adat található.

A káros meteorológiai jelenségek, mint a késő tavaszi és a kora őszi fagyok, a hőség- és forró napok részletes tárgyalása külön értéke ennek a fejezetnek. A hazai növénytermesztésben gyakorta számolni kell a csapadékhiánnyal, száraz időszakokkal. A száraz periódusok ismétlődése és a szárazságra való hajlam éghajlatunk sajátossága. A szerző „A szárazság” c. fejezetben ezekkel a kérdésekkel foglalkozik, s igyekszik többek között a szárazság és az aszály fogalmát is tisztázni.

„A gazdasági növények és a meteorológiai viszonyok” c. fejezetben néhány mezőgazdasági és kertészeti növényünk sugárzás-, hő- és vízigényével és ellátottságával foglalkozik a könyv – főleg lehetően helyszűke miatt – nem teljes részletességgel.

A befejező, 3. rész a meteorológiai információk gyakorlati alkalmazására ad értékes tanácsokat és útmutatást. Többek között az optimális termőhelyek kiválasztását, a vetési és ültetési időpontok meghatározását, valamint a száraz és nedves időszakok megállapítását gyakorlati példákon keresztül mutatja be.

A könyv az elméleti, de legfőképpen a gyakorlati mezőgazdasági és kertészetszakemberek számára értékes, jól hasznosítható ismeretanyagot tartalmaz.

Kozma Ferenc

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA NYUGÁLLOMÁNYBA VONULT

Az idei első számunktól kezdve más nevet talál az olvasó folyóiratunk impresszumában az eddigi szerkesztő: *Szepesiné Lőrincz Anna* neve helyett. Letelvéen ugyanis aktív szolgálata, a korhatár elérésével, nyugállományúként, megvált szerkesztői tiszttől. Ebben a minőségben eltöltött 19 esztendei, megszakítatlan tevékenysége még egy kéthavonkénti szakfolyóiratnak – mint az *Időjárásnak* – a szerkesztésében is olyan teljesítmény, amely mindenképpen megérdemli, hogy krónikásként e helyen is tisztelettel és elismeréssel méltassuk. Mégpedig nemcsak ennek a közel két évtizedes, sikeres szerkesztői, hanem az ezt megelőző, megalapozó, másfél évtizedes tudományos kutatói munkássága eredményeit is.

Sz. Lőrincz Anna 1955 őszén, meteorológus oklevél birtokában lépett az Országos Meteorológiai Intézet szolgálatába. A budapesti ELTE Természettudományi Karának meteorológus szakán 1951-ben, elsőévesként – még hallgatója lehetett az ott mindössze pár évvel korábban szervezett Egyetemi Légekörtani és Éghajlattani Intézet tanszékvezetőjének, *Száva-Kováts Józsefnek*, az akkor már nemzetközileg is elismert kiváló klimatológusnak. Az első egy-két egyetemi év benyomásai, majd professzorának lebilincselő előadásai éppúgy, mint a klimatológiában a jelenségeknek földrajzi-fizikai, dinamikus szemléletű maradóképtelenségű érvényre juttató írásai, tankönyvei alapvetően meghatározták a későbbi pályakezdő meteorológus tudományos érdeklődését. Szolgálatát mindjárt intézetünk akkori klímakutató osztályának munkatársaként kezdte, majd hamarosan az osztály egyik kutatócsoportjának vezetője

lett. E minőségben eleinte a talajnedvességtartalom változásának éghajlati adatokból lehető meghatározása, majd a talajközeli légréteg regionális nedvességi és párolgási viszonyai foglalkoztatták, hogy a részletek szintézisével nemcsak hazánk éghajlati vízháztartását, hanem a Kárpát-medence hidroklímájának jellemzőit is egy-egy nagyobb tanulmányban foglalja össze. Ezek itthon, részben folyóiratunkban, részben az OMSZ, illetve az OMSZ tudományos kutatásairól évente számot adó, ún. Beszámoló-köteteiben jelentek meg, vagy pedig különböző hazai és nemzetközi konferenciákon kerültek előadásra, szerzőjük nevét és eredményeit ismertté téve itthon s a szomszédos országok meteorológusai körében.

Kutatómunkája mellett nem kis részt vállalt abban a nagyarányú, kollektív adatfeldolgozó és kutatómunkában, amelynek eredménye a hatvanas években az OMI két reprezentatív kiadványa: Magyarország Éghajlati Atlasza, illetve e térképgyűjteménynek a számanyagát tartalmazó II. kötete: az *Adattár* lett.

Szorgalmas és eredményes ténykedésének elismerését jelentette, hogy 1969. januárjától *Dési Frigyes*, a meteorológiai szolgálat akkori elnöke kinevezte a *Kiadvány és Propaganda* részleg vezetőjévé, s egyben megbízta az *Időjárás* szerkesztői tevékenységének el látásával, tudományos kiadványaink gondozásával és sajtó alá rendezésével. A közelmúltban jelent meg az Akadémiai Kiadó Műszaki értelmű szótársorozatában a *Meteorológia* című, *Czelnai Rudolf* akadémikussal közösen szerkesztett ötnyelvű szakszótár, melynek sajtó alá rendezése nagyrészt szintén reá hárult.



Ezeknek a meglehetősen szerteágazó, körültekintést igénylő szervező munkával járó feladatoknak mindvégig fáradtságot nem kímélve tett eleget. Megnyerő, kiegyensúlyozott egyénisége, fölötteseivel s beosztott munkatársaival egyaránt harmonikus kapcsolata ebben a munkakörben is csak elismerést szerzett számára. S most, amikor majd két évtized múltán a jól végzett munka tudatával válhat meg szerkesztői pozíciójától, másként nem is búcsuzhatunk tőle: szívből kívánunk néki jó egészségben eltöltendő derűs, ám szakíróként is produktív nyugalmi éveket!

Kakas J.

*

A XIII. NEMZETKÖZI KÁRPÁTMETEOROLÓGIAI KONFERENCIA

1987 szeptember 14–19. között zajlott le a XIII. Kárpát-konferencia, a Román Hidrometeorológiai Intézet rendezésében a Déli Kárpátok között fekvő üdülőhelyen Busteniben. A konferenciára beérkezett dolgozatok kötetét már érkezéskor a résztvevők rendelkezésére bocsátották, ami a tematikai válogatást és a vitákat is megkönnyítette. A szerteágazó kutatási beszámolókat igyekeztek laza témacsoportokba összefogni, e csoportosítást követve adunk azokról rövid áttekintést.

A kevés számú, ám magas színvonalú elméleti előadás elsősorban az orografikus hatásoknak a numerikus időjáráselőrejelzés modelljeibe való beépítéséről szólt, a parametrizálási és inicializálási problémákra összpontosítva. Bemutattak néhány orografikus jelenség – így a hegy-völgyi szél, frontok átkelése hegyek fölött, orografikus ciklogenezés – szimulálására alkalmas finom felbontású kétdimenziós modelleket.

A szinoptikus meteorológiai témájú előadásokban beszámoltak a hegyvonulatok keltette lee-hullámok, a hegy mint akadály körüli áramlási viszonyok elemzéséről, a hegy-völgyi szelek keletkezésének mechanizmusáról. Több előadás foglalkozott a hegyvonulatok és a tenger együttes szinoptikus hatásának, illetve azoknak az időjárás folyamatokban jelentkező kölcsönhatásainak elemzésével.

A mezoskálájú adatokat felhasználó kutatók beszámolóit alapján az a tanulság volt leszűrhető, hogy a földfelszíni, radar- és műholdadatok együttes elemzése és értékelése legeredményesebb a szinoptikus gyakorlat szempontjából. Ezt a gondolatot sugallta Bartha Imre előadása is a zivatarfelhőkhöz kapcsolódó szél-
lökés becslésére kialakított döntési modelltől,

amelyet földfelszíni szinoptikus-, aerológiai-, és radaradatok alapján épített föl. A színvonalas, szép előadást élénk érdeklődés kísérte, hiszen a Kárpát-országokban a veszélyjelző szolgálatok számára komoly segítséget jelenthet a földrajzi környezethez szükség szerint adaptálható modell alkalmazása.

A Kárpátok éghajlatáról is gazdagodtak ismereteink. A Kárpátok koszorújának és közvetlen környezetének teljes területén az éghajlatot alakító sugárzási-, cirkulációs- és orográfiai tényezők együtteséről tartott átfogó előadás nyomán megerősödött a gondolat, hogy megalapozott a Kárpát-monográfia elkészítésének igénye és lehetősége. További előadások szóltak a szélsőhőmérséklet vertikális profiljának a hegyvidékre vonatkozó közvetett kialakításáról, a szélenergiapotenciál magassággal való változásáról magas hegységben, a hótakaró különböző paramétereinek hidroklimatológiai elemzéséről. Gyarapodott a hosszú éghajlati sorok alapján a térség éghajlatát leíró dolgozatok száma, sőt néhány – ugyancsak hosszú éghajlati adatsorokra támaszkodó – idősor elemzés eredményeiről is beszámoltak.

Az éghajlat-elemzésekhez a jól bevált, rutinszerű eljárásokat követik, nem jellemző a módszertani újdonságra irányuló törekvés.

A legváltozatosabb tematika jellemzi a hegyvidék fizikai-földrajzi környezetét figyelembe vevő aerológiai, sugárzáséghajlati, légszennyeződési, hidrometeorológiai, bioklimatológiai és agrometeorológiai dolgozatokat. E témakörbe tartozik Takács Olga dolgozata is, amelyben a szerző egy olyan, általa kidolgozott módszert ismertet, amely a hálózatszerűen mért globális és diffúzsugárzás adataiból előállított paraméterrel jellemzi a légkör napsugárzás-áteresztő képességét. A szerző sajnálatos távollétében dolgozatát Padl Anikó ismertette.

A változatos palettán feltűnően sok a bioklimatológiai kutatás, a hegyvidék üdülési- és turisztikai előnyeinek hangsúlyozása céljával.

A konferencia rendezése megbízhatóan kiegyensúlyozott volt. A Kárpát-konferenciák eddigi gyakorlatától eltérően kisebb formabontást jelentett az, hogy néhány előadó a konferencia meghívott vendége volt. Mindent egybevetve: szinte egyöntetűen magas mércével mérhetőnek értékelhetjük a kutatási beszámolókat, aktívnak és eredményesnek a Kárpát-országok kutatóinak találkozását.

A konferenciát tanulmányi kirándulás egészítette ki a Déli Kárpátok legszebb vidékére. Brasso Poianán meghallgattuk az erdészeti egyetem professzorának M. Marcu-nak a Poi-anai-fennsík éghajlatáról tartott előadását.

Adáymné Koflanovits E.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámoló, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemleicikkek 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:

Címrész: 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); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a, b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. 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 írott jeleket a margón ceruzával írt magyarázattal kell ellátni.

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

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Mészáros Ernő

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

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

Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285

Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223

Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató

87.1972., Állami Nyomda, Budapest

Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329