

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

85. ÉVF. ★ 4. SZÁM ★ 1981. JÚLIUS—AUGUSZTUS

TARTALOM

Mészáros Ágnes: A regionális háttér aeroszol jellemzőinek évszakos változásai (angolul)	181
Horváth László—Mészáros Ágnes—Mészáros Ernő—Várhelyi Gabriella: A légköri nitrogén és foszfor ülepedése a Balaton felszínére (angolul)	194
Horváth László: A csapadékvíz kémiai összetétele Magyarországon	201
Róth Rendta: A felhőmegfigyelések és a felhőstatistikák szerepe az Éghajlati Világprogramban, I. rész: A felhőzet hatása az éghajlatra	213
Takács Olga: A függőleges és vízszintes felületre jutó szórt sugárzás aránya	220
Dunkel Zoltán—Kozma Ferenc—Major György: Szőlőültetvényeink hőmérséklet- és sugárzás-ellátottsága a vegetációs időszakban	226
Haszpra László: Az emberi tevékenység hatása a természetes szén-körforgalomra	235
Irodalom	241
Krónika	243

CONTENTS

Mészáros, A.: Seasonal variation of some aerosol characteristics in regional background air (in English)	181
Horváth, L.—Mészáros, A.—Mészáros, E.—Várhelyi, G.: On the atmospheric deposition of nitrogen and phosphorus into Lake Balaton (in English)	194
Horváth, L.: Chemical composition of precipitation over Hungary	201
Róth, R.: Cloud observations, cloud statistics and the World Climate Programme. I. Effect of cloudiness on climate	213
Takács, O.: The ratio of vertical and horizontal diffuse radiation	220
Dunkel, Z.—Kozma, F.—Major, Gy.: Temperature and radiation in the vine plantations of Hungary in the growing season	226
Haszpra, L.: The effect of human activity on the natural carbon cycle	235
Literature	241
Chronicle	243

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 85. ★ NO. 4. ★ JULY—AUGUST 1981 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	RADINOVIĆ, D. (Beograd)
ANTAL E. (Budapest)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
BÖHME, W. (Potsdam)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	STELCZER K. (Budapest)
FEDERER, B. (Zürich)	SZEPESI D. (Budapest)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	TAKEUCHI, K. (Tokyo)
GÖTZ G. (Budapest)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
GULYÁS O. (Budapest)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VITEK, V. (Praha)
LOGVINOV, K. (Kijev)	WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
NGUYEN-XIEN (Hanoi)	WIRTH E. (Pécs)
PÉCZELY GY. (Szeged)	

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS E. (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: Budapest, Postafiók 38. 1525

Előfizetés: 1 évre 228 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024. Levélcím: Budapest, Pf. 38. 1525. Megjelenik kéthavonként.

Egyes szám ára 38 Ft

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 4. szám 1981. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85. No. 4. July – August 1981. Budapest

Seasonal variation of some aerosol characteristics in regional background air

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

A regionális háttér aeroszol jellemzőinek évszakos változásai. A $0,02-60 \mu\text{m}$ sugarú aeroszol részecskék koncentrációjának és nagyság szerinti eloszlásának évszakos változásait tanulmányoztuk Kecskemét Komlói-telepen végzett kétéves mérési sorozat alapján. A részecskéket membrán szűrőn fogtuk fel, a kiértékeléshez optikai és elektron mikroszkópot használtuk. Meghatároztuk az összes-részecske, a szulfát részecskék és a biológiai eredetű részecskék koncentrációjának évi menetét különböző részecske nagyságokra. Az összes-részecske koncentráció 200 és 6000 cm^{-3} között változott s az évi menet a részecske-nagyság függvényeként alakult. A szulfát hányad értéke az évszaktól és a részecske-nagyságtól függően változott; a maximális szulfát/összes-részecske arányt a legkisebb vizsgált nagyságtartományban találtuk, átlagos 75% értékkel a nyári félévben. A biológiai részecskék jelentős szerepet játszanak a nagyobb részecskék koncentrációjának alakításában. A havi átlagos biológiai részecske/összes-részecske arány nyáron egyes nagyságok esetén elérte a 50% -ot.

*

Seasonal variation of some aerosol characteristics in regional background air. The concentration and size distribution of the aerosol particles with radius of $0,02 \leq r \leq 60 \mu\text{m}$ were measured during a two-year period at a regional background site. The particles were collected on membrane filters at noon, and were counted and sized by using an optical microscope for particles larger than $0,5 \mu\text{m}$ in radius and a transmission electron microscope for the smaller particles. The annual variation of the concentration of all particles, sulfate particles and viable particles were determined in different size ranges. It was found that the concentration of all particles ranged between 200 and 6000 cm^{-3} , its seasonal variation being the function of the particle size. The value of the sulfate fraction has depended on the season and particle size; the maximum sulfate/all particle ratio was found in the smallest size ranges examined, with an average value of about 75% in the summer half year. The viable particles can play an important part in controlling the variations of the larger particles. The monthly average viable/all particle ratio reached 50% for certain sizes in the summer half year.

*

Introduction. In the framework of the WMO network a regional background station has been operated since 1973 in Kecskemét Komlói-telep in the centre of the Hungarian Great Plain, far from important pollution sources. According to the WMO and ECE requirements, the following parameters have regularly been measured: the chemical composition of precipitation water, the atmospheric turbidity, the daily average SO_2 and NO_2 concentrations, the total suspended particulate matter (it was measured during 1977–78 only) and particulate nitrate, sulfate and ammonium concentrations (from 1977). Results of these measurements have been reported in different papers (*Popovics, 1975; Horváth, 1980; Mészáros and Horváth, 1980*).

In addition to this regular program, aerosol samples were taken in a time period of two years for microscopic evaluation with the aim of studying the

number concentration and size distribution of the aerosol particles and their seasonal variation. The results of this study are presented in this paper.

1. Sampling and evaluation

The measurements were carried out between March 1974 and February 1976. The particles were captured on membrane filters of type Synpor-6 (pore size $0.3 \mu\text{m}$). The filter holder was 2 m above the ground facing the wind direction. The diameter of the inlet tube of the holder and the aspiration rate were chosen to be 0.8 cm and 750 l/h, respectively, to approximate the isokinetic conditions for the average wind speed (4.5 cm s^{-1}). The volume of sampled air was 300–600 l, depending on the atmospheric particle concentration.

The samples were taken every second day at noon. No measurements were made in the case of precipitation or fog, because it would have led to an evaluation of the filters unreliable. Besides, in many cases the surface condition of the filters did not make possible the electron microscopic evaluation. Altogether 255 samples for the two years, 126 samples for the winter and 129 samples for the summer half year.

After the exposition the filters were kept in hermetically closed plexiglass boxes. The evaluation was carried out in the Institute for Atmospheric Physics, Budapest.

The particles larger than $0.15 \mu\text{m}$ radius were studied with optical microscope. For this purpose the filters were dried and soaked with immersion oil and covered by cover glass. In this way, the particles could not change their size during the evaluation. The dry particles were then counted and sized with a phase contrast microscope in the $0.15\text{--}60 \mu\text{m}$ radius range.

For the electron microscopic evaluation of the particles in the $0.02\text{--}0.5 \mu\text{m}$ radius range, a carbon replica was prepared of the side of the filters which bore the particles. This replica was shadowed by palladium. Then photographs were taken using a transmission electron microscope (Tesla BS 242E) with a magnification of 10,000. Owing to the uneven surface structure of the filters particles smaller than $0.02 \mu\text{m}$ radius could not be studied. It follows from this electron microscopic method that only those particles that have been captured on the surface of the filter can be counted. For this reason, the collection efficiency of the filter surface had been determined in a previous work by comparing the results of several filter samples with those of thermal precipitator measurements carried out simultaneously (Mészáros, 1977).

Both methods (optical microscopy and electron microscopy) were used in the $0.15\text{--}0.5 \mu\text{m}$ radius range. The comparison of the concentrations obtained by the two methods has given an average ratio equal to 1.3, the optical microscopic values being the higher. This deviation may have resulted either from the incorrect estimation of the lower size limit of the optical microscopic evaluation or from the evaporation of particles during the preparation procedure in vacuum. Since in the $0.25\text{--}0.5 \mu\text{m}$ range there has been no difference the first assumption seems more probable. For this reason the electron microscopic values are used for the $0.02\text{--}0.5 \mu\text{m}$ radius range in this study.

During the electron microscopic evaluation the concentration and size distribution of the sulfate particles in the samples were studied separately on the basis of morphological identification by comparing the sampled particles with artificially produced sulfate aerosols. It is to be noted that ammonium sulfate, ammonium bisulfate and ammonium persulfate give nearly the same

configuration, therefore, they could not be separated from each other. The H_2SO_4 droplet can be easily identified by their satellite rings, but they were found in very low concentration in the samples. Therefore, in this paper sulfate denotes ammonium sulfate species. (For more details see Mészáros and Kiss, 1974; Mészáros, 1977, 1978.)



Fig. 1: The cumulative frequency distributions of the concentration of all particles for different radius ranges in the summer (solid line) and winter (dashed line) half years

The low concentration of the sulfuric acid found at our sampling site is in agreement with results published by several authors (e.g. Tanner et al, 1977; Stevens et al, 1978). It probably means that ammonia has always been present in a sufficient concentration to form ammonium sulfate from sulfuric acid droplets. Another explanation for the lack of sulfuric acid particles is the neutralization of the acid droplets by ammonia gas during the sampling and preparation procedure (Klockow et al, 1979). Since this latter possibility has not been proved in a direct way for our case, the first assumption seems to be the more acceptable.

In the coarse size range ($r > 1 \mu\text{m}$) the concentration and size distribution of biological (or viable) particles were also determined. The identification of these particles were based on their shape, colour and other characteristics, by using a phase contrast microscope. The aim of this study has been to estimate the fraction of the viable particles in the atmospheric aerosol.

The aim of this paper is to discuss the seasonal variation of the number concentration of all particles and sulfate particles („all“ means all the particles independently of their composition) as well as the variation of the sulfate/all ratio in different size ranges. Further, the variation of the viable particle part in the aerosol is also presented.

2. Concentration of all particles

The average number concentration of the particles larger than $r = 0.02 \mu\text{m}$ is equal to 900 cm^{-3} in the daily hours for the two years considered. The maximum and minimum values are 200 and $6,000 \text{ cm}^{-3}$.

The cumulative frequency distributions of the number concentration of particles of different sizes are presented in *Fig. 1* for the winter (October–March) and summer (April–September) half years. It can be seen that the distributions can be approximated rather well by the log-normal distribution. The difference between the two half years is not great: the median values and standard deviations are similar. The most important difference is detected for particles with radius $r \geq 0.1 \mu\text{m}$. In this range the ratio of the winter median concentration to the summer value is equal to 1.4. This indicates that the concentration of the particles controlling the variation of the light scattering is somewhat higher in winter than in summer. The frequency distribution curves of particles of $r < 0.02 \mu\text{m}$ is composed of two parts in summer, owing to the relatively high frequency of concentrations larger than $2,000 \text{ cm}^{-3}$.

The relation between the concentration of particles in different size ranges was also studied. As it is expected, the values of the linear correlation coefficient, R , between the individual concentrations of particles in the accumulation ($0.02 \leq r \leq 1 \mu\text{m}$) and coarse mode ($r > 1 \mu\text{m}$) are poor and are equal to 0.44 and 0.10 in winter and summer, respectively. This finding shows, in agreement with the results summarized by *Whitby*, (1978), that the mechanisms of the particle formation in the fine and coarse size ranges are quite different. In the accumulation mode the particles formed by gas-to-particle conversion are accumulated owing to their coagulation among themselves and with the preexisting particles. On the other hand, the coarse particles are mostly formed by mechanical dispersion processes. The two particle generating mechanisms act quite independently, mainly in summer, when the particles larger than $1 \mu\text{m}$ are either soil particles or pollen grains and spores, while particles smaller than $0.5 \mu\text{m}$ are composed first of all of sulfate, as it will be demonstrated in this paper. Since the mass transfer from the smaller size ranges to the coarse range is very slow, it would require weeks to transfer significant mass to the coarse particle mode. Considering the residence time of a few days for fine particles, one may conclude that fine and coarse ranges form, transform and are removed independently (*Whitby*, 1978).

In winter, however, the correlation coefficient of 0.44 indicates a weak but real correlation between the fine and coarse range. This is due to the fact that in this season the composition of the particles in both ranges is somewhat different from that in summer. In the heating season a great part of the particles, according to their appearance, are composed of ash and soot both in fine and coarse range. Since, independently of their size, the number of these particles depends upon the horizontal advection and vertical exchange, their concentration varies in a parallel way in the fine and coarse range. Consequently, in spite of the independent formation mechanisms mentioned above the effect of the ash particles results in a weak correlation between the two size intervals.

With the aim of looking for some independent particle producing mechanisms in the different size ranges of the coarse mode itself, the correlation coefficient between the concentration of particles of $1 \mu\text{m} < r < 10 \mu\text{m}$ and $r > 10 \mu\text{m}$ was determined. The values of R obtained are 0.63 and 0.74 in the winter and summer, respectively. These values indicate a correlation which

is real but not as strong as one would expect. In the winter half year the presence of the ash particles in the 1–10 μm range may influence the correlation between the concentration in the two sizes, because no ash particles were detected in the size range $r > 10 \mu\text{m}$ at our sampling site. In summer the particles in both size ranges considered are predominantly composed of wind blown dust but in many cases a great part of the particles are pollen grains and spores that may be produced in a great size variety and quite independ-

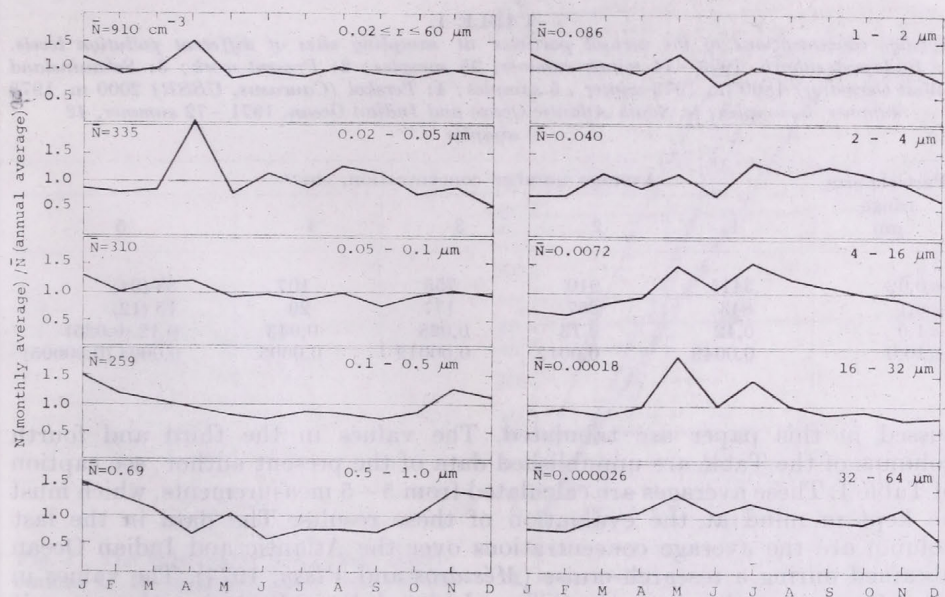


Fig. 2: The annual variation of the monthly averages of all particle concentration in different radius ranges. The monthly average values are normalized to the annual average (\bar{N}) for each size.

ently of the dust particles. Obviously, it may result in reducing of the strength of the correlation between the different sizes in the coarse mode.

For the demonstration of the seasonal variation of the concentration of atmospheric particles in more details, the annual variations of the particle concentration in different size ranges are plotted in Fig. 2 on the basis of the monthly averages normalized to the grand average of the two years. The latter is also given in Fig. 2 for each size interval.

It can be seen that the concentration of the particles in the smallest size range examined has a spring maximum. It is to be noted that this April maximum can be detected in both years. With the increase of the particle size the annual variation of the concentration becomes smoother and for the particles in the 0.1–1 μm radius range a minimum can be found in summer. In the coarse range the concentration of the different sizes tends to show a summer maximum. It can generally be stated that the annual variation of the particle concentration in different size ranges is insignificant. This can be explained to a great extent by the inverse variations of different aerosol

components that equalize each other, and in consequence, result in a slight annual variation of all particles, as it will be demonstrated later in this paper.

For the evaluation of the results obtained, aerosol concentrations determined at different sites are presented in *Table I*. These measurements were carried out by the same method as described above, thus the results are comparable. The first column contains the average aerosol concentration values obtained in the garden of the Institute for Atmospheric Physics in a suburb of Budapest (*Mészáros, 1977*). In the second column the averages dis-

TABLE I.

Average concentrations of the aerosol particles at sampling sites of different pollution levels. 1: Budapest suburb, 1973-74 winter-summer, 95 samples; 2: Present work; 3: Schauinsland (West Germany) 1800 m, 1973 winter, 5 samples; 4: Terskol (Caucasus, USSR) 2000 m, 1973 summer, 5 samples; 5: South Atlantic Ocean and Indian Ocean, 1971-72 summer, 42 samples

Particle size range μm	Average number concentration, cm^{-3}				
	1	2	3	4	5
$r \leq 0,02$	3415	910	755	107	38 (34)
$r \leq 0,1$	843	257	177	29	15 (12)
$r \leq 1,0$	0,42	0,13	0,028	0,043	0,12 (0,025)
$r \leq 10,0$	0,0049	0,0012	0,00012	0,0003	0,0004 (0,00005)

cussed in this paper are tabulated. The values in the third and fourth columns of the Table are unpublished data of the present author; see caption of Table I. These averages are calculated from 5-5 measurements, which must be kept in mind at the evaluation of these results. The data in the last column are the average concentrations over the Atlantic and Indian Ocean obtained during a research cruise (*Mészáros and Vissy, 1974*). The values in parentheses are the concentrations calculated by subtracting the sea salt particles from the total.

One can conclude from the table that our sampling site may be considered to be polluted comparing to the continental (Caucasus) and oceanic background air but its pollution level is comparable with the Central European background (Schauinsland), except in the larger size range, owing to the higher elevation of the Schauinsland sampling site.

3. Sulfate particles

Different characteristics of the atmospheric sulfate particles have been studied by several authors using the individual (single) particle method at different sites and heights (*Cadle et al., 1968; Bigg, 1975; Ayers, 1978; Mamane and de Pend, 1978; Ono, 1978; and Butor, 1981*), but very few data are available for a longer time period at an unpolluted continental site. In a former paper our previous results concerning the concentration and size distribution of sulfate particles have been reported (*Mészáros, 1978*). In the present publication the seasonal variations of the sulfate concentration are dealt with on the basis of a more complete data set. In connection with the sulfate particles some results concerning the non-sulfate particles are also discussed in this paragraph.

The cumulative frequency distributions of the concentration of the sulfate (pure + mixed particles) as well as non-sulfate particles are presented in Fig. 3. It can be seen that the distributions are approximately lognormal both in summer and winter. In the case of sulfate particles, the higher concentration values can be found in summer, while for the non-sulfate particles the higher values occur in the winter half year. The geometric standard deviation of the distribution of the sulfate concentration is larger in summer than in winter, and its value exceeds that of the non-sulfate particles in both

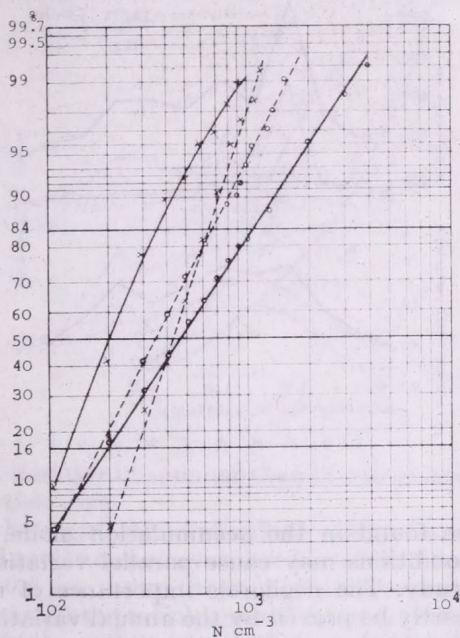


Fig. 3: The cumulative frequency distributions of the sulfate (○) and non-sulfate (×) particle concentration in summer (solid line) and winter (dashed line)

seasons. The average sulfate concentrations are 420 and 680 cm^{-3} in winter and summer, respectively, while the corresponding values for the non-sulfate particles are 470 and 200 cm^{-3} .

The annual variation of the monthly averages of the sulfate concentration is shown in the upper part of the Fig. 4 for different size ranges. One can conclude from the figure that the sharp spring maximum in the concentration of particles of radius $r \geq 0.02 \mu\text{m}$ is due to the annual variation of particles smaller than $0.05 \mu\text{m}$ radius, since the concentration of the larger particles is nearly constant during the year.

Unfortunately, our method did not make the study of particles smaller than $0.02 \mu\text{m}$ radius possible. Further, we did not study the sulfate formation conditions (e.g. by the measurement of the concentration of the free radicals), therefore the annual variation of sulfate concentration presented in Fig. 4 can not be easily explained. As Henry and Hidy (1979) have demonstrated by a multivariate statistical analysis, factors associated with photochemical activity and atmospheric moisture content account for more than half the sulfate variation in southern California, while ambient SO_2 and dispersion factors are unimportant. However, as they have also stated, in New York dispersion

and sulfur dioxide concentration are also important in explaining of sulfate variability.

It is supposed that in the spring the UV radiation, the concentration of atmospheric OH radicals and the temperature and humidity form optimum conditions for the oxidation of the atmospheric SO_2 gas and for the further heteromolecular nucleation of the H_2SO_4 vapor produced. As *Whitby* (1978) has pointed out, in aged aerosols the particles produced by nucleation can

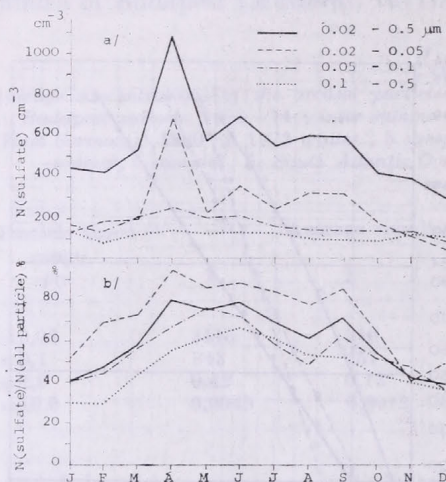


Fig. 4: a) The annual variation of the sulfate particle (pure + mixed) concentration in different radius ranges
b) The annual variation of the ratio of the sulfate concentration to all particle concentration in different radius ranges

be found in the accumulation mode, thus the variation in the nucleation conditions may cause parallel variation in the size ranges examined in this study. The negligible importance of the dispersion factors in our case can partly be proved by the annual variation of the ratio of the sulfate concentration to that of all particles shown in the lower part of *Fig. 4*. Since it can be assumed that the dispersion factors influence the advection and dilution processes both for sulfate and non-sulfate particles in the same way, one would expect that the variation of their concentration should be parallel. However, from spring to fall the relative (and absolute) concentration of the sulfate particles is considerably increased for each size range considered that clearly evidences the importance of the photochemical activity. Moreover, in the summer months the increased mixing height should result in a lower concentration of pollutants at the ground level, which is the case for the non-sulfate particles. Therefore, the increased sulfate concentration level in the surface air must indicate a more considerable sulfate production rate for the entire air column than it can be concluded from our results.

The cumulative frequency distributions of the $N(\text{sulfate})/N(\text{all})$ ratio are illustrated in *Fig. 5* for two size ranges. The distribution curves show that for the 0.02 - 0.05 μm radius range in summer the sulfate ratio is as high as 0.9 in the 25% of the cases, while in winter the corresponding frequency value is 2%. On the other hand, for the same sizes in the 25% of the cases the non-sulfate part is equal or higher than 0.4 and 0.6 in summer and winter, respectively. In the 0.1 - 0.5 μm radius range the sulfate ratio is lower than for the smaller particles. The dependence of the sulfate ratio on the particle size is

due to the different particle formation processes that produce different size distributions.

The study of the individual cases has shown that the variation of the all particle concentration is mostly controlled by variations occurring in the sulfate concentration. The correlation between the number of all particles and the concentration of the sulfate particles is very strong. The values of the linear correlation coefficient for different sizes in winter and summer are tabulated

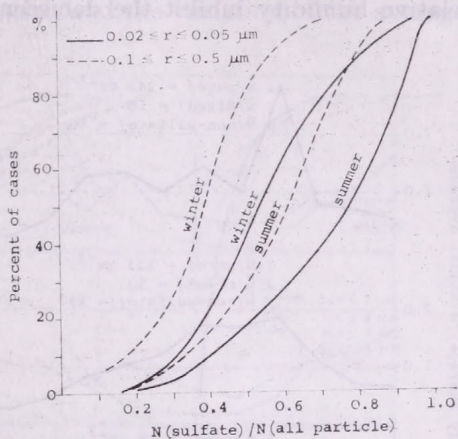


Fig. 5: The cumulative frequency distribution of the (sulfate)/(all particle) concentration ratio values for particles with radius $0,02 \leq r \leq 0,05 \mu\text{m}$ (solid lines) and $0,1 \leq r \leq 0,5 \mu\text{m}$ (dashed lines) in the winter and summer half years

in Table II. The correlation is somewhat stronger in summer than in winter and its value increases with decreasing particle size.

No correlation has been found between the individual sulfate and non-sulfate concentrations in summer. In winter, however, a weak correlation has been detected ($R = 0.45$) in the $0.1 - 0.5 \mu\text{m}$ radius range, probably because of the increased importance of the mixed sulfate particles (see Mészáros, 1978). Their formation must depend to a certain extent on the concentration of the non-sulfate particles.

Finally, the Fig. 6 illustrates the annual variation of the different aerosol components studied in this section on the basis of the monthly averages normalized to the averages of the two years. The figure demonstrates that the rather smooth annual variations shown in the Fig. 2 have been resulted from the considerable but inverse variations of the individual components.

TABLE II.

The linear correlation coefficients (R) between the sulfate and all particle concentrations and the parameters of the $N(\text{all particle}) = a \cdot N(\text{sulfate}) + b$ regression equation for different particle sizes

Size range μm	Summer			Winter		
	R	a	b	R	a	b
$0,02 \leq r \leq 0,05$	0,996	1,01	51	0,967	1,06	100
$0,05 \leq r \leq 0,1$	0,922	1,27	56	0,868	1,73	73
$0,1 \leq r \leq 0,5$	0,856	1,66	4,6	0,840	2,85	4,1

4. Viable particles

The biological (viable) particles studied in this work are primarily of two broad types — pollen and spores.

The dispersion of pollen and spores depends, among other things, on meteorological conditions like temperature, relative humidity and wind speed. Thus for pollen the dehiscence of florets (ready to discharge their pollen) is triggered by a drop in relative humidity, while low temperature and high relative humidity inhibit the dehiscence. Once liberated into the air, pollen

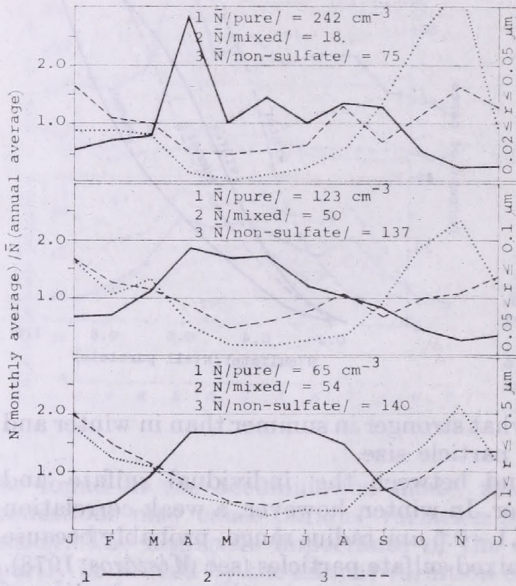


Fig. 6: The annual variation of the normalized monthly average concentrations of the pure sulfate (1), mixed sulfate (2) and non-sulfate (3) particles in different radius ranges. The annual averages (\bar{N}) are also given for each range

grains are picked up by the wind and carried to great distances. Pollen grains range between 10 and 50 μm in size. Most airborne tree pollen are shed during spring and early summer, grass pollen during midsummer and weed pollen during the late summer and fall (Jacobson and Morris, 1976).

Spores may become airborne either through violent or passive liberation. Violent discharge can take place under reasonable damp conditions or during the process of drying. Although spores may be shot up to 0.5–2 cm only, even this short distance is often sufficient to project the spores out the laminar boundary layer of air into the turbulent layers above. Passive liberation of spores involves wind, rain or insects. Bacteria, fungi, spores range between 0.3–100. μm in size (Jacobson and Morris, 1976).

The aim of our study has been to estimate the part viable particles play in controlling the variation of the aerosol concentration for different particle sizes at our sampling site. For this reason, during the evaluation of the samples no difference was taken between different types of viable particles, and clusters of several particles were considered as one particle.

The Fig. 7 shows the frequency distributions of the values of the $N(\text{viable})/N(\text{all particle})$ ratio for the individual cases in winter and summer for

different size ranges. It is obvious that the variation of this relation may be caused by variation in the concentration either of the viable or non viable particles. Thus, e.g. the highest viable ratios in the $16-32 \mu\text{m}$ radius range occurred during the flowering time of the nearby pine-forest, while in the winter season the highest values have been found in early November when soil particles were dispersed in very low concentration into the air from the wet soil surface but spores were released in considerable amount.

Finally, *Fig. 8* illustrates the annual variation of the normalized monthly averages of the viable particle concentration and the variation of the average

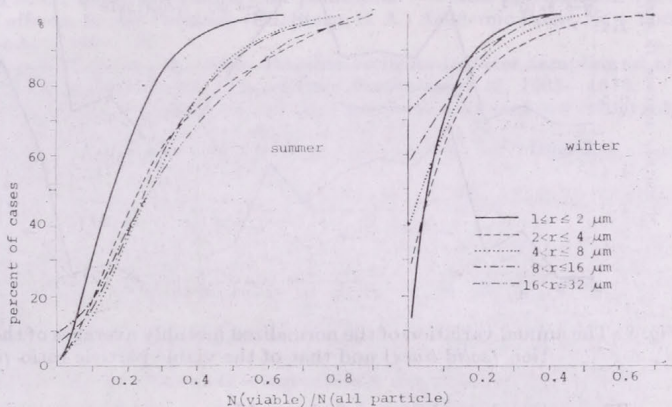


Fig. 7: The cumulative frequency distributions of the $N(\text{viable})/N(\text{all particle})$ values in different radius ranges in the summer (March–October) and winter (November–February) seasons

viable particle ratio during the year. It can be seen that the time of the occurrence of the maximum concentration values depends on the particle size.

5. Conclusions

1. The concentration of the aerosol particles of radius $r \geq 0.02 \mu\text{m}$ varied between 200 and $6,000 \text{ cm}^{-3}$ at our regional background station in the two-year time period examined (at noon). These values are comparable to those obtained for the Central European regional background air at other sites.

2. The annual variation of the particle concentration depends on the particle size. In the $0.02-0.1 \mu\text{m}$ radius range the concentration have a maximum in April. Further, the concentration of particles of radius of $0.1-1.0 \mu\text{m}$ shows a winter maximum and a summer minimum, while particles larger than $1 \mu\text{m}$ radius have their maximum concentrations in the summer months.

3. No correlation can be found between the individual concentrations of the fine particles and coarse particles but a weak correlation can be detected in winter. This indicates that the particles of different sizes are produced by different sources.

4. The concentration of the sulfate particles (pure + mixed) of radius of $0.02 \mu\text{m} \leq r \leq 0.5 \mu\text{m}$ ranges from 50 to $5,500 \text{ cm}^{-3}$, while the number of the non-sulfate particles varies between 100 and 900 cm^{-3} for the same size range.

5. The sulfate particles in the $0.02 - 0.05 \mu\text{m}$ radius range have a concentration maximum in April; in the $0.05 - 0.1 \mu\text{m}$ range the same annual variation can be detected but with smaller amplitude, while the concentration of particles of radius $r \geq 0.1 \mu\text{m}$ is nearly constant during the year.

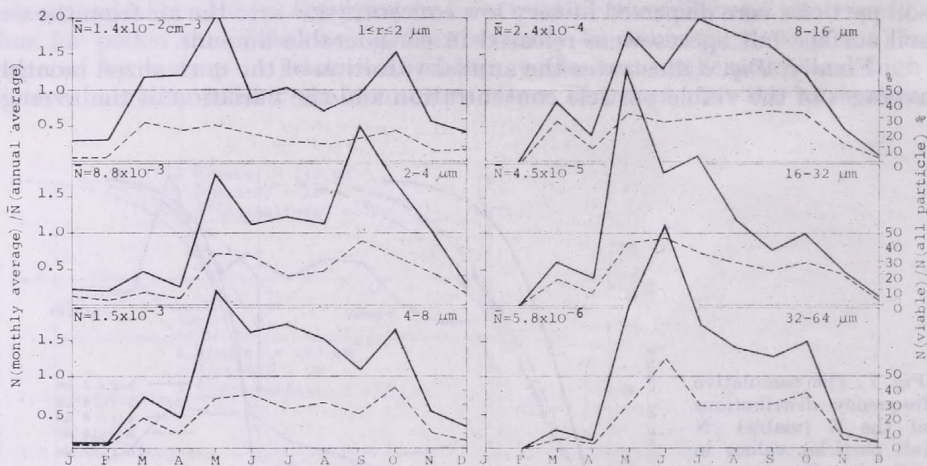


Fig. 8: The annual variation of the normalized monthly averages of the viable particle concentration (solid lines) and that of the viable particle ratio (dashed lines)

The annual variation of the sulfate particle concentration is composed of the inverse variation of the concentration of pure and mixed particles. While the pure sulfate concentration has a maximum in the spring and summer months, the concentration of the mixed particles is minimum in this season. This results in an insignificant seasonal variation in case of the larger sulfate particles.

6. The ratio of the sulfate concentration to the total particle number depends on the particle size and on the season. For particles of radius of $0.02 - 0.05 \mu\text{m}$ this ratio is higher than or equal to 0.9 in the 25% of the cases in summer, while in winter the corresponding per cent of the cases is only 2%. For the particles larger than $0.1 \mu\text{m}$ the sulfate fraction is 0.7–0.9 of the total in 25% of the cases while in winter it does not exceed the value of 0.7.

7. A very strong correlation can be found between the concentration of all particles and the sulfate concentration. The values of the linear correlation coefficient vary between 0.99 and 0.84. The smaller the particle the stronger the correlation.

8. In the coarse size range a considerable part of the particles are pollen grains and spores. In some cases their ratio reaches the 90% of the total. The monthly averages of the $N(\text{viable})/N(\text{all})$ range from 10% to 60% during spring, summer and fall, while they are 1–10% in the winter months.

REFERENCES

- Ayers, G. P., 1978: Quantitative determination of sulphate in individual aerosol particles. *Atmospheric Environment* 12, 1613–1621.
- Bigg, E. K., 1975: Stratospheric particles. *J. Atmos. Sci.* 32, 910–917.
- Butor, J. F., 1981: Contribution to the study of the atmospheric aerosol in urban, maritime and oceanic areas. *Időjárás* 85.
- Cadle, R. D., Fischer, W. H., Frank, E. R. and Lodge, J. P., 1968: Particles in the Antarctic atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 25, 100–103.
- Henry, R. C. and Hidy, G. M., 1979: Multivariate analysis of particulate sulfate and other air quality variables by principal components – Part I. Annual data from Los Angeles and New York. *Atmospheric Environment* 13 1581–1596.
- Horváth, L., 1980: A légköri kén- és nitrogénvegyületek ülepedése a magyarországi regionális háttérállomás adatai alapján. *Időjárás* 84, 340–347.
- Jacobson, A. R. and Morris, S. C., 1976: The primary air pollutants – Viable particulates. Their occurrence, sources and effects. In *Air Pollution* (Ed. Stern, C. A.) Academic Press, New York San Francisco and London, 169–195.
- Klockow, D., Jablonsky, B. and Niessner, R., 1979: Possible artifacts in filter sampling of atmospheric sulfuric acid and acidic sulfates. *Atmospheric Environment* 13, 1665–1676.
- Mamune, Y. and de Pena, R. G., 1978: A quantitative method for the detection of individual sub-micrometer size sulfate particles. *Atmospheric Environment* 12, 69–82.
- Mészáros, A., 1977: On the size distribution of atmospheric aerosol particles of different composition. *Atmospheric Environment* 11, 1075–1081.
- Mészáros, A., 1978: On the concentration and size distribution of atmospheric sulfate particles under rural conditions. *Atmospheric Environment* 12, 2425–2428.
- Mészáros, A. and Vissy, K., 1974: Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aerosol Science* 5, 101–109.
- Mészáros, A. and Horváth, L., 1980: A levegő regionális háttérszennyezettsége Magyarországon. *Időjárás* 84, 135–142.
- Ono, A., 1978: Sulfuric acid particles in subsiding air over Japan. *Atmospheric Environment* 12, 753–757.
- Popovics, M., 1975: Regionális, kül- és belterületi levegőminőség Magyarországon. *Időjárás* 79, 153–165.
- Stevens, R. K., Dzubay, T. G., Russwurm, G. and Rickel, D., 1978: Sampling and analysis of atmospheric sulfates and related species. *Atmospheric Environment* 12, 55–68.
- Tanner, R. L., Cederwall, R., Garber, R., Leahy, D., Marlow, W., Meyers, R., Phillips, M. and Newman L., 1977: Separation and analysis of aerosol sulfate species at ambient concentrations. *Atmospheric Environment* 11, 955–966.
- Whitby, K. T., 1978: The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmospheric Environment* 12, 135–159.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 4. szám. 1981. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85. No. 4. July – August 1981. Budapest

On the atmospheric deposition of nitrogen and phosphorus into Lake Balaton¹⁾

L. HORVÁTH, A. MÉSZÁROS, E. MÉSZÁROS, G. VÁRHELYI, *Institute for Atmospheric Physics, H-1675 Budapest, P.O.B. 39.*

A léggöri nitrogén és foszfor ülepedése a Balaton felszínére. A szerzők léggöri megfigyelések alapján meghatározták a léggöriből a Balatonba jutó nitrogén és foszfor mennyiségét. Vizsgálataik szerint a levegőből a tó vizébe évente 590 t nitrogén és 18 t foszfor jut. A nitrogén jelentősebb részét a csapadék szállítja a tóba ammónium- és nitrát-ionok formájában. Oldódó foszfor esetén az aeroszol részecskék száraz ülepedése is fontos szerepet játszik.

*

On the atmospheric deposition of nitrogen and phosphorus into Lake Balaton. The dry and wet deposition of nitrogen and phosphorus from the air into Lake Balaton is determined on the basis of atmospheric observations. It is found that the total air-to-water input of nitrogen and phosphorus is equal to 590 t yr⁻¹ and 18 t yr⁻¹, respectively. The major part of nitrogen is transported to the lake by precipitation as NH₄⁺ and NO₃⁻. In the case of soluble phosphorus the dry deposition of aerosol particles also plays an important part.

*

Introduction. It is well known that the atmosphere transports many trace materials to the other media of our environment owing to the dry and wet deposition of atmospheric gases and particles carried away from the emitting sources by regular and turbulent motions. Thus, considering the hydrosphere, there is an important air-to-water transfer of different substances including pollutants. According to *Galloway and Cowling (1978)* a major part of nitrogen and phosphorus input into the lakes of U.S.A is due to the removal of various atmospheric components by precipitation. The effect of the atmospheric flux on the water composition can be particularly substantial in the case of lakes with shallow water, like Balaton in Hungary (the mean depth is about 3 m). For this reason a program was started to determine the atmospheric fraction of the input of different elements into the lake. The aim of this paper is to discuss the magnitude of the dry and wet deposition of nitrogen and phosphorus since these substances are the two main nutrients involved in the lake eutrophication process.

1. Dry deposition of trace gases

Under dry weather conditions atmospheric trace gases are transported vertically by diffusion processes. In the free air turbulent diffusion is the dominant factor in the transport, while in the thin laminar layer above the adsorbing (or desorbing) surfaces molecular diffusion plays an important role. The vertical flux of trace gases can be calculated by measuring their

¹⁾ This work was sponsored by the Hungarian Academy of Sciences.

concentration gradient and the eddy diffusion coefficient (the flux is the product of the two parameters). This procedure, called the gradient method, was used to determine the flux of NO_2 and NH_3 in the air over Lake Balaton. The concentration gradient of NO_2 was determined by sampling carried out over the water surface at 0.5 m and 2.0 m during summer time in 1978. The samples were taken from a suitable small boat anchored at a distance of about 1 km from the shore of Tihany. Nitrogen dioxide was absorbed and analysed by the well known *Saltzman* (1954) method. During the sampling the wind speed was measured at the same levels as the NO_2 concentration by using anemometers of Casella type. The eddy diffusion coefficient was calculated on the basis of the vertical gradient of the wind speed that was measured. At the beginning and the end of the sampling the temperature of the air was also observed.

The NO_2 transfer was determined from the results gained in such cases when the wind blew from the lake. Thus, from the results of 10 measurements, the average NO_2 flux directed toward the surface was found to be $5.5 \times 10^{-4} \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. The deposition velocity is defined as the ratio of the flux to the concentration near the surface. Since this latter value was equal to $1.62 \mu\text{g m}^{-3}$ on an average, a deposition velocity of $3.4 \times 10^{-2} \text{cm s}^{-1}$ was obtained for NO_2 . This figure is in a good agreement with the deposition velocities measured by *Böttger et al.* (1978) under laboratory conditions for different water surfaces. Considering that *Böttger et al.* (1978) obtained for nitrogen monoxide a much smaller deposition velocity at air-water interfaces no NO flux measurements were carried out over the lake.

According to the routine measurements of the National Institute for Hygiene the yearly average NO_2 concentration at the near-shore land area around the lake is $8 \mu\text{g m}^{-3}$. Taking into account this concentration and the deposition velocity measured, the average deposition rate over the lake is equal to $2.6 \times 10^{-2} \text{t NO}_2 - \text{N km}^{-2} \text{yr}^{-1}$, which gives a total input of 15.4t yr^{-1} expressed in nitrogen equivalents.

For the determination of ammonia gas flux over the lake, similar measurements were carried out in the summer 1980 as for NO_2 discussed above. Atmospheric NH_3 was sucked through and adsorbed in a glass tube prepared with oxalic acid as proposed by *Ferm* (1979). After sampling the tubes were washed-out by bi-distilled water and the solution obtained was analyzed, after alkalization, by a NH_3 selective electrode. The $\text{NH}_4^+ + \text{NH}_3$ content and the pH of the surface water of the lake were simultaneously determined. The results of 25 measurements show that the NH_3 flux over the lake ranges from -0.02 to $+0.02 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ as a function of the difference between the NH_3 level measured in the air and the equilibrium NH_3 concentration calculated on the basis of the $\text{NH}_4^+ + \text{NH}_3$ content of the water. Considering that the average transfer is close to zero it is assumed that the upward vertical flux in a first approximation is probably balanced by the downward flux. This means that the lake does not provide a net sink for atmospheric ammonia. This is not surprising considering the pH of the lake (~ 8).

Finally, we have to emphasize that the number of these flux measurements is relatively small. Thus the above results have to be considered with caution. This is particularly true if we take into account that all the observations were carried out in summer. In this way the generalization of the NO_2 and NH_3 flux measurements is questionable. More research is needed in this field.

2. Dry deposition of N and P containing aerosol particles

The vertical transfer of aerosol particles under dry weather condition is caused by turbulent diffusion and gravitational sedimentation. Soil and other surfaces are bordered by a thin laminar layer across which particles must be transported by other processes (e.g. phoretic and Brownian motions). As

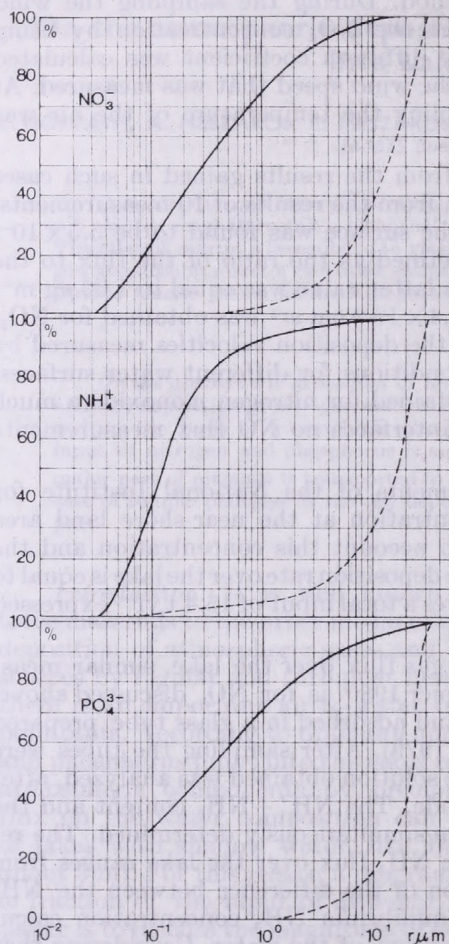


Fig. 1: Cumulative size spectrum of nitrogen and phosphorus containing aerosol particles in the air (solid line) and in the deposition (dashed line)

in the case of trace gases, the deposition of particles can be calculated by multiplying the concentration with the deposition velocity.

The dry deposition of nitrogen and phosphorus containing aerosol particles to the surface of Lake Balaton was determined in the following way. The mass concentration of nitrate, nitrite, ammonium, orthophosphate and total phosphorus in atmospheric aerosol was measured in the garden of the Meteorological Observatory of Keszthely located at the lake shore outside the town. Briefly, the atmospheric particles were collected by a high volume sampler (Sierra Instruments, Model 305) using glass fiber filters. Daily samplings

were performed between May 1 and October 4, 1978. The water soluble fraction of the samples was subtracted by bi-distilled water. The solution was subsequently analysed for NO_3^- , NO_2^- and NH_4^+ by colorimetric methods (see later). For total phosphorus analysis a part of the samples was digested with sulfuric acid to orthophosphate. The average results of the measurements are tabulated in the first row of *Table I*.

TABLE I.

Concentration and deposition rate of different components of the atmospheric aerosol

	$\text{NO}_3^- - \text{N}$	$\text{NO}_2^- - \text{N}$	$\text{NH}_4^+ - \text{N}$	total N	$\text{PO}_4^{3-} - \text{P}$	Total P
$\mu\text{g m}^{-3}$	0.82	0.004	1.6	2.4	0.012	0.027
$\text{t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$	0.14	6.8×10^{-4}	0.098	0.238	0.0037	0.0087

The mass size distribution of the nitrate and ammonium ions in atmospheric aerosol had been previously measured in a suburb of Budapest (Institute for Atmospheric Physics) by means of a Casella cascade impactor (Mészáros, 1971). The size spectrum of the orthophosphate containing particles was recently determined on the basis of samples collected daily by a high volume cascade impactor (Sierra Instruments, Model 235) backed up by glass fiber filter. This sampling was carried out in the garden of this Institute during the year 1980. It was assumed that the size distribution of the species mentioned is similar over the lake to the spectra measured near Budapest. We also supposed that the size distribution of orthophosphate and nitrate particles also gives the distribution of total phosphorus and nitrite, respectively. The solid lines in *Fig. 1* represent the measured size distribution of airborne nitrate, ammonium and orthophosphate particles.

The deposition velocity of aerosol particles of different sizes at the air-water interface was taken from the publication of *Schmel and Sutter* (1974) who measured the deposition of fluorescence uranine aerosols in a wind tunnel. On the basis of information discussed the dry input of nitrogen and phosphorus containing particles into the lake was calculated. The results of calculations are given in the second line of *Table I*, while the relative distribution of the deposition according to the particle size is plotted in *Fig. 1* (dotted lines). It is to be noted that our results for nitrate-N and phosphorus dry deposition rate are in a good agreement with those published for Lake Huron (*Delumyea and Petel*, 1978) and Lake Michigan (*Sievering et al.*, 1979). One can see from *Fig. 1* that the magnitude of the deposition becomes significant only for particles with radius larger than $10 \mu\text{m}$. Taking into account the surface area of the lake it follows from *Table II* that the total dry deposition of $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ and $\text{NO}_3^- - \text{N}$ is equal to 58 and 83 t yr^{-1} , respectively. The corresponding figure for $\text{PO}_4^{3-} - \text{P}$ is 2.2 t yr^{-1} , while it is 5.2 t yr^{-1} for total P.

TABLE II.

Recalculation factor (RF) between data of wet-only and bulk collectors

	NH_4^+	NO_3^-	NO_2^-	$\text{PO}_4^{3-} - \text{P}$	Total P
RF	0.48	0.77	0.22	0.25	0.51

3. Wet deposition of nitrogen and phosphorus

During the years 1976–1979 eight precipitation collectors operated around the lake (see Fig. 2) with the aim of determining the wet deposition. The sampling stations were located outside the towns to obtain more representative samples. At two sites (Tihany and Keszthely) open and wet-only collectors worked simultaneously, while at the other stations only open collectors functioned. All the gauges collected monthly precipitation samples.

The samples were analysed for ammonium ions by means of Nessler reagent. Colorimetric determination of nitrate ions was based on the nitration of salysilic acid with nitric acid, while the nitrite ions were identified by means of α -naphthylamine and sulfanilic acid. To detect orthophosphate ions tin dichloride and ammonium molybdate were added to precipitation samples. The bound phosphorus was analysed by digestion to orthophosphate.

On the basis of data from Tihany and Keszthely the ratio of the deposition values obtained with wet-only and open collectors was determined. The results are tabulated in Table II. By using these factors the deposition values from the other stations obtained with open collectors were re-calculated into wet-only collector data. In this way a homogeneous wet deposition data set was gained.

The average deposition rates of nitrate, ammonium, nitrite and orthophos-

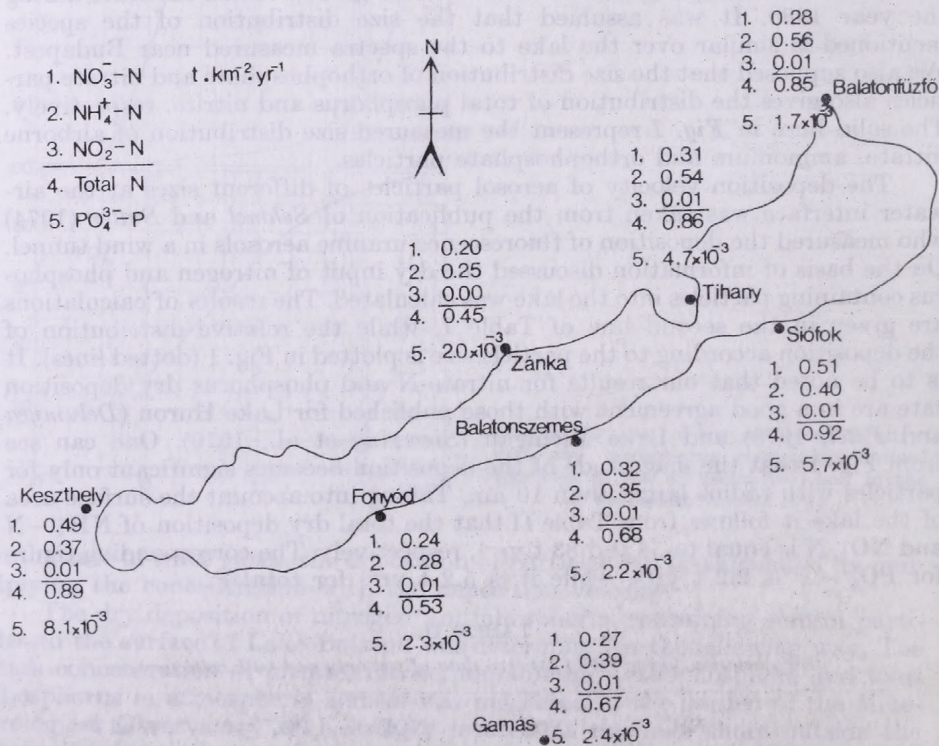


Fig. 2: Wet deposition of nitrogen and orthophosphate-phosphorus at different places around the Lake Balaton

phate are given in *Fig. 2*. The values are expressed in nitrogen and phosphorus equivalents. For the sake of simplicity the deposition of total phosphorus is not plotted, since the spatial distribution of total phosphorus is similar to that of orthophosphate. It can be seen from *Fig. 2* that on the eastern part of the lake and in Keszthely the total nitrogen deposition is relatively high. In Balatonfüzfő and Tihany the ammonium-nitrogen is the dominant factor in the nitrogen deposition, while at the stations near Siófok and Keszthely the nitrate-nitrogen plays an important part. The former fact is probably caused by the special chemical industry in the vicinity of Várpalota (about 25 km Balatonfüzfő in NW direction) and Balatonfüzfő, while the latter may be at least partly due to the intense traffic in summer at these areas or to the heating in winter. According to our previous work the mean European $\text{NO}_3^- - \text{N}$ deposition rate is equal to $0.29 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, while the corresponding figure for $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ is $0.26 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Bónis et al., 1980). These values are comparable to those gained in Zánka and Fonyód. However, at all the other stations around the lake higher deposition rates were found than the continental averages owing to the nearby anthropogenic sources. It can also be seen from *Fig. 2* that the nitrite-nitrogen deposition rate is very small as compared with the transfer of other nitrogen containing ions. Furthermore, it follows from the figure that the orthophosphate-phosphorus deposition rate is highest at the station near Keszthely. It would be very speculative to explain this situation. It is true, however, that the phosphorus content of the lake is also very high in the Keszthely bay. The wet phosphorus deposition rates presented in *Fig. 2* are in a good agreement with data for Lake Michigan (Sievering et al., 1979) and Lake Huron (Delumyea and Petel, 1978). Finally, it should be mentioned that maximum wet deposition rates of nitrogen and phosphorus can be measured during the summer half-year owing to the higher precipitation amount.

4. Conclusions

Table III contains all the deposition values calculated for the lake. It can be seen that in the case of nitrogen the wet deposition is much more important than the dry input. The ratio of wet to dry deposition is equal to 2.8. In the wet nitrogen deposition the ammonium-nitrogen is very important, while the nitrite input into the lake can be neglected. The atmospheric nitrogen transfer is equal to 590 t yr^{-1} .

In contrast to nitrogen, in the case of soluble phosphorus the dry deposition is comparable with the wet deposition. This fact can be explained by the

TABLE III.

Dry and wet input of nitrogen and phosphorus into Lake Balaton. The values are expressed in yr^{-1}

	$\text{NO}_2 - \text{N}$	$\text{NH}_4^+ - \text{N}$	$\text{NO}_3^- - \text{N}$	$\text{NO}_2^- - \text{N}$	N	$\text{PO}_4^{3-} - \text{P}$	P
dry	15	58	83	<1	156	2	5
wet	—	232	196	6	434	2	13
Σ	15	290	279	6	590	4	18

different size distribution of nitrogen and phosphorus containing aerosol particles as well as by the wet removal of NH_3 and NO_2 . The annual atmospheric input of total phosphorus into the lake is 18 t.

Finally, it should be mentioned that according to Jolánkai and Somlyódy (1981) the total input of nitrogen and phosphorus into Lake Balaton, except atmospheric transfer, is equal to 2297 and 292 t yr^{-1} , respectively. This means that the atmospheric deposition gives 26% of the nitrogen input from other sources. For phosphorus the corresponding figure is 6%. Thus it is concluded that the atmosphere is an important nitrogen pollution source of the lake.

REFERENCES

- Bónis, K., Mészáros, E. and Putsay, M., 1980: On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe. *Időjárás* 84, 57–68.
- Böttger, A., Ehhalt, D. H. and Gravenhorst, G., 1978: Atmosphärische Kreislaufe von Stickoxiden und Ammoniak. *Berichte der Kernforschungsanlage*. Jülich, Nr. 1558.
- Delumyea, R. G. and Petel, R. L., 1978: Wet and dry deposition of phosphorus into Lake Huron. *Water, Air and Soil Pollution* 10, 187–198.
- Ferm, M., 1979: Method for determination of atmospheric ammonia. *Atmospheric Environment* 13, 1385–1393.
- Galloway, J. N. and Cowling, E. B., 1978: The effects of precipitation on aquatic and terrestrial ecosystems: a proposed precipitation chemistry network. *J. Air Pollution Contr. Ass.* 28, 229–235.
- Jolánkai, G. and Somlyódy, L., 1981: Nutrient load estimation for Lake Balaton. *IIASA Collaborative Papers Series*, in press.
- Mészáros, E., 1971: The size distribution of water soluble particles in the air. *Időjárás* 75, 308–314.
- Saltzman, B. E., 1954: Colorimetric microdetermination of nitrogen dioxide in the atmosphere. *Analytical Chemistry* 26, 1949–1955.
- Sehmel, G. A. and Sutter, S. L., 1974: Particle deposition rates on a water surface as a function of particle diameter and air velocity. *J. Rech. Atm.* 8, 911–920.
- Sievering, H., Dave, M., Dolske, D. A., Hughes, R. L. and McCoy, P., 1979: An experimental study of lake loading by aerosol transport and dry deposition in the Southern Lake Michigan Basin. *EPA-905/4-79-016*, Great Lakes National Program Office, Chicago.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 4. szám. 1981. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85. No. 4. July–August 1981. Budapest

A csapadékvíz kémiai összetétele Magyarországon

HORVÁTH LÁSZLÓ, Központi Légekfizikai Intézet, H-1675, Budapest, Pf. 39.

Chemical composition of precipitation over Hungary. The aim of this paper is to determine the wet deposition of trace constituents over Hungary by means of wet-only collectors giving about two times lower values than depositions gained by bulk precipitation gauges. The results obtained by a network show that concentrations and depositions are practically homogeneous in the country. It is found that, on the basis of precipitation chemistry data, the background air pollution over Hungary is close to the overall European average. The concentrations measured in samples taken by wet-only collectors have generally an increasing trend. Data also indicate that the acidity of precipitation is controlled, first of all, by soil-derived basic calcium particles.

*

A csapadékvíz kémiai összetétele Magyarországon. A tanulmány fő célja a nyomanyagok nedves ülepedésének meghatározása volt Magyarországon. Megállapítottuk, hogy a nyitott csapadékmintavevőkkel korábban meghatározott ülepedések a különböző ionok esetében átlagosan kétszer nagyobbak, mint a csak csapadékhullás során nyitva levő mintavevőkkel meghatározott értékek. A koncentrációk és ülepedések nem mutatnak jellemző területi eloszlást. Magyarország csapadékkémiai szempontból a közepesen szennyezett európai területekhez sorolható. Megállapítottuk továbbá, hogy a csapadékkémiai jellemzők automata mintavevők használata esetén általában pozitív trendet mutatnak. A csapadékvíz savasságát Magyarországon elsősorban a légköri bázikus kalcium részecskék szabályozzák.

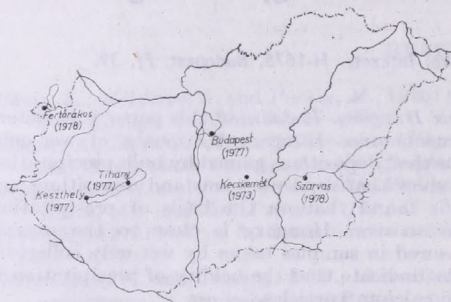
*

Bevezetés A légköri nyomanyagok kikerülési mechanizmusai közül egyik legfontosabb a nedves ülepedés. A gázok és aeroszol részecskék kimosódása a felhőben kezdődik (*rain-out* folyamat), majd a felhőalap alatt további nyomanyagok jutnak a csapadékvízbe (*wash-out* folyamat). A felszínre érkező csapadékvíz emiatt különböző komponenseket (általában szerves ionokat) tartalmaz. A csapadékvíz koncentrációja, egyéb tényezők mellett (pl. felhőfizikai paraméterek), az átmosott réteg nyomanyag tartalmától függ. A csapadékvíz kémiai összetételének vizsgálatával ezért fontos információkat nyerhetünk az átmosott réteg összetételéről, szennyezettségi állapotáról. Másrészt a nedves ülepedés ismerete a különböző nyomanyagok körforgalmának és terjedésének tanulmányozásához is fontos.

A légköri nyomanyagok a nedves kimosódás következtében más földi szférák állapotát is befolyásolják. Így a felszíni vizek és talajok pH-ja egyes helyeken csökken a csapadékvíz savassága miatt (*Galloway és Cowling, 1978; Lewis és Grant, 1980; Szabó, 1978*). Bizonyos növényi tápanyagok utánpótlása is részben vagy egészben a légkörből történik (*Kozák és Mészáros, 1971; Eriksson, 1966*). Az eutrofizálódó tavak esetén a tápanyagdúsulást jelentős

mértékben a légköri foszfor- és nitrogén-vegyületek okozzák (Galloway és Cowling, 1978; Dobolyi és Horváth, 1978; Mészáros et al., 1980). Láthatjuk tehát, hogy a csapadékvíz kémiai összetételének vizsgálata sok szempontból igen lényeges.

Csapadékkémiai vizsgálatokat már viszonylag régóta, a múlt század közepétől végeznek (Brimblecombe és Pitman, 1980). Az ötvenes, illetve hatvanas évekig publikált eredményeket Eriksson (1952 a, b) és Junge (1963) foglalta össze. Az első nemzetközi csapadékkémiai program az ötvenes években kezdődött (Egnér és Eriksson, 1955). Ez az ún. svéd hálózat főleg Nyugat- és Észak-Európára terjedt ki. Eredményei alapján mutatták ki először a



1. ábra: Az automata csapadékmintavevők elhelyezkedése Magyarországon

skandináv csapadékvizek savasodását (Barret és Brodin, 1955). A számos nemzeti és nemzetközi csapadékkémiai program közül legjelentősebbek a WMO/ BAPMon (World Meteorological Organization, Background Air Pollution Monitoring) és az ECE/EMEP (Economic Commission for Europe, European Monitoring and Evaluation Program) hálózatai (WMO, 1974; ECE/EMEP, 1977). A WMO célja elsősorban a levegő globális és regionális háttérszennyezettségének feltárása és időbeli változásának megállapítása. Az ECE program keretében a szakemberek a nyomanyagok nagytávolságú, kontinentális transzmisszióját vizsgálják.

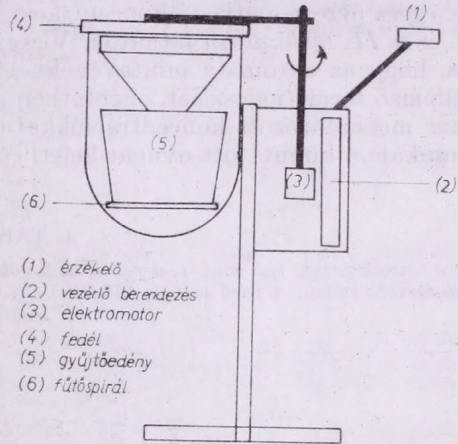
Magyarországon 1964 óta folynak csapadékkémiai vizsgálatok. Ezek alapján több tanulmány készült (Mészáros, 1965, 1973, 1974; Kozák és Mészáros, 1971; Mészáros és Várhelyi, 1975; Várhelyi, 1977; Dobolyi és Horváth, 1978; Horváth, 1978; Mészáros et al., 1980.). Az említett dolgozatokban a szerzők az ún. nyitott mintavevők eredményeit használták fel. Az állandóan nyitva levő csapadékgyűjtővel azonban nem csak a nedves ülepedést határozzuk meg, hanem a minta magában foglalja a csapadékmentes időszakokban lerakódott gázokat és részecskéket (pl. talajeredetű por) is. Mivel utóbbiak mennyisége nem azonos a természetes felszínre történő száraz ülepedéssel, nyitott mintavevők használatával fizikailag értelmezhetetlen eredményekhez jutunk. Mint a későbbiekben látni fogjuk, a nyitott mintavevők alkalmazása a különféle ionok koncentrációjában átlagosan kb. 100%-os pozitív hibát okoz.

1. Mintavétel és feldolgozás

Előbb említett mintavételi hiba kiküszöbölése céljából automata mintavevőkből álló hálózatot hoztunk létre. Az automata mintavevők csapadékmentes időszakban zárva vannak, ezáltal kiküszöbölik a talajeredetű por és

más szennyezőforrások közvetlen hatását. A csapadékmintavételi állomások elhelyezkedése és a működés kezdeti éve az 1. ábrán látható. A legrégebb ideje üzemelő mintavevő a WMO regionális háttérszennyezettség-mérő állomáson (Kecskemét – Komlósi telep) található. A többi csapadékgyűjtőt 1977-ben és 1978-ban telepítettük. Az állomások helyének kiválasztásánál igyekeztük elkerülni a közvetlenül szennyezett helyeket (kivétel a budapest – pestlőrinci csapadékgyűjtő).

Az automata csapadékmintavevő vázlatos képét a 2. ábra mutatja. Működési elve a következő. Csapadékhulláskor a cseppek az érzékelő fejre (1) kerülnek. Ezáltal áramkör záródik, melynek hatására az elektronikus vezérlő-



2. ábra: A zárt (automata) mintavevő vázlatos képe

berendezés (2) elektromotor (3) segítségével leemeli a mintavevő tetejét (4). Ekkor a csapadék akadálytalanul a gyűjtőedénybe (5) hullik. Csapadékhullás befejeződésekor az érzékelőfej megszárad, az áramkör megszakad és a fedél visszacsukódik. Az érzékelőfejet és a mintavevő edény terét szükség szerint termosztálni kell (6). Erre különösen negatív hőmérsékletek esetén van szükség. A csapadékmintavevő edény felső pereme 1 m magasságban van a talajfelszíntől. A mintavevőnek a csapadékvízzel érintkező részei kémiaailag inert (polietilén) anyagból készültek.

Bár egyes adatokat már felhasználtunk (Mészáros és Horváth, 1980; Horváth, 1980 a, b), a hálózat eredményeit elemző, összefoglaló tanulmány még nem készült. E munka célja a Magyarországon több éve működő automata csapadékmintavevő hálózat eredményeinek bemutatása és értékelése. A trendvizsgálataink során ezen kívül felhasználjuk az 1965 óta rendelkezésre álló budapesti nyitott mintavevő eredményeit is.

A havi csapadékmintákat a mintavétel befejeződése után membránszűrőn átszűrtük, majd meghatároztuk a pH-t, az elektromos fajlagos vezetőképességet, továbbá a nátrium, kálium, magnézium, kalcium, ammónium, szulfát, nitrát, nitrit, klorid és ortofoszfát ionok koncentrációit. Az analíziseket részletebben Kozák és Mészáros (1971) írják le. Az ülepedéseket az adott ion koncentrációjának és a havi csapadékösszegnek a szorzatából kaptuk meg. Ez utóbbit Hellmann-rendszerű csapadékmérővel mértük. A koncentráció átlagolásánál a csapadékmennyiséget súlyozó faktorként vettük figyelembe. A pH

átlagolásánál először a hidrogén ion koncentrációt súlyoztuk a csapadékmennyiséggel, majd a kapott értéket pH egységgé számoltuk vissza. Az összetett ionok koncentrációit és ülepedéseit, az össz-ion koncentrációkat és ülepedéseket kivéve, N, S és P egyenértékekben fejeztük ki. A következő fejezetekben az így módon kapott eredményeket mutatjuk be, illetve értékeljük.

2. A koncentráció és a nedves ülepedés évi átlagértékei Magyarországon

A hat automata mintavevőt használó állomás (ld. 1. ábra) 2–7 évi adatról kiszámítottuk a féléves (április – szeptember, ill. október – március) és az egész évre vonatkozó koncentráció és nedves ülepedés átlagokat. Ezek az I. és a II. táblázatban láthatók. Vizsgálataink egyik legfontosabb eredménye az, hogy az automata mintavevőkkel meghatározott értékek nem mutatnak jellemző területi eloszlást, ellentétben a nyitott csapadékgyűjtőkkel korábban már meghatározott koncentrációkkal (Kozák és Mészáros, 1971). Az említett munkában kimutatott nyugat-keleti és észak-déli koncentráció-növekedéseket

I. TÁBLÁZAT

A κ vezetőképesség ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), a pH és az ionok koncentrációinak átlagértékei ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) automata mintavevők esetén. A felső szám a téli félévre, a középső a nyárra, míg az alsó érték az egész évre vonatkozik

	κ	pH	$\text{NH}_4^+\text{-N}$	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	$\text{NO}_2^- \text{-N}$	$\text{NO}_3^- \text{-N}$	$\text{SO}_4^{2-} \text{-S}$	$\text{PO}_4^{3-} \text{-P}$	Összion
Budapest	44	4,4	1,87	0,49	0,22	0,40	1,97	1,85	0,01	0,62	2,38	0,01	17,4
	36	4,9	1,46	0,48	0,27	0,35	1,68	0,73	0,01	0,58	2,66	0,00	16,7
	39	4,6	1,63	0,49	0,25	0,37	1,78	1,16	0,01	0,59	2,55	0,00	17,0
Kecskemét	31	4,2	1,47	0,46	0,28	0,33	1,04	1,38	0,00	0,56	1,99	0,02	14,1
	26	4,0	1,65	0,45	0,40	0,27	0,99	0,92	0,01	0,53	1,79	0,01	13,1
	28	4,1	1,58	0,46	0,35	0,30	1,01	1,11	0,01	0,54	1,87	0,02	13,5
Szarvas	30	4,6	1,19	0,70	0,27	0,31	1,94	1,40	0,01	0,57	1,49	0,01	13,3
	31	4,6	1,12	0,66	0,29	0,21	1,38	0,62	0,00	0,59	1,80	0,01	12,7
	31	4,6	1,15	0,68	0,28	0,25	1,64	0,98	0,01	0,58	1,66	0,01	12,9
Keszthely	30	4,9	0,96	0,86	0,42	0,51	1,86	1,57	0,01	0,67	1,79	0,02	15,0
	29	5,4	0,60	0,48	0,31	0,58	1,41	0,81	0,01	0,66	1,66	0,00	12,2
	29	5,2	0,73	0,61	0,35	0,55	1,58	1,09	0,01	0,66	1,71	0,01	13,2
Tihany	32	4,5	1,08	0,60	0,38	0,52	2,42	1,27	0,05	0,64	2,07	0,03	15,7
	34	4,4	0,88	0,78	0,68	0,80	2,13	0,81	0,14	0,49	2,17	0,04	14,9
	33	4,6	0,96	0,71	0,57	0,67	2,24	0,98	0,11	0,55	2,13	0,04	15,2
Fertőrákos	33	4,2	1,21	0,59	0,28	0,46	1,80	1,13	0,02	0,75	1,71	0,02	17,1
	23	5,7	0,77	0,29	0,23	0,17	1,83	0,68	0,01	0,45	1,03	0,01	9,3
	26	4,6	0,93	0,36	0,25	0,27	1,82	0,83	0,01	0,56	1,27	0,01	12,0
Országos átlag	33	4,4	1,29	0,61	0,31	0,48	1,81	1,43	0,02	0,64	1,90	0,02	15,4
	29	4,6	1,04	0,49	0,36	0,39	1,59	0,77	0,03	0,55	1,81	0,01	13,0
	31	4,5	1,14	0,54	0,34	0,42	1,66	1,02	0,02	0,58	1,85	0,01	13,9

ezek szerint a talajeredetű hatások területi változása okozta. Ebből arra következtethetünk, hogy a nagyobb méretű (kontinentális, regionális) szennyeződési folyamatokból származó éves nedves ülepedés meghatározásához elegendő egy-két automata mintavevőt elhelyezni Magyarországon. A II. táblázatban összehasonlítás céljából feltüntettük a nyitott mintavevőkkel korábban meghatározott (Kozák és Mészáros, 1971) ülepedéseket is. Ha ezeket 100%-nak vesszük, akkor az automata mintavevőkkel meghatározott nedves ülepedés

II. TÁBLÁZAT

A csapadékmennyiség (mm.félév⁻¹, ill. mm.év⁻¹) és az ionok ülepedésének (mg.m⁻². év⁻¹, ill. mg.m⁻². félfév⁻¹) értékei az automata mintavevők használata esetén. A felső szám a téli, a középső a nyári félfévre, míg az alsó érték az egész évre vonatkozik. A táblázatban látható nyitott mintavevők országos átlagai átvéve Kozák és Mészáros (1971) munkájából. A legelső sor a nedves ülepedést az egész ország területére adja meg

	P	H ⁺	NH ₄ ⁺ -N	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₂ ⁻ -N	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻ -S	PO ₄ ³⁻ -P	Összion
Budapest	209	7,9	391	100	45	97	411	387	1,7	130	498	1,4	3630
	319	3,9	467	154	85	113	563	246	1,7	194	896	0,5	5320
	528	11,8	858	254	130	210	974	633	3,4	324	1349	1,9	8950
Kecskemét	227	13,0	334	118	72	82	229	325	1,0	128	446	5,5	3190
	339	30,9	558	157	140	97	343	312	1,6	180	608	2,8	4430
	566	43,9	892	275	212	178	572	637	2,6	308	1054	8,3	7620
Szarvas	204	5,3	243	142	55	63	396	285	1,9	118	303	1,9	2703
	238	5,4	266	148	68	57	329	148	0,8	141	429	1,8	3020
	442	10,7	509	290	123	120	725	433	2,7	259	732	3,7	5720
Keszthely	234	2,8	224	201	99	144	436	368	1,2	155	418	5,5	3500
	410	1,7	245	195	127	218	579	333	3,5	271	679	1,0	5020
	644	4,5	469	396	226	362	1015	701	4,7	426	1097	6,5	8520
Tihany	226	8,6	245	127	80	141	510	286	11,1	142	467	7,2	3560
	375	9,8	329	268	243	271	759	288	50,9	176	774	14,2	5580
	601	18,4	574	395	323	412	1269	574	62,0	318	1241	21,4	9140
Fertőrákos	228	15,1	276	113	64	104	409	257	4,2	172	391	3,4	3890
	426	0,7	330	123	100	69	778	289	4,0	191	438	3,0	3970
	654	15,8	606	236	164	173	1187	546	8,2	363	829	6,4	7860
Országos átlag (automata mintavevők)	221	8,7	286	134	69	106	399	318	3,5	141	421	4,2	3410
	352	8,8	366	174	128	138	559	269	10,5	193	637	3,9	4560
	573	17,5	652	308	197	244	958	587	14,0	334	1058	8,1	7970
Országos átlag (nyitott mintavevők)			480	530	270		1260	420	10,0	270	1070		
			430	410	400		1540	480	10,0	260	1290		
			910	940	670		2800	900	20,0	530	2360		
Egész ország (Gg. év ⁻¹)	1,6	61	29	18	23	89	55	1,3	31	98	0,8	741	

átlagaink nátriumnál, káliumnál és kalciumnál a „nyitott” érték 29–34%-át adják. Nitrát, nitrit, klorid és ammónium ionoknál a megfelelő érték 63–72 %-kal, míg a szulfát ion esetében 45%-kal egyenlő. A fajlagos vezetőképesség, mely az ionok mennyiségével arányos, a talajeredetű és egyéb szennyező hatások kiküszöbölésével 60–70 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ -ről 31 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ -re csökken.

A táblázat utolsó sorában az egész Magyarország területére vonatkozó nedves ülepedéseket tüntettük fel. Láthatjuk, hogy a pH évi átlaga Magyarországon 4,5. Ez egy egységgel savasabb a légköri szén-dioxid által szabályozott 5,6-os egyensúlyi értéknél. A csapadékvízzel tehát jelentős mennyiségű sav ülepszik Magyarországon. Ez, különösen savanyú talajok esetén, csökkentheti annak tápanyag-szolgáltató képességét, ronthatja minőségét (Szabó, 1978).

A növényi tápanyag ellátás szempontjából lényeges N, P és K vegyületek közül főleg az összes nitrogén (ammónium, nitrát és nitrit) és a kálium nedves ülepedése érdemel figyelmet. A nitrogén vegyületek éves ülepedése 1,0 gNm^{-2} év^{-1} (10 kgN ha^{-1} év^{-1}), míg a káliumé 0,2 gK m^{-2} év^{-1} (2 kgK ha^{-1} év^{-1}). Ezek az értékek egyrészt a tápanyag utánpótlás szempontjából nem elhanyagolhatók, másrészt pl. a Balaton eutrofizációját tekintve, kifejezetten károsak (Mészáros et al., 1980).

Az I. és a II. táblázatból az is kitűnik, hogy a koncentrációk általában a téli félévben, míg az ülepedések a nyári félévben magasabbak. Ez elsősorban arra vezethető vissza, hogy a nyári félévben nagyobb a csapadék mennyisége.

Felmerül a kérdés, hogy országos átlagaink hogyan viszonyulnak a nemzetközi hálózat (WMO) eredményeihez. Szulfát ion esetén az országos átlag méréseink szerint 1,9 $\text{mgS}\cdot\text{l}^{-1}$. Wallén (1979) európai izovonalas térképen Magyarország az 1,5–2,5 $\text{mgS}\cdot\text{l}^{-1}$ -es koncentráció-mezőben fekszik. Ez megfelel Skandinávia déli, illetve Nagy-Britannia nyugati részén mért értékeknek. Az Észak-Franciaország és az NDK között húzódó maximális koncentrációjú területen 5 $\text{mgS}\cdot\text{l}^{-1}$ -nél magasabb értékeket mérnek. Magyarország szulfát szempontjából tehát a közepesen szennyezett területekhez tartozik Európában. Wallén (1979) szerint a koncentráció Közép-Európától délre és északra haladva egyaránt csökken. Észak-Skandináviában, illetve a Földközi-tenger környékén éri el a minimális 1 $\text{mgS}\cdot\text{l}^{-1}$ -es értéket.

Nitrát ion esetén az általunk mért érték 0,6 $\text{mgN}\cdot\text{l}^{-1}$. Wallén (1979) munkájában hazánk nagy része a 0,5–1,0 $\text{mgN}\cdot\text{l}^{-1}$ izovonalak között helyezkedik el. Hasonló koncentrációkat találhatunk Dél-Skandináviában, illetve Nagy-Britannia nyugati részén. A koncentráció maximum (3 $\text{mgN}\cdot\text{l}^{-1}$) Közép-Európában, a sűrűn iparosított területeken (NDK, NSZK) található. 0,2 $\text{mgN}\cdot\text{l}^{-1}$ értéket csak Észak-Skandináviában, illetve a Földközi-tenger környékén mértek. A nitrát eloszlása tehát hasonló a szulfatéhoz Európában. Magyarország a nitrát szempontjából is a közepesen szennyezett európai területekhez tartozik.

3. A csapadékkémiai jellemzők trendje

Az egyre növekvő antropogén szennyezőanyag-kibocsátás következtében bizonyos nyomanyagok légköri koncentrációja állandóan növekszik. Ez együtt jár a nedves ülepedés, illetve a csapadékvízben mérhető koncentrációk növekedésével. A nyomanyagok légköri koncentrációjának változása egyrészt klímaváltozáshoz vezethet, másrészt a megnövekedett nedves ülepedés más földi szférákban okozhat irreverzibilis változásokat. A csapadékvíz összetételének trend-vizsgálata ezért a levegőkémia egyik legfontosabb feladatává vált.

A különböző ionok koncentrációjának és ülepedésének időbeli változását már többen kimutatták. A legrégebbre visszatekintő vizsgálat (*Brimblecombe és Pitman, 1980*) szerint Angliában az 1850-es évek óta a nitrát ülepedés több mint kétszeresére nőtt. 1880 óta hasonlóképpen megnövekedett a szulfát ülepedés is. A pH az utóbbi 10–15 évben csökkenni kezdett és 0,5 egységgel savas irányba tolódott. Ezzel szemben a klorid és ammónium ülepedés a vizsgált időszak alatt gyakorlatilag állandó maradt. E komponensek ülepedését tehát az antropogén tevékenység nem befolyásolta számottevően.

Amerikai kutatók 1915–1976-os csapadékkémiai adatok alapján jelentős (4–5 szörös) nitrát koncentráció emelkedést mutattak ki (*Likens, 1976; Galloway és Cowling, 1978*). A pH az USA-ban az utolsó 20 évben 1–2 egységgel csökkent.

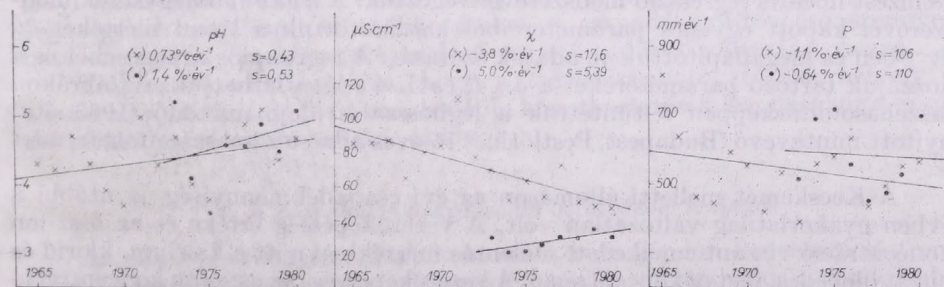
A csapadékvíz savasodását az utóbbi évtizedekben főleg Dél-Skandináviában, újabban Észak Amerika keleti részén figyelték meg (*Oden, 1976; Galloway és Cowling, 1978; Söderlund és Granat, 1980*), de újabb vizsgálatok alapján már az USA kevésbé szennyezett nyugati részén is csökkent a csapadékvíz pH-ja és ezzel párhuzamosan emelkedett a nitrát koncentrációja (*Lewis és Grant, 1980*).

Kayser et al. (1974) európai vizsgálatai is kimutatták, hogy a NSZK-ban 1967 és 1972 között a pH átlagosan majdnem 0,5 egységgel csökkent, sőt egyes helyeken (Fekete-erdő) a csökkenés elérte a 0,8 egységet.

Söderlund és Granat (1980) is rámutatott arra, hogy Skandináviában az utóbbi időben jelentősen megnőtt a csapadékvíz savassága és nőtt a nitrát koncentrációja, miközben a szulfát mennyisége gyakorlatilag nem változott. Ezzel ellentétben *Wallén (1979)* 1972–1976-ra, valamint *de Bary és Junge (1963)* 1954–59-re vonatkozó vizsgálatainak összehasonlításából kitűnik, hogy Európában általában mindenütt emelkedett a szulfát koncentráció.

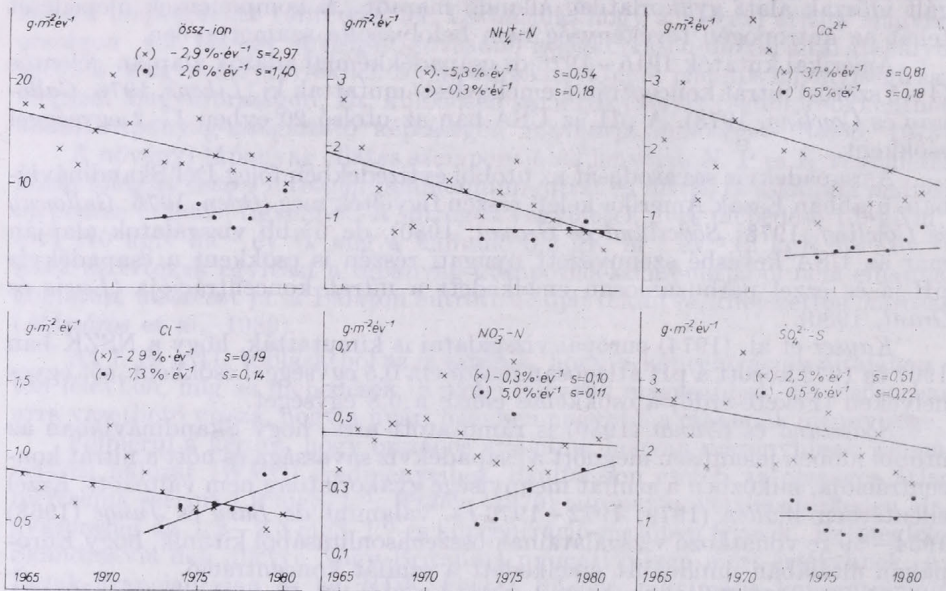
Munn és Rodhe (1971) 1951 és 1969 között mérsékelt (2–3%-os) szulfát koncentráció növekedést mutatott ki Dél-Skandináviában, ami jóval kisebb mint a kén-emisszió növekedésének mértéke. Véleményük szerint a trendet nem csak az emisszió, hanem az általános cirkulációs viszonyok megváltozása is okozhatja.

Meg kell említenünk még *Gallagher (1969)* írországi eredményeit is, melyek szerint a csapadékvíz szulfát koncentrációja 1958 és 1964 között inkább csökkent, mint emelkedett. Végül megjegyezzük, hogy *Georgii (1981)* a WMO regionális állomásainak adatai (1972–1978) alapján nem mutatott ki globális léptékben pH csökkenést. Adatai alapján azonban egyes helyeken (pl. Észak-Amerika keleti része) regionális léptékű savasodás tapasztalható.



3. ábra: A pH, a vezetőképesség és az éves csapadékösszeg trendje a budapesti nyitott (x) és a kecskeméti automata (●) mintavevők esetén

Budapest–Lőrinc-i állomásunkon nyitott mintavevővel kapott adatok szerint 1965 és 1977 között a pH és a nitrát ion koncentrációja gyakorlatilag változatlan volt, a többi ion koncentrációja (és ülepedése) pedig kismértékben csökkent. Vezetőképesség esetében ez a csökkenés 0,1-es valószínűségi szinten szignifikáns (Horváth, 1978).



4. ábra: Az ionok ülepedésének trendje a budapesti nyitott (x) és a kecskeméti automata (•) mintavevők adatai alapján

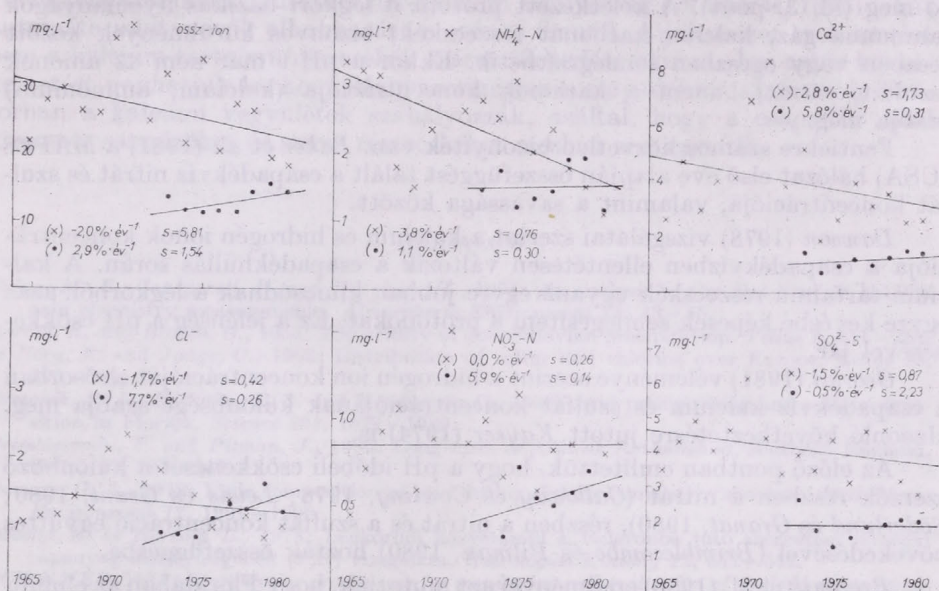
Ugyancsak hazai vizsgálat szerint (Szabó, 1978) Baranya megyében 1972 és 1977 között nyitott mintavevőkkel gyűjtött csapadékminták pH-ja kb. egy egységgel savas irányba tolódott.

Magyarországon a trendvizsgálatokat eddig nyitott mintavevőkkel végezték. Mivel ennek eredményei az említett okok miatt megbízhatatlanok, kiválasztottuk a legrégebben (1973 óta) üzemelő mintavevőt (Kecskemét, Komlósi-telep) és ennek 8 éves adatsora alapján meghatároztuk a csapadékvíz koncentrációk és nedves ülepedések éves értékeinek időbeli változásait. A trendelemzést lineáris regresszió módszerével végeztük. A legkisebb négyzetek módszerével kapott egyenes paramétereiből kiszámítottuk a trend mértékét % év⁻¹-ben és megállapítottuk az adatok szórását. A regressziós egyeneseket és a hozzájuk tartozó paramétereket a 3., 4. és 5. ábrákon láthatjuk. Az ábrákon összehasonlításképpen feltüntettük a leghosszabb ideje működő (1965 óta) nyitott mintavevő (Budapest, Pestlőrinc) 16 éves adatsorából számított trendet is.

A Kecskemét melletti állomáson az évi csapadékmennyiség az utóbbi 8 évben gyakorlatilag változatlan volt. A vezetőképesség értéke és az össz-ion koncentráció viszont emelkedett. Jelentős mértékben nőtt a kalcium, klorid és nitrát ülepedés, illetve koncentráció. A vezetőképesség, az össz-ion koncentráció és a klorid koncentráció esetében a trend $p=0,1$ -es valószínűségi szinten tekinthető reálisnak. A többi ionnál lényeges változás nem figyelhető meg. A pH a

várakozással ellentétben nem csökkent, hanem kis mértékben nőtt. Ez a növekedés azonban még $p=0,1$ -es valószínűségi szinten sem szignifikáns.

A budapesti nyitott mintavevő kétszer hosszabb adatsora alapján a vezetőképeség, valamint a legtöbb ion koncentrációja és ülepedése csökken. Ez a csökkenés klorid és kalcium ülepedés esetén $p=0,1$, szulfát és ammónium üle-



5. ábra: Az ionok koncentrációjának trendje a budapesti nyitott (x) és a kecskeméti automata (●) mintavevők esetén

pedés esetében pedig $p=0,05$, illetve $p=0,01$ valószínűségi szinten szignifikáns. Az össz-ion koncentráció, az ammónium koncentráció valamint a vezetőképeség csökkenésének szignifikancia szintje rendre $p=0,1$, $p=0,02$ és $p=0,001$.

Míg a Kecskemét melletti állomáson a koncentrációk és az ülepedések időbeli növekedést mutatnak, addig a budapesti állomás adatai alapján ennek az ellenkezőjét tapasztaljuk. Ez a jelenség valószínűleg két okra, a mintavételi módszerek közti különbségre (nyitott és automata mintavevők), valamint helyi hatásokra vezethető vissza. Elképzelhető, hogy a budapesti mintavevő segítségével megállapított csökkenéseket a csapadégyűjtőt érő szennyező hatások (száraz ülepedés, talajeredetű por stb.) időbeli változása okozza.

Tekintettel azonban arra, hogy a trendvizsgálatokat csak néhány év adatai alapján tudtuk elvégezni, további következtetések levonásához a csapadékkémiai mérések folytatása szükséges.

4. A csapadékvíz savasságát befolyásoló tényezők

Az előző pontban már foglalkoztunk a hidrogén-ion koncentráció trendjével és megemlítettük ennek más ionoktól (szulfát, nitrát) való függését. Ebben a fejezetben részletesebben megvizsgáljuk, hogy a csapadékvíz hidrogén-ion koncentrációját milyen tényezők alakítják ki.

A csapadékvíz savasságát tárgyaló tanulmányok szerint a csapadékvíz pH-ját általában négy komponens szabja meg: szulfát, nitrát, ammónium és kalcium. A savasságot elsősorban a kén-dioxid, nitrogén-dioxid és salétromsav, illetve a savas aeroszol részecskék kimosódása okozza. Ha a savak disszociációja során képződött proton nem semlegesítődik, a csapadékvíz pH-ja és szulfát, illetve nitrát koncentrációja között szoros összefüggés állapítható meg (ld. 3. pont). A keletkezett protont a légköri bázikus nyomanyagok (ammónia gáz, kalcium-karbonát részecskék) bizonyos körülmények között részben vagy egészben semlegesíthetik. Ekkor a pH-t már nem az anionok (szulfát, nitrát), hanem a kationok koncentrációja (kalcium, ammónium) szabja meg.

Fentiekre számos közvetlen bizonyíték van. *Baker et al.* (1981) a MAP3S (USA) hálózat első éve alapján összefüggést talált a csapadékvíz nitrát és szulfát koncentrációja, valamint a savassága között.

Dawson (1978) vizsgálatai szerint a kalcium és hidrogén ionok koncentrációja a csapadékvízben ellentétesen változik a csapadékhullás során. A kalcium tartalmú részecskék ugyanis egyre jobban kimosódnak a légkörből, azaz egyre kevésbé képesek semlegesíteni a protonokat. Ez a jelenség a pH csökkenésével jár.

Georgii (1981) véleménye szerint a hidrogén ion koncentrációját elsősorban a csapadékvíz kalcium és szulfát koncentrációjának különbsége szabja meg. Hasonló következtetésre jutott *Kayser* (1974) is.

Az előző pontban említettük, hogy a pH időbeli csökkenését a különböző szerzők részben a nitrát (*Galloway és Couling*, 1978; *Lewis és Grant*, 1980; *Söderlund és Granat*, 1980), részben a nitrát és a szulfát koncentráció együttes növekedésével (*Brimblecombe és Pitman*, 1980) hozták összefüggésbe.

Brezonik et al. (1980) eredményei azt mutatják, hogy Floridában az elmúlt 25 évben a savasság emelkedett, miközben a szulfát 1,6-, a nitrát 4,5-szörösére nőtt a csapadékvízben. Megállapították, hogy a hidrogén ion koncentráció a szulfát koncentrációjával egyenes, a kalciuméval fordított arányban áll.

Mészáros (1966) nyitott mintavevők adatai alapján kimutatta, hogy a csapadékvíz pH-ja és kalcium ion koncentrációja között pozitív összefüggés van.

Kasina (1980) Lengyelország területén végzett mérései szerint nincs összefüggés a szulfát ion koncentráció és a savasság között a csapadékvízben.

Láthatjuk tehát, hogy különböző helyeken különböző tényezők befolyásolhatják a csapadékvízben kialakult pH-t. Meg kell említenünk azonban a mintavételi és mérési módszerek közti különbségeket (*Tyree*, 1981), ami az összehasonlításokat nehezé teszi. A csapadékvíz savassága például még nincs egységesen definiálva. Előfordul, hogy a szénsavnál gyengébb savakat is (pl. ammónium ion) figyelembe vesznek a meghatározás során (*Kasina*, 1980).

Vizsgáljuk meg ezek után, hogy a csapadékvíz pH-ját milyen tényezők befolyásolják Magyarországon. E célból az automata mintavevők adatai alapján összefüggést kerestünk a pH és a szulfát, nitrát, kalcium és ammónium ionok koncentrációja között a csapadékvízben. Elfogadhatóan szoros korrelációt ($r=0,4$, $n=177$, $p=0,001$) csak a pH és a kalcium között kaptunk. A többi ion esetén r értéke 0,2 alatt maradt.

Ugyancsak nem kaptunk összefüggést a pH és a következő mennyiségek között: kationok összege, anionok összege, előbbieik különbsége és hányadosa, kalcium és szulfát ionok különbsége és a csapadékmennyiség. Számításaink során a koncentrációkat gekv.l^{-1} egységekben fejeztük ki.

Hazai adatok alapján nem sikerült tehát kimutatni a szulfát és nitrát ionok koncentrációja és a csapadékvíz savassága közti összefüggést. Ez valószínűleg a kalcium tartalmú bázikus aeroszol részecskék viszonylag magas légköri koncentrációjával magyarázható. A kalcium részecskék kimosódása csökkenti a hidrogén ion koncentrációt, megszüntetve ezáltal a szulfát, nitrát és a hidrogén ion koncentrációi közt fennálló kapcsolatot. A nyitott mintavevőkkel korábban kimutatott pH-kalcium arányosság (Mészáros, 1966) tehát automata mintavevők alkalmazása esetén is fennáll. A jelenséget ezek szerint nem a kalcium tartalmú részecskék száraz ülepedése okozza. Így azt a következtetést vonhatjuk le, hogy Magyarországon a csapadékvíz savasságát elsősorban a kalcium vegyületek szabályozzák, azáltal, hogy a csapadék által kimosott savgőzőket és savas részecskéket részben semlegesítik.

IRODALOM

- Baker, M. B., Camiparoli, D. and Harrison, H., 1981: An analysis of the first year of MAP3S rain chemistry measurements. *Atmospheric Environment* 15, 43–55.
- Barrett, E. and Brodin, G., 1955: The acidity of Scandinavian precipitation. *Tellus* 7, 251–257.
- de Bary, E. and Junge, C., 1963: Distribution of sulfur and chlorine over Europe. *Tellus* 15, 370–381.
- Brezonik, P. L., Edgerton, E. S. and Hendry, C. D., 1980: Acid precipitation and sulfate deposition in Florida. *Science* 208, 1027–1029.
- Brimblecombe, P. and Pitman, J., 1980: Long-term deposit at Rothamsted, southern England. *Tellus* 32, 261–267.
- Dawson, G. A., 1978: Ionic composition of rain during sixteen convective showers. *Atmospheric Environment* 12, 1991–1999.
- Dobolyi, E. és Horváth L., 1978: Légkörből közvetlenül a Balatonba jutó szervesetlen növényi tápanyag mennyiségének (P,N) vizsgálata. *Hidrológiai Közöny* 12, 547–552.
- ECE/EMEP, 1977: Co-operative programme for monitoring and evaluation of the long range transmission of air pollutants in Europe. (EMEP/CHEM, –3/77), Norwegian Institute for Air Research, Lillestrom, Norway.
- Egnér, H. and Eriksson, E., 1955: Current data on the chemical composition of air and precipitation. *Tellus* 7, 134–139.
- Eriksson, E., 1952 a: Composition of atmospheric precipitation. I. Nitrogen compounds. *Tellus* 4, 215–232.
- Eriksson, E., 1952 b: Composition of atmospheric precipitation. II. Sulfur, chloride, iodine compounds. Bibliography. *Tellus* 4, 280–303.
- Eriksson, E., 1966: Air and precipitation as sources of nutrients. In: *Handbuch der Pflanzenernährung und Düngung*. (Ed.: Linsler, H.) Vol II, Part I, Wien, Springer, 774–792.
- Gallagher, P. A., 1969: The effect of sulphur in fertilisers, rainwater and soils on crop nutrition. *The scientific proceedings of the Royal Dublin Society*, Dublin. Ser. B. 2, 191–204.
- Galloway, J. N. and Cowling, E. B., 1978: The effects of precipitation on aquatic and terrestrial ecosystems: a proposed precipitation chemistry network. *Journal of the Air Pollution Control Association* 28, 229–235.
- Georgii, H. W., 1981: Review of the acidity of precipitation according to the WMO-network. *Időjárás* 85, 1–9.
- Horváth, L., 1978: A csapadékvíz kémiai összetétele és a légköri nyomanyagok depozíciója Budapesten. *Időjárás* 82, 211–224.
- Horváth, L., 1980 a: Effect of the sampling period and method on the measured rate of wet deposition of inorganic compounds. *Időjárás* 84, 130–134.
- Horváth, L., 1980 b: A légköri kén- és nitrogén-vegyületek ülepedése a magyarországi regionális háttérállomás adatai alapján. *Időjárás* 84, 340–347.
- Junge, C., 1963: Air chemistry and radioactivity. *Academic Press*, New York–London.
- Kasina, S., 1980: On precipitation acidity in Southeastern Poland. *Atmospheric Environment* 14, 1217–1221.
- Kayser, K., Jessel, U., Köhler, A. und Röncke, G., 1974: Die pH-Werte des Niederschlages in der BR Deutschland 1967–1972. *Komm. z. Erforschung der Luftverunreinigung*. Mitt. IX.
- Kozák, M. és Mészáros, E., 1971: Magyarországi csapadékvizek kémiai összetétele és mezőgazdasági jelentősége. *Agrokémia és Talajtan* 20, 329–352.

- Lewis, W. M. and Grant, M. C. (Jr.), 1980: Acid precipitation in the western United States. *Science* 207, 176–177.
- Likens, G. E., 1976: Acid precipitation. *Chem. Eng. News* 54, 29.
- Mészáros, E., 1965: Összefüggés a csapadékvíz mennyisége és kémiai összetétele között. *Időjárás* 69, 257–262.
- Mészáros, E., 1966: On the origin and composition of atmospheric calcium compounds. *Tellus* 18, 262–265.
- Mészáros, E., 1973: A csapadékvíz kémiai összetétele Közép-Európában. *Időjárás* 77, 35–47.
- Mészáros, E., 1974: On the spring maximum of the concentration of trace constituents in atmospheric precipitation. *Tellus* 26, 402–407.
- Mészáros, E. and Várhelyi, G., 1975: On the concentration size distribution and residence time of sulfate particles in the lower troposphere. *Időjárás* 79, 267–273.
- Mészáros, E. és Horváth L., 1980: A levegő regionális háttérszennyezettsége Magyarországon. *Időjárás* 84, 135–142.
- Mészáros, E., Horváth L., Mészáros Á. és Várhelyi G., 1980: A légszennyeződések hatása a Balaton vízminőségére. MTA/VEAB Monográfiái 6, 87–101.
- Munn, R. E. and Rodhe, H., 1971: On the meteorological interpretation of the chemical composition of monthly precipitation samples. *Tellus* 23, 1–13.
- Oden, S., 1976: *Water, Soil and Air Pollution* 6, 137.
- Söderlund, R. and Granat, L., 1980: International Meteorological Institute in Stockholm. Annual Report, July 1979–June 1980, Stockholm.
- Szabó, L., 1978: A csapadékvizek pH értékének területi és időbeni alakulása Baranyában. *Az Országos Immisziómérő Hálózat Módszertani Levelei*, OKI 1978. november.
- Tyree, S. Y. (Jr.), 1981: Rainwater acidity measurement problems. *Atmospheric Environment* 15, 57–60.
- Várhelyi, G., 1977: Wet removal of tropospheric sulfur compounds. *Időjárás* 81, 85–93.
- Wallén, C. C., 1979.: A preliminary evaluation of BAPMon precipitation chemistry data in Europe and North America during 1972–1976. *Manuscript*.
- WMO, 1974: *WMO operations manual for sampling and analysis techniques for chemical constituents in air and precipitation*. WMO-No. 299., Geneva, Switzerland.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 4. szám. 1981. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85. No. 4. July – August 1981. Budapest

A felhőmegfigyelések és felhőstatisztikák szerepe az Éghajlati Világprogramban

I. rész: A felhőzet hatása az éghajlatra

RÓTH RENÁTA, Központi Légkörfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39.

Cloud observations, cloud statistics and the World Climate Programme. I. Effect of cloudiness on climate. In the field of cloud observations and data processing new requirements are created by climate modelling and satellite technique. In this paper a comprehensive survey of both the processes playing role in cloud developments and the data necessary to design a cloud data bank of proper size and quality is given.

*

A felhőmegfigyelések és felhőstatisztikák szerepe az Éghajlati Világprogramban. I. rész: A felhőzet hatása az éghajlatra. Az éghajlati modellezés által támasztott igények és az új, műholdas megfigyelési technika adta lehetőségek együttesen új követelményeket támasztanak a felhőmegfigyelések és feldolgozások terén. A korszerű felhő adatbank terjedelmének és tartalmának megtervezéséhez az azt életre hívó igények áttekintése, rendszerezése vált szükségessé.

*

Bevezetés. A felhők döntő hatással vannak a Föld-légkör rendszer szoláris energia bevételére és hosszúhullámú energia leadására, a rendszer teljes energia mérlegére. Az éghajlat és az éghajlatváltozás kutatásában – elsősorban szimulációs modellekkel – tehát nem nélkülözhető a felhők globális és pontos klimatológiája és a sugárzásra gyakorolt hatásuk figyelembevétele. A korszerű felhőklimatológia megteremtését különböző szempontokból sürgető meteorológiai igényeket értékelte és rendszerezte az 1978-ban Oxfordban e tárgyban rendezett konferencia (*WMO* és *IOSU*, 1978).

A felhők mintegy 50%-át fedik a Földnek, időben változnak és különböző típusúak. Négy olyan mechanizmust ismerünk, amelyen keresztül a felhők hatnak az éghajlatra (*Arakawa*, 1975):

- a légköri dinamikai és termodinamikai folyamatok összekapcsolódása (a kondenzációs és párolgási hő, az érzékelhető és látens hő, valamint az impulzus újraelosztása révén);
- a légköri sugárzási és dinamikai-termodinamikai folyamatok összekapcsolódása (a reflexió, abszorpció és emisszió révén);
- a légköri folyamatok és a földfelszíni hidrológiai folyamatok összekapcsolódása (a csapadék révén); és
- a légkör és a talaj kölcsönhatása (a sugárzási és turbulens átvitel felületén történő módosulásai révén).

1. Az éghajlat érzékenysége a felhőzetben bekövetkező változásokra

A sugárzásátviteli modell-kísérletek eredményei azt mutatják, hogy a sugárzás következtében fellépő felmelegedés-mezők nagymértékben érzéke-

nyek a felhők típusára, magasságára és eloszlására. Tudjuk tehát, hogy a felhő-fedettségnek döntő hatása van a légkörben a sugárzási fluxus háromdimenziós eloszlására, de alig ismerjük a felhők szerepét a globális éghajlatnak és változásainak kialakításában és fenntartásában. Nem tudjuk, hogyan érvényesül ez a hatás az éghajlat földrajzi eloszlásában és évszakos változásában. Jóformán ismeretlen a felhő-fedettség szerepe az éghajlat időbeli változékonyságának előidézésében. Csupán feltételezéseink vannak például arról, hogy a felhő-fedettség időbeli változásának szerepe lehet az ún. monszun pulzációk fellépésében. Csak sejtéseink vannak arra vonatkozóan is, hogy az éghajlat érzékenysége a külső paraméterekben bekövetkező változásokra a felhő-fedettségtől függően más és más lehet. *Smagorinsky* (1977) szerint például a felhő visszacsatolás csökkentheti az éghajlat visszahatását a légköri CO₂ tartalom növekedésére. *Cess* (1976), *Ohring* és *Adler* (1978), valamint *Charney et al.* (1977) modell vizsgálatai foglalkoztak az éghajlat felhőkre való érzékenységgel, de az eddigi eredmények részben erősen kísérleti jellegűek, részben egymásnak ellentmondók. További vizsgálatok szükségesek annak eldöntésére, hogy hogyan változnak a szimulált klímák a felhőparametrizálási sémák, a felhő sugárzási sajátosságai és a felhő specifikáció függvényében.

Már itt hangsúlyozni kell egy elegendően átfogó és megalapozott felhő-klimatológia kiemelkedő fontosságát a globális éghajlati modellek által generált felhő-fedettség és sugárzás mezők ellenőrzése érdekében. A jelenleg rendelkezésre álló adatok csak nagyon laza minőségi összehasonlításokat engednek meg. Olyan felhőklimatológia vált szükségessé, amely leírja a borultság eloszlását az egész Földre és a teljes évre, megkülönböztetve a felhő típusát, mennyiségét, vertikális eloszlását és hőmérsékletét, kiegészítve a kísérő szoláris és teresztriális sugárzási fluxusokkal a légkör felső határán.

E szükségletet részben kielégítik a rendelkezésre álló, de elsősorban a tervezett műholdas megfigyelések. Természetesen a földfelszíni és más konvencionális megfigyelések is szükségesek lesznek. A magasság szerinti felhőklimatológia, a felhőtípus szerinti szétválasztás (legalább víz/jég és stratiform/cumuliform osztályokra), és a vertikális kiterjedés feltüntetése, a cumulus és cumulonimbus típusok közötti megkülönböztetés különösen hasznos lenne a hagyományos megfigyeléseknél.

Megbízható adatok birtokában azután diagnosztikai tanulmányokat kell végeznünk, hogy megállapítsuk az éghajlat függését a felhőzettől a változó tér és idő skálákon.

2. A felhőzetnek és sugárzásra gyakorolt hatásának előjelezése és parametrizálása

Az éghajlati modellekben jelenleg a felhők kezelése jelenti a felszíni és légköri sugárzó hó számításában rejlő bizonytalanság legfőbb forrását. Ugyanakkor hosszabb időskálákon éppen a sugárzási fluxus változások a legjelentékenyebb (egyes modellekben az egyetlen) tényezői például a hőmérséklet változásának. A részletesebb éghajlati modellekben a felhők a légköri vízgőztartalom ciklus összetevőjeként is igen fontosak. A felhőzet maga is fontos éghajlati elem például a napenergia hasznosítása szempontjából. Megállapítható tehát, hogy az éghajlati modellek teljes hierarchiája a legegyszerűbb zéró-dimenzióستól a legrészletesebb általános cirkulációs modellekig megköveteli a felhőzet implicit vagy explicit leírását.

A felhő-sugárzás parametrizáció problémakörében két feladatot kell megoldani.

2.1 *A felhők által a sugárzási mezőkre gyakorolt hatások kiszámítása adott felhőparaméterek mellett.* Ilyen felhőparaméterek:

- a felhőfedettség;
- az effektív felhő-tető és felhő-alap;
- a felhő mező horizontális és vertikális inhomogenitásainak valamiféle megadása;
- az infravörös emisszió (különösen vékony magasszintű felhők esetén);
- a közepes albedo és abszorpció (a szoláris spektrumra átlagolva).

Legalábbis az alacsony szintű felhők esetén a legdöntőbb felhő paraméter a felhő horizontális kiterjedése és a felhő-tető. További felhőrészletek interaktív modellezéséhez igen hasznos kiegészítő modell-változóként a cseppfolyós víztartalom. Magasszintű felhők esetén hasznos lehet a jégtömeg, mint további modellváltozó. Hogy ezeket a sajátosságokat a modell sugárzási paramétereivé átalakíthassuk, a halmazállapot és a felhő-részecskék átlagos méretének specifikálására is szükség van. A szakadozott felhő, és a magasságát és térfogatát illetően vele ekvivalens, de zárt felhőréteg sugárzási és optikai sajátosságaiban fellelhető különbségeket is messzemenően figyelembe kell venni.

2.2 *A felhőképződés fizikai folyamatának parametrizálása.* Valamennyi jelenleg futó általános cirkulációs modell explicit módon tartalmazza a felhőket; vagy teljes egészében a klimatológiából specifikálva, vagy – és ez az általánosabb – a külső és belső paraméterek együttese alapján.

Az általános cirkulációval kapcsolatos vizsgálatok azt bizonyítják, hogy a csapadékot és a látens hő felszabadulását elfogadható sikerrel előre lehet jelezni a nagytérségű nedvességi konvergencia és a relatív nedvesség bizonyos küszöbértékeinek együttes kezelése révén. Jelenleg a parametrizálás azon a megfontoláson alapul, hogy felhők képződnek, ha

- a nagytérségű relatív nedvesség (RH) túllép egy bizonyos kritikus RH_c értéket, vagy
- a vertikális konvektív aktivitás meghalad egy bizonyos szintet.

Egyes modellek csak az első kritériumot használják:

$$A_c = \begin{cases} 0 & RH < RH_c \\ 100 & RH > RH_c \end{cases}$$

vagy

$$A_c = \begin{cases} 0 & RH < RH_c \\ f(RH) & RH > RH_c \end{cases}$$

módon, ahol $f(RH)$ monoton növekvő függvény és A_c a felhőfedettség.

Ha bízunk abban, hogy a felhőket parametrizálni lehet a relatív nedvesség segítségével, akkor lényeges, hogy az éghajlati modellek korrekt módon szimulálják a relatív nedvesség változásait. A háromdimenziós éghajlati modellek zöme a vízgőzt prognosztikai változóként tartalmazza és megkísérli szimulálni a hidrológiai ciklus folyamatait. Az így előrejelzett nedvesség azonban gyakran 20–30%-kal is eltér a megfigyelettől, ami megengedhetlen a felhő-parametrizálási célokra.

Bizonyos felhő-parametrizálási eljárások szimulálni képesek a felhőtető-magasság változásait, ami különösen fontos a hosszuhullámú sugárzás-ház-

tartás számításához. Kétséges azonban, hogy ezek a modellek jól visszaadják-e a megfigyelt felhőtető magasság változásokat és egyáltalán rendelkeznek-e adekvát vertikális felbontással, hogy ezt megtehessek.

A szub-grid skálájú mennyiségekről, például a vertikális sebesség mezők varianciájáról és/vagy kovarianciájáról alkotott megbízhatóbb ismereteink tökéletesíthetők a szub-grid skálájú felhők parametrizálásával.

Bonyolultabb felhő-parametrizálási eljárások esetén a felhő cseppfolyós víztartalma is szükséges prognosztikai változóként a modellben. Feltehetően külön egyenletet kellene alkalmazni a folyékony és a szilárd halmazállapot esetére. Ilyen bonyolult felhő-parametrizálási célokra a folyékony és jég halmazállapotú víztömeg klimatológiája térbeli modell skálákra, különböző felhő típusok és magasságok esetére igen hasznos, ha nem döntő fontosságú lenne. A hasonló parametrizálások nem nélkülözhetik továbbá a jégkristály képződés mechanizmusának valamelyes ismeretét.

3. A felhőképződés és -fennmaradás mechanizmusai

Az éghajlati modellekben a felhőképződésre alkalmazott eljárások kielégítőnek mondhatók, ami a ciklonális felhőrendszerek általános jelenségeit illeti, de igen kezdetlegesek a sugárzási szempontból fontos felhők esetében.

A nagykiterjedésű felhők négy fő típusa az, amit a felhő-sugárzás interakciót tartalmazó minden globális éghajlati modellnek figyelembe kell vennie.

3.1 *A ciklonális aktivitással kapcsolatos felhők.* A felhőfizikusok általában azokkal a felhőkkel foglalkoznak, amelyek jelentős csapadékot adnak, vagy potenciálisan arra képesek. Így a felhőrendszerekkel kapcsolatos ismereteink zöme a konvektív felhőkre és a ciklontevékenységgel kapcsolatos felhőkre vonatkozik. A legújabb kutatások viszont kimutatták, hogy a mezo-skálájú felhő struktúra (40–80 km) különösen fontos az ezekből a rendszerekből hulló csapadék analizisében. Minthogy a jelenlegi éghajlati modellek ennél lényegesen kisebb felbontásúak, nem valószínű, hogy az ilyen mezo-skálájú felhő változékonyság részleteiben modellezhető lenne. Ugyanakkor a modellek előállíthatják és elő is állítják a ciklontevékenység fő sajátosságaként a vertikális mozgás mezőket és ebben a megközelítésben a valósággal nagy vonalakban megegyező felhőrendszereket is.

3.2 *Nagykiterjedésű és perzisztens konvektív felhők.* Míg a felhőfizikusok sokat tudnak az individuális konvektív felhők mikrofizikájáról és dinamikájáról, alig készült vizsgálat ezeknek a felhőrendszereknek a méretét és eloszlását szabályozó tényezőkről. (A GATE keretében sor került néhány ilyen vizsgálatra.)

3.3 *Csapadékot nem adó, nagykiterjedésű, víz halmazállapotú rétegfelhők.* E felhőkre (köd, St, Sc, As, Ac) általában nem sok figyelmet fordítottak a felhőfizikusok. Újabban történnek próbálkozások, hogy a sugárzás hűtő hatásának szerepét teljesebben figyelembe vegyék e felhők fennmaradásában.

Mivel e felhők képződési mechanizmusa jelenleg sincs leírva a nagytérségű numerikus modellek által használt változókkal, nem valószínű, hogy ezeket a felhőket sikeresen reprodukálni lehet.

3.4 *Nagykiterjedésű magasszintű jégkristály felhők.* A cirrus felhőkről és képződésük módjáról a legtöbb információt a repülőgépek okozta kondenz-

csíkokkal kapcsolatban végzett vizsgálatokból szereztük. Kimutatták, hogy a mérsékelt szélességeken a rendszerint frontális tevékenységgel kapcsolatos nagytérségű feláramlás az oka a felső troposzférikus nedvességtartalom növekedésének, ami azután a cirrus felhők képződéséhez vezet. Általánosan elfogadott, hogy a trópusi területeken a heves konvektív tevékenység a felelős a perzisztens cirrus fedettségért. Magasabb szélességeken ezek a konvektív kiáramlás és a Cb üllők eredményeként létrejött magasszintű felhők ugyancsak fontosak, de rendszerint nem olyan tartósak, vagy nem terjednek ki olyan nagy területre, mint a trópusokon.

Az éghajlat modellezésben a felhők mind a hidrológiai ciklussal, mind a sugárzási hatásokkal kapcsolatosan úgy szerepelnek, hogy számításba veszik a tömegükkel kapcsolatos tulajdonságokat, mint amilyen pl. a kiterjedés, magasság és vastagság, de nem tekintik a mikrostruktúrájukban fellépő változásokat (pl. cseppméret eloszlást). Bár ezek a változások erősen hatnak a csapadékképződésre és bizonyosan módosítják a felhők optikai tulajdonságait, teljes fizikai kezelésük nem keresztülvihető, mivel bizonyos lényeges jelenségek mechanizmusa alig ismert (pl. a felhőmagvak keletkezése), azonkívül az éghajlati modellek nem képesek megoldani a lényeges mezo- és kis-skálájú események kezelését.

A felhő mikrostruktúrában fellépő eltérések azonban világos kapcsolatban állnak a földrajzi elhelyezkedéssel. A legnagyobb különbségek a szárazföldi szennyezett területek és a távoli óceáni térségek felhőzete között található. Így közbeeső lépésként a változó mikrostruktúra hatásait hasznosan parametrizálhatnánk a földrajzi helyzet figyelembevételével.

A felhő mikrostruktúra fizikailag megalapozott modellezhetőségének végcélja érdekében a felhőmagvak eloszlására vonatkozó vizsgálatok szükségesek. Különösen fontos az alacsony túltelítettségénél aktív magvak eloszlásának tanulmányozása, amelyek a kiterjedt stratiform felhőkre jellemzők.

4. Megfigyelési programok

4.1 *Planetáris határréteg felhők.* Az alacsonyszintű stratus (és cumulus) felhők képződését, fennmaradását és disszipációját egyidejűleg ható tényezők határozzák meg. A felhőképződés folyamán ezek: a tengerfelszíni nedvesség- és hő-fluxus, az advekcio és a stabilis légállapot. A felhő fennmaradása függ a sugárzásos lehűléstől, a felhőből fent történő levegő kiáramlástól, a mezo-skálájú divergenciától, a szél irányába eső tengerfelszín hőmérséklet gradiensek felszíni fluxusainak változásától és az inverzió erősségében az advekcio miatt bekövetkező változásoktól. A felhő disszipációt ezeknek a tényezőknek az egyensúlyában bekövetkező változás eredményezi: hirtelen turbulencia lép fel, a felhő elvékonyodik, a sugárzásos hűlés megszűnik.

Mérési programok segítségével mennyiségi kapcsolatot kell keresni az áramlás és a felszíni fluxusok, valamint a sugárzásos hűlés között. Meg kell határozni a horizontális advekcio szerepét a stratus disszipációban. Vizsgálni kell a diurnális változást és szerepét a felhő disszipációban. Mélni kell a nedvesség és hőmérséklet változást a mozgó felhő cellákban.

A sugárzás parametrizációhoz a felhő sajátosságok széles skálája szükséges (pl. közepes cseppméret eloszlás, folyékony víztartalom, hosszú- és rövidhullámú sugárzási fluxusok). Mivel nem remélhető, hogy a cseppméret eloszlás bármiféle modellel előrejelezhető legyen, a felhő optikai vastagságát valamilyen

tömeg abszorpciós koefficiensből kell előállítani, aminek kapcsolatát a cseppméret eloszlással kísérletileg kell megállapítani.

4.2 *Közepes- és magasszintű felhők.* A globálisan előforduló felhők az összetett konvektív és stratiform felhők, amelyek a közepes és magas szélességeken a frontális és ciklonális tevékenységet kísérik. Nagy területen képződnek a szinoptikus rendszerben a vertikális emelés eredményeként, de a sugárzás és a latens hőfelszabadulás is fontos lehet a nagytérségű instabilitás fokozása révén. Nagyon kevésbé ismert a képződési mechanizmusuk, különös tekintettel a legnagyobb (azaz szinoptikus) és a legkisebb (makrométerű turbulencia) skála közötti összekapcsoló mechanizmus természetére.

Mint arról már szó volt, jelenleg ezeket a felhőket az általános cirkulációs modellekben a grid skálájú telítettség, vagy a szub-grid skálájú konvektív folyamatok eredményeként generálják. A közepes szélességeken a szinoptikus objektumokban a felhőtípusok hipotétikus eloszlását a norvég ciklonmodell szolgáltatja, a trópusi ciklonokra vonatkozóan pedig *Riehl* és *Malkus* 1957-ből származó modellje az irányadó. A természetben az eloszlás természetesen bonyolultabb, és nincs olyan egzakt elmélet, amely leírja a felhő eloszlás kapcsolatát a szél-, hőmérséklet- és nedvesség-mezővel.

Hogy kidolgozzuk a középszintű felhők elméletét, mérési adatokra van szükség, amelyek mennyiségileg megvilágítják a felhőeloszlás és a meteorológiai kulcsparaméterek közötti összefüggéseket. A közepes- és magasszintű felhők sugárzási és mikrofizikai sajátosságainak megfigyelése és az úgynevezett „láthatatlan cirrus” felhőfátylak optikai sajátosságainak mérése a megfigyelési programok további fontos célkitűzései.

5. *Az aeroszolak szerepe a felhők fizikai és optikai sajátosságainak meghatározásában*

A vékony, csapadékot nem adó felhők és ködök viszonylag hosszú élettartamuk miatt jelentősebbek lehetnek a sugárzási mezők változásai szempontjából, mint a rövidéletű vastag felhők. Az aeroszol részecskék optikai tulajdonságai, amelyek megváltoztatják a vízcseppek optikai tulajdonságait, elsősorban e vékony rétegfelhők révén gyakorolhatnak hatást az éghajlatra.

5.1 *A felhők abszorpciójára gyakorolt hatások a szoláris spektrális tartományban.* Az aeroszol közvetlenül hat a felhő mikrofizikájára (cseppméret eloszlás és koncentráció) és ezen keresztül a felhők optikai tulajdonságaira. A felhőmagvak koncentrációja fő szabályozó. A légkörben a felhőmagvak koncentrációja 10 cm^{-3} vagy ennél kisebb a nagyon tiszta tengeri, és 1000 cm^{-3} vagy nagyobb a kontinentális szennyezett levegőben. Elméletileg ezeket a részecskéket egy túltelítési spektrum segítségével lehet leírni, amely a túltelítés függvényében adja meg az aktivált magok számát. Jelen esetben azonban kellően reprezentatív túltelítettség nélkül egyetlen koncentráció értékkel kell leírniuk az aeroszol hatását, a teljes aeroszol szám, vagy tömegkoncentráció nem vehető figyelembe.

Az abszorbeáló aeroszol részecskék megnövelik a napsugárzás elnyelését a felhőkben. Az aeroszollal kapcsolatos szoláris melegedés jelentős kérdés pl. az arktikus stratus fennmaradásának, illetve disszipációjának fizikája szempontjából.

5.2 *Hatások az infravörös tartományban.* Az infravörös spektrumban az aeroszol részecskéknek a sugárzási átvitelre gyakorolt hatása a felhőkben főként

a 8–13 μm hullámhosszú ablakra korlátozódik, ahol a gázok elnyelése kicsiny. Legtöbb esetben a kisebb részecskék – növekvő koncentrációval párosulva – nagyobb optikai vastagságot jelentenek és így a felhőrétegekben nagyobb fűtő vagy hűtő hatás jön létre. A felhőtető jobban megközelíti a felhőtető hőmérsékletén sugárzó fekete testet. Ez a megnövekedett hűlés vezet azután az instabilitás növekedéséhez a felhő legfelső rétegében és a konvekció megerősödéséhez ezekben a rétegekben.

A légköri részecskéknek egyéb közvetett hatásai is vannak a felhők fejlődésére és sajátosságaira, például tiszta levegőben a vertikális hőmérsékleti szerkezet módosul az aeroszol/sugárzás kölcsönhatások következtében, amit a turbulens konvektív folyamatokban fellépő változások és a felhőképződés hoz létre.

Megállapítható, hogy a légköri részecskék részletes beépítése az éghajlati modellekbe a részecskék keletkezési, módosulási és átviteli folyamatainak sokkal jobb ismeretét tételezi fel a jelenleginél. Hasznosabbnak ígérkezik két mennyiség: a felhőmag (és/vagy felhőcsepp) koncentráció és az aeroszol által keltett légköri abszorpció növekedés (tömeg abszorpciós koefficiens per levegőtömeg) parametrizálása. E két mennyiséggel és a folyékony víz (vagy jég) tartalom értékével, amit a dinamikai számítások szolgáltatnak, az aeroszolok fontos sugárzási paraméterei (optikai vastagság, egyszerűes szórásra vonatkozó albedo és aszimmetria faktor) meghatározhatók.

Adatokra lenne szükség, hogy az aeroszolokhoz tartozó tömegabszorpciós koefficiensek és a felhőmagvak és/vagy a felhőcseppek koncentrációjának regionális földrajzi klimatológiáját a felső, középső és alsó troposzférára külön-külön előállítsuk.

A felhő kondenzációs magvak forrás/transzformáció/transzport/kiesés ciklusának vizsgálatát a háromdimenziós trajektóriák klimatológiájának kidolgozása segítené elő különböző helyekre és szintekre a légkörben.

Egy tervezett korszerű felhőzeti adathálózat létrehozásának az itt ismertetésre került sokféle szempont, igény figyelembevételével kell történnie. Ilyen adatbázis létrehozására szervezi a Nemzetközi Meteorológiai és Légkörfizikai Társaság (IAMAP) Sugárzási Bizottsága a Nemzetközi Műholdas Felhőklimatológiai Project-et, amelynek ismertetésére a dolgozat második részében kerül sor.

IRODALOM

- Arakawa, A., 1975: Modelling clouds and cloud processes for use in climate models. *GARP Publication Series No. 16*, 183–197.
- Cess, R. D., 1976: Climate change: an appraisal of atmospheric feedback mechanism employing zonal climatology. *J. Atmos. Sci.* 33, 1831–1843.
- Charney, J., Quirk, W. J., Chow, S. H. and Kornfield, J., 1977: A comparative study of the effect of albedo on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.* 34, 1366–1385.
- Ohring, G. and Adler, S., 1978: Some experiments with a zonally averaged model. *J. Atmos. Sci.* 35, 186–205.
- Riehl, H. and Malkus, J. S., 1957: On the heat balance and maintenance of circulation in the trades. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 83, 21–29.
- Smagorinsky, J., 1977: Modelling and predictability in energy and climate. *Publ. by National Academy of Sciences*, Washington, D. C.
- WMO and ICSU, 1978: Report of the JOC Study Conference on Parametrization of Extended Cloudiness and Radiation for Climate Models.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 4. szám. 1981. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service Vol. 85. No. 4. July – August 1981. Budapest

A függőleges és vízszintes felületre jutó szórt sugárzás aránya

TAKÁCS OLGA, Központi Légekfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39.

The ratio of vertical and horizontal diffuse radiation. This paper deals with diffuse radiation falling on vertical surfaces. After a short review of literature, the ratio of diffuse radiation on vertical surfaces to the horizontal ones is examined. It has been found that the hourly value of this ratio has close connection with a Q -parameter which depends on the directional characteristics of the relative position of the Sun and the vertical surface and does not depend on the seasons of the year and the cloud amount. Statistical relationship has been established between the ratio and the above mentioned parameter. Finally the influence of the atmospheric turbidity on the diffuse radiation is analyzed.

*

A függőleges és vízszintes felületre jutó szórt sugárzás aránya. Szerző dolgozatában a vertikális felületekre jutó szórt sugárzással foglalkozik. Rövid irodalmi áttekintés után megvizsgálja a vertikális felületre és a vízszintesre jutó szórt sugárzás viszonyát. Megállapítja, hogy található egy olyan Q -paraméter, mely a felület irányítottságától, évszaktól és a borultság mértékétől függetlenül jó kapcsolatban van a függőleges és vízszintes felületre jutó szórt sugárzás arányával. Ez a Q -paraméter a Nap és a függőleges felület egymáshoz viszonyított helyzetét fejezi ki. Végül foglalkozik a levegő szennyezettségének a szórt sugárzás változására gyakorolt hatásával és a légszennyezettség figyelembe-vételének problémáival.

*

Bevezetés. A Napenergia-program keretén belül már végeztünk vizsgálato-
kat a függőleges felületekre jutó *összsugárzás* törvényszerűségeinek megismerésére. Vizsgálatainkat folytatva, most kiterjesztettük a függőleges felületekre jutó szórt sugárzásra is. Mint ismeretes, 1968-ban kezdtük mérni „falakra” jutó sugárzás intenzitását; az egyes égtájrányok szerinti *szórt* sugárzást azonban műszerhiány miatt csak 1–2 évig regisztráltattuk. 1969-ben a déli, 1970–71-ben a keleti, és 1972-től a nyugati irányítású függőleges felületre jutó szórt sugárzást mértük. Vizsgálatainkat e mérésekre alapoztuk.

1. Irodalmi áttekintés

Mielőtt feldolgozásunkat ismertetnénk, röviden összefoglaljuk az irodalomban található eredményeket:

Parmelee (1954) az USA-ban derült napokon végzett méréseket s megállapította, hogy a vertikális felületekre jutó szórt sugárzás értéke függ a levegő tisztaságától, az a fal-azimuttól, vagyis attól a szögtől, amelyet a napsugár irányának vízszintes vetülete, a fal normálisával bezár, és a h napmagasságtól.

Spencer (1965) derült órák értékeit dolgozta fel, s eredményeit a következő egyenlettel írta le:

$$D_{\text{vert}} = 66 \cdot \sin h + 22 \sin. 2h \cdot \cos i, \quad (1)$$

ahol i a napsugár beesési szöge a felületre, vagyis az a szög, amelyet a napsugár iránya a fal normálisával bezár. A képlet első tagja az égbolt szórt sugárzását, a második pedig a közvetlen napközeli szórt sugárzását adja meg. Az összefüggésben levő konstansok a helyi hatásokat tükrözik (*Spencer* méréseit Ausztráliában végezte). 1968-ban a Sugárzási Osztályon végzett feldolgozáshoz (*Takács O. – Tárkányi Zs.*, 1968) ezt az összefüggést alkalmaztuk.

Mindkét feldolgozás derült égbolt szórt sugárzását adja meg, tehát a gyakorlatban jelentkező feladatok többségének megoldásához nem alkalmasak.

Az 1960-as évek elején *Liu* és *Jordan* kidolgozott egy módszert, amellyel tetszőleges irányban, tetszőleges lejtésszögű felületekre jutó össz sugárzás meghatározható.

Összefüggésük a következő:

$$G_F = K G_V \quad (2)$$

ahol G_F = a lejtőre jutó globálsugárzás.

G_V = a vízszintesre jutó globálsugárzás.

$$K = \left[1 - \frac{D_V}{G_V} \right] R_b + \frac{D_V}{G_V} \left[\frac{1 + \cos \alpha}{2} \right] + R_v \left[\frac{1 - \cos \alpha}{2} \right] \quad (3)$$

D_V = a vízszintesre jutó szórt sugárzás, R_v = a talaj által visszavert szórt sugárzás, R_b = a lejtőre és a vízszintesre jutó direkt sugárzás aránya.

Az összefüggés feltételezi, hogy a szórt és a reflex sugárzás izotrop. Ennek megfelelően, amint a (3) összefüggésből látjuk, ha $\alpha = 90^\circ$, vagyis a felület vertikális, a fal a vízszintesre jutó szórt sugárzásnak felét kapja. *Liu-Jordan* módszere az utóbbi években világszerte elterjedt és alkalmazott. Alkalmazták kutatók az USA-ban (*Klein*, 1977), Kanadában (*Iqbal*, 1978), Nyugat-Németországban (*Bruno*, 1978) és Ausztráliában (*Norris*, 1966) is.

Az égbolt szórt sugárzásának izotrop közelítése azonban a gyakorlatban nem teljesül; a szórt sugárzásnak maximuma van a Nap közvetlen közelében levő égboltrészen, gyenge növekedése figyelhető meg a horizont-közeli égboltrészen, és minimuma van a Nap vertikális síkjában 90° -kal a Nap mögött. Egyedi mérésekből kimutatható, hogy a falakra jutó szórt sugárzás elérheti, sőt meghaladhatja a vízszintes felületre jutó szórt sugárzás értékét. A diffúz sugárzás izotrop és anizotrop jellegével az USA-ban foglalkoztak kutatók (*Puri et al.*, 1980), akik mért adatokkal vetették össze elméleti megfontolásait.

E nagyon rövid összefoglalás után áttérünk az általunk mért adatokkal végzett vizsgálatok ismertetésére.

2. Szórt sugárzás a déli függőleges felületen

A dolgozatban nem foglalkozunk az északi irányítású függőleges felületre jutó szórt sugárzással. Ennek oka a következő: ez a felület csak a nyári hónapokban, a kora reggeli és késő délutáni órákban kap direkt sugárzást, így ezen órák kivételével a felületre jutó össz sugárzás megegyezik a szórt sugárzás értékével, s így a globálsugárzásra vonatkozó vizsgálatok eredményei a szórt sugárzásra is vonatkoznak.

Amint tanulmányunk elején említettük, a déli irányítású vertikális felületre jutó szórt sugárzást egy éven át, 1969-ben regisztráltattuk, s az óraértékekből

előállítottuk minden hónap havi átlagos napi menetét. Mivel a napi menetek abszolút értékének a mi számunkra nem sok a jelentősége, azt vizsgáltuk, hogy az izotrop-közelítésnek megfelelő $D_V/2$ érték a gyakorlatban hogyan alakul. Előállítottuk minden órákőzre a $D_{Déli}/D_V$ arányokat, s azt tapasztaltuk, hogy ezeknek az arányoknak határozott napi menete van s az őszi-téli tavaszi hónapok elkülönülnek egymástól. A nyári hónapokban a napi menet gyengébb, s a görbék összefonódtak. Az arányokat szemlélve megfigyelhetjük, hogy ezek az arányok az időben folyamatos sort alkotnak: az összerosódó nyári napi meneteket követő őszi alacsony napmagasságnál nyert arány magasabb, mint az előző hónap legmagasabb napállásánál nyert értéke – ennek megfelelően a legmagasabb arányokat télen, december-januárban, a déli órákban kaptuk. Ez a jelenség készítetett minket arra, hogy keressünk egy olyan változót, amely egész évben azonos kapcsolatban van D_D/D_V értékével. Az előzőkből következik, hogy ez a változó, nevezzük Q -nak, valamilyen függvénye a napsugár i beesési szögének, az a fal-azimutnak, és a h napmagasságnak. Számos fizikai és matematikai megfontolás után azt tapasztaltuk, hogy

$$Q = \frac{\cos^2 i \sin a}{\sin h} \quad (4)$$

alakú összefüggés felel meg a követelményeknek.

A feldolgozás folyamán kiterjesztettük az a értéktartományát: az előző vizsgálatok során a fal-azimutot 0° és 180° között értelmeztük, 0° , amikor kezd sütni a Nap a falat, és 180° , amikor elfordul a faltól. Azonban e feldolgozás során azt tapasztaltuk, hogy bár a Nap elfordul a faltól, az arány nem marad állandó, tovább csökken. Ezért a továbbiakban, amikor szórt sugárzás vizsgálatához alkalmazzuk, a fal-azimut értelmezése a következő: az a változik $0 - 360^\circ$ között, 0° , amikor kezd sütni a Nap a falat, 90° , amikor a Nap vízszintes vetülete a fal normálisával egybeesik, és 180° -nál nagyobb, amikor a Nap a fal „háta mögött” van. A fal-azimut értéke szerint Q lehet „+”, vagy „-”; 0 akkor, mikor az a 0° vagy 180° ; i beesési szög azt a szöget jelzi, amelyet a napsugár iránya a fal normálisával bezár, értéke csak akkor van, ha a Nap süti a falat. Amikor a Nap a fal mögött van, $i=0$. Ezek után grafikusán ábrázoltuk az össze-függő $D_D/D_V - Q$ értékpárokat, a ponthalmaz az *I. ábra* első részében látható. Az összefüggést $-1,2 > Q > 2,8$ értéktartományban egy harmadfokú egyenlet írja le:

$$\frac{D_D}{D_V} = c_0 + c_1 Q + c_2 Q^2 + c_3 Q^3, \quad (5)$$

amelynek konstansait polinom közelítéssel határoztuk meg. Az adott értéktartományban ezzel az egyenlettel meghatározhatjuk bármely órákőzre az arány értékét; megbízhatóságának jellemzésére kiszámítottuk az η korrelációs index értékét, amely 0,816. Ez az η érték ($n=114$) 99%-os biztonsággal igazolja, hogy az összefüggés reális.

Ezt a feldolgozási módszert alkalmaztuk a keleti és a nyugati függőleges felületre jutó szórt sugárzás vizsgálatakor is.

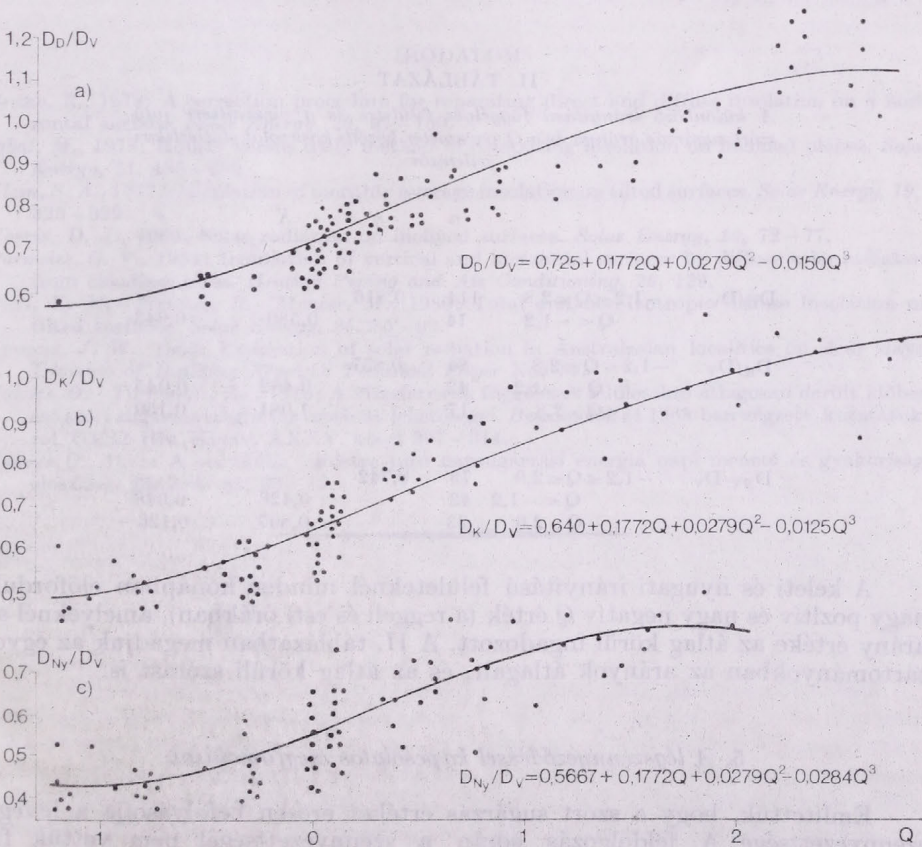
3. Szórt sugárzás a keleti és nyugati függőleges felületen

A keleti és nyugati irányítású függőleges felületre jutó szórt sugárzás adataiból előállítottuk a havi átlagos napi meneteket, a fal és a vízszintes felület szórt sugárzása arányának napi menetét, és az egyes óraátlagokhoz tartozó Q értékeket. Az összefüggő értékpárokat grafikusán ábrázolva a déli felület ösz-

szefüggéséhez hasonló eloszlású pontthalmazt kaptunk; Q értelmezési tartománya a keleti falnál $-1,2 \leq Q \leq 2,8$; a nyugati falnál $-1,2 \leq Q \leq 2,0$, amelyeket az előzőkhöz hasonlóan harmadfokú egyenlet ír le. Miután mindhárom fal: a déli (1/a ábra), keleti (1/b ábra) és nyugati (1/c ábra) irányítású függőleges felület szórt sugárzás arányának Q szerinti eloszlását meghatároztuk, az alábbi következtetéseket vonhattuk le.

4. Az eredmények értelmezése

A görbéket leíró egyenletekben Q és Q^2 együtthatója, a c_1 és c_2 megegyezik, a c_0 és c_3 viszont különböző. A c_0 különbözősége azt mutatja, hogy $Q=0$ helyzetben a déli felület több szórt sugárzást kap, mint a keleti, és mindkettőnél kevesebb jut a nyugati irányítású függőleges felületre. A $Q > 2,0$ értéknél a három görbe menete eltér egymástól. A keleti felület görbéje emelkedik, a déli felületnél az arányt állandónak vehetjük, a nyugati felületnél azonban az arány már $Q=1,5$ -nél állandó, — ezt a különbséget fejezi ki a három egyenletben c_3 értékének különbözősége. A görbéket egymásra csúsztatva azt tapasztaljuk, hogy $-0,6 \leq Q \leq 1,0$ értéktartományban a görbület megegyezik (c_1 és



1. ábra: A déli (a), keleti (b) és nyugati (c) irányítású függőleges felületre és a vízszintesre jutó szórt sugárzás arányának változása Q paraméter szerint

c_2 értékei megegyeznek egymással). A déli, keleti és nyugati irányítású felületre vonatkozó összefüggés konstansait az I. táblázatban közöljük.

Külön kell vizsgálnunk az egyes felületeknél megadott értelmezési tartományokon kívül eső pontokat (II. táblázat).

A déli irányítású függőleges felületnél Q értéke nem haladja meg a 2,8-et. $Q < -1,2$ értéknél 14 adatpárunk volt a nyári kora reggeli és késő délutáni órákban, s azt tapasztaltuk, hogy az arány állandó, értéke 0,580, szórása (s) 0,043.

I. TÁBLÁZAT

A különböző irányítású függőleges felületre és a vízszintesre jutó szórt sugárzás aránya és Q paraméter közötti kapcsolatot leíró összefüggés konstansai

A felület iránya	Q értelm. tart. határai		c_0	c_1	c_2	c_3
	alsó	felső				
Dél	-1,2	2,8	0,725	0,1772	0,0279	-0,0150
Kelet	-1,2	2,8	0,640	0,1772	0,0279	-0,0125
Nyugat	-1,2	2,0	0,567	0,1772	0,0279	-0,0284

II. TÁBLÁZAT

A különböző irányítású függőleges felületre és a vízszintesre jutó szórt sugárzás aránya és a Q paraméter közötti kapcsolat statisztikai jellemzői

		n	η	\bar{X}	s
D_D/D_V	$-1,2 \leq Q \leq 2,8$	114	0,816	—	—
	$Q < -1,2$	14	—	0,580	0,043
D_K/D_V	$-1,2 \leq Q \leq 2,8$	84	0,857	—	—
	$Q < -1,2$	42	—	0,482	0,045
	$Q > 2,8$	17	—	1,081	0,150
D_{NY}/D_V	$-1,2 \leq Q \leq 2,0$	79	0,742	—	—
	$Q < -1,2$	42	—	0,426	0,048
	$Q > 2,0$	23	—	0,807	0,126

A keleti és nyugati irányítású felületeknél minden hónapban előfordult nagy pozitív és nagy negatív Q érték (a reggeli és esti órákban), amelyeknél az arány értéke az átlag körül ingadozott. A II. táblázatban megadjuk az egyes tartományokban az arányok átlagait, és az átlag körüli szórást is.

5. A légszennyeződéssel kapcsolatos megfontolások

Említettük, hogy a szórt sugárzás értékét erősen befolyásolja a levegő szennyezettsége. A feldolgozás során a szennyezettséget nem vettük figyelembe. Ennek oka a következő: a teljes égbolt szennyezettsége elsősorban a vízszintes felületre jutó sugárzás mennyiségére hat; a függőleges felület szórt

sugárzás-bevételel a légkör inhomogenitása, illetve ennek időbeli változása szabályozza. A függőleges és vízszintes felületekre jutó szórt sugárzás arányának egy adott Q értéknél tapasztalt változékonyságát (1. ábra) a légkör szennyezettségének időbeli menetével magyarázhatjuk; sajnos csak elméleti megfontolások alapján, mivel a szennyezettséget leíró paraméterek napi menetéről mért adatok nem állnak rendelkezésünkre (Mészárosné Nagy Ágnes szóbeli közlése), s az irodalomban található átlagértékek jelen esetben nem adnak elegendő információt. Közelítő becslésként felhasználhatjuk a levegő nedvességtartalmát vagy a látástávolságot, azonban mindkét paraméter a talajmenti viszonyokat reprezentálja. A légoszlop össznedvesség-tartalmát megadó magaslégköri megfigyelések szintén nem alkalmazhatók napi menet vizsgálatokhoz.

Az elmondottak összefüggő képet adnak a vertikális felületekre jutó szórt sugárzás időbeli változékonyságáról. Megállapítottuk, hogy jó kapcsolat van a vízszintes és függőleges felületre jutó szórt sugárzás között: az arány értéket meghatározó Q -paraméter függvénye a napmagasságnak, nap-azimutnak és a beesési szögnek.

E feldolgozással kívántuk felhívni a figyelmet arra, milyen hibaforrással dolgozunk, ha a légkör izotrop feltételezését elfogadva óraérték előállításához alkalmazzuk a $D_F = D_V/2$ összefüggést.

IRODALOM

- Bruno, R., 1978: A correction procedure for reparing direct and diffuse insolation on a horizontal surface. *Solar Energy*, 20, 97–100.
- Iqbal, M., 1978: Hourly versus daily method of computing insolation on inclined planes. *Solar Energy*, 21, 485–489.
- Klein, S. A., 1977: Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, 19, 325–329.
- Norris, D. J., 1966: Solar radiation on inclined surfaces. *Solar Energy*, 10, 72–77.
- Parmelee, G. V., 1954: Irradiation of vertical and horizontal surfaces by diffuse solar radiation from cloudless skies. *Heating Piping and Air Conditioning*, 26, 129.
- Puri, V. M. – Jimenez, R. – Menzer, M., 1980: Total and non-isotropic diffuse insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, 25, 85–90.
- Spencer, J. W., 1965: Estimation of solar radiation in Australasian localities on clear days. *Division of Building Research Technical Paper No. 15*.
- Takács, O. – Tárkányi, Zs., 1970: A vízszintes és függőleges felületekre átlagosan derült időben eső szórt sugárzás meghatározásának lehetőségei. *Beszámoló az 1968-ban végzett kutatásokról*. OMSZ Hiv. Kiadv. XXXV. kötet 307–314.
- Takács, O., 1981: A vertikális felületre jutó napsugárzási energia napi menete és gyakorisági eloszlása. *Időjárás* 85, 33–42.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 4. szám. 1981. július—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85. No. 4. July—August 1981. Budapest

Szőlőültetvényeink hőmérséklet- és sugárzás-ellátottsága a vegetációs időszakban

DUNKEL ZOLTÁN, KOZMA FERENC és MAJOR GYÖRGY, Központi Légműfizikai Intézet,
H-1675 Budapest, Pf. 39.

Temperature and radiation in the vine plantations of Hungary in the growing season.
The possibilities of vine-growing in our country are determined by orography. Most of the vine plantations between the upper and lower orographical boundaries have good field endowments, but temperature and radiation are in many cases at their minimum during the growing season — mainly in spring and autumn. These two factors are the most important ones to determine the quantity and quality of the yield. The radio-thermal index (R) that was developed earlier through the analysis of a long phenological series of data, represents the temperature and radiation supply of any given vine plantation. This index serves at the same time as a good climatic parameter. The authors have constructed the areal distribution of R index on the basis of 25 year long data series of 50 meteorological stations. Regarding this distribution the *bad*, *good* and *outstanding* vine producing areas can be indicated. The middle and southern parts of the Hungarian Great Plain and the environment of the Lake Balaton have the best temperature and radiation conditions during the growing season. Highlands and hilly areas having slopes of good exposition can fulfil the great demand of vineyard on temperature and radiation. Depending on the direction and angle of the slopes the R index values may even surpass those of the plain.

*

Szőlőültetvényeink hőmérséklet és sugárzás ellátottsága a vegetációs időszakban. Hazánkban a szőlő termesztettségét az alsó és felső orográfiai határ szabja meg. A felső és alsó határ között levő szőlőültetvényeink többsége jó termőhelyi adottságokkal rendelkezik, de a tenyészidőszakban — főként tavasszal és ősszel — a hőmérséklet és sugárzás sok esetben minimumban van. E két tényező alakulása határozza meg elsődlegesen a termés mennyiségét és minőségét. Hosszabb fenológiai adatsor elemzésével korábban kidolgozott radiotermikus index (R) a szőlőültetvények hőmérséklet és sugárzás ellátottságát jellemzi. Ez az index egyben jóéghajlati jellemzőnek is bizonyult. A szerzők 50 meteorológiai állomás 25 évi adatsorából megszerkesztették az R index területi eloszlását. Ennek alapján jó közelítéssel kijelölhetők a szőlőtermesztésre *nem jó*, *jó* és *kiváló* területek. Az Alföld középső és déli részén, valamint a Balaton térségében a legjobbak a tenyészidőszak hőmérséklet és sugárzás viszonyai. Hegy-dombvidéki területeinken főként a jó expozíciójú lejtők elégítik ki a szőlő nagy hőmérséklet- és sugárzásigényét. A lejtőiránytól és szögtől függően a területek R index értékei a síkvidékiekét is meghaladják.

*

Bevezetés. A mediterrán eredetű eurázsiai kerti szőlő, a *Vitis Vinifera* nagy hőmérséklet- és fényigényű növény. Hazánkban túlnyomó többségben e fajt, valamint ennek faj- és fajtahibridjeit termesztik. Éppen ezért földrajzi szélességünkön, amely a termesztés északi határzónájába esik, a termesztetőséget az alsó és felső orográfiai határ (Becker, 1977) szabja meg.

A felső határt a tengerszint feletti magassággal lehet hozzávetőleges pontossággal kijelölni. Növekvő magassággal a vegetációs időszak fiziológiailag hatékony hőmérséklete, ill. hőmérsékletösszege csökken, a vegetáció megin-

dulása késik, s bizonyos határon túl az éréshez a hőmérsékletösszeg már nem elegendő. Hazánkban a felső orográfiai határ 300 és 400 méter között húzódik, magassága délről észak felé haladva valamelyest csökken. Bár a tengerszint feletti magasság növekedtével a hőmérséklet csökken, ugyanakkor az expozíció, a lejtési szög és az égtájirány növelheti a szőlő sugárzásellátottságát, s ezen keresztül a biológiailag hatékony (aktív) hőmérsékletösszeget is. E kettő, vagyis az expozíció és a tengerszint feletti magasság együttesen szabja meg a szőlő-termesztés pontos felső határát.

A vegetációs időszakban a fagyponthoz alatti hőmérsékleteknél a szőlő fagykárt szenved. Az áprilisi és májusi fagyok a szőlő friss hajtásait veszélyeztetik, míg a szeptemberben és októberben bekövetkező fagyok korai lombhullást eredményeznek; ez a termésben mennyiségi és minőségi károsodást okoz. A korai lombhullás ezenfelül a vesszők beérését is késlelteti, ill. meggátolja, ami többek között a szőlő áttelelésére van kedvezőtlen hatással.

A téli nyugalmi időszakban a szőlő elviseli a szélsőségesen alacsony hőmérsékleteket. Bizonyos kritikus értékek alatt azonban súlyos fagykárt szenvedhet. A kritikus érték igen sok tényezőtől függ, de a -21° alatti hőmérsékletet a fajták többsége már nem tűri, s főként a rügyek fagnak el. Különböző tényezők és külső körülmények kedvezőtlen találkozása esetén már -10° alatt is előfordulhatnak fagykarak. A fagyveszély a mélyen fekvő és hegylábi területeken, valamint a fagyzugokban még növekszik. Ezek a területek termesztésre alkalmatlanok. A határokat nehéz pontosan kijelölni, de általában ott húzhatók meg, ahol a vegetációs idő alatti és a téli fagykarak nagy gyakorisága miatt kétségbe vonható a termesztés gazdaságossága.

1. A radiotermikus index értelmezése

Szőlőültetvényeink többségének jó a termőhelyi adottsága, de a mi éghajlatunkon a meteorológiai tényezők közül a szőlő igényeit tekintve a hőmérséklet és a sugárzás sok esetben minimumban van. Az egyes fejlődési fázisokban a hőmérséklet és a fény (sugárzás) optimális együttes jelenléte alakítja ki a legjobb termőhelyi viszonyokat, s e két tényező kedvezőtlen vagy kedvező alakulása határozza meg elsődlegesen a termés mennyiségét és minőségét.

A hőmérséklet és a fény (sugárzás) együttes hatásának kifejezésére korábban már történtek kísérletek. *Branas* (1974) hő-fény indexe:

$$B = A \cdot H \cdot 10^{-6}$$

ahol: *A* a vegetációs időszak aktív hőmérsékleti (10° feletti) összege, C° -ban, *H* a csillagászatilag lehetséges napfénytartam a vegetáció idején, órákban.

Branas szerint, ahol ez az index 2,6 alatt marad, ott nem lehetséges a szőlő gazdaságos termesztése, s az index bizonyos értékhatárig (7,0) történő növekedésével javulnak a termesztés lehetőségei. *Huglin* (1972) Franciaország különböző borvidékeire 3,44 és 6,78 közötti értékeket, *Becker* (1977) a Német Szövetségi Köztársaság szőlőtermő körzeteire 2,23–2,98 értékeket kapott. *Csepregi* és *Kriszten* (1951) szerint Magyarországon ezek a mutatók északról dél felé haladva 3,28 és 4,10 között változnak, amelyek a szőlőtermesztő állományok sorában közepes és kis értékű indexeket jelentenek. A *Branas*-féle indexszel végzett vizsgálatainkból (*Dunkel* et al., 1980) kitént, hogy az a szőlőtermesztésre vonatkozóan minimális és optimális küszöbértékeket fejez ki, de kisebb területek alkalmassági fokának elbírálására nem megfelelő. Különösen vonatkozik ez hazánk területére, hiszen az ország viszonylag kis észak-déli

kiterjedése miatt a lehetséges napfénytartam óraösszegeiben a vegetáció alatt (IV – IX) mindössze 38 óra különbség van. Ez azt jelenti, hogy a Branas-féle index gyakorlatilag csak az aktív hőmérsékletösszegetől függ, vagyis nem tekintendő komplex értéknek.

Szőlőültetvényeink hőmérséklet és sugárzás ellátottságát tükröző komplex éghajlati jellemzőszám kidolgozásához figyelembe vettük néhány szőlőfajta 25 – 30 évi fenológiai adatsorát (Dunkel et al., 1980). A fő fenofázisokat (rügyfakadás-virágzás, virágzás-zsendülés, zsendülés-érés) külön-külön elemezve, továbbá a termés mennyiségi és részben minőségi mutatóit is vizsgálva előállítottuk az R radiotermikus indexet:

$$R = \frac{A \cdot G}{n} 10^{-2}$$

ahol: A = aktív hőmérsékletösszeg, $^{\circ}\text{C}$ -ban,

G = globálisugárzás, J/cm^2 -ben,

n = vegetáció hossza, napokban.

2. Az R index területi eloszlása síkvidéken

Az R index jól használható komplex éghajlati jellemzőszámnak bizonyult, ezért felhasználtuk a szőlő hőmérséklet- és sugárzásellátottságának jellemzésére hazánk egész területén. 50 meteorológiai állomás 25 évi (1951 – 75) adat-

I. TÁBLÁZAT

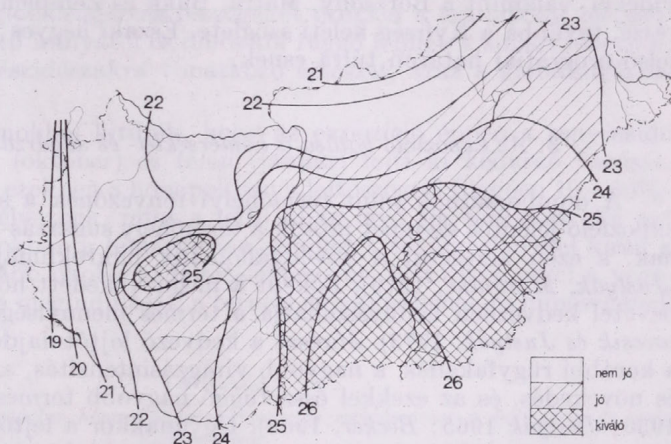
Az alföldi és a hegy-dombvidéki szőlőterületeink R index értékei nagyság szerinti sorrendben és a 25 évi (1951 – 75) átlag

Kiskunhalas	Kiskunfélegyháza	Baja	Badacsony	Pécs	Tarcal	Eger	Mór	Fertőrákos
34,5	34,3	32,4	31,8	32,3	28,9	28,1	27,1	25,8
32,5	30,9	29,8	29,4	28,5	27,9	27,7	26,7	25,1
30,7	30,1	29,8	29,2	27,8	27,0	26,7	26,0	24,8
30,5	28,8	29,6	29,1	27,3	26,3	26,3	26,0	24,8
29,9	28,6	29,3	28,7	27,1	26,0	26,2	25,4	24,4
29,6	28,2	27,5	28,1	25,9	25,9	24,9	24,7	24,1
29,0	27,7	27,0	27,7	25,8	25,8	24,7	23,9	24,0
28,3	27,0	27,0	27,3	25,1	25,8	24,3	23,6	24,0
27,5	27,0	26,4	27,3	24,8	25,0	23,6	23,4	23,3
27,3	26,6	26,4	27,2	24,4	24,8	23,6	23,0	23,0
27,0	26,3	26,2	26,4	24,1	24,6	23,5	22,9	22,3
26,8	26,2	26,0	26,3	23,9	24,6	23,1	22,8	21,9
26,4	26,1	25,8	26,1	23,9	24,5	22,9	22,7	21,8
25,9	25,8	25,8	25,2	23,8	23,9	22,8	22,5	21,7
25,5	25,8	25,7	25,1	23,7	22,9	22,7	21,9	21,5
25,3	25,7	25,6	25,0	23,4	22,7	22,2	21,9	21,0
24,9	24,9	25,0	24,9	23,0	22,2	21,9	21,8	21,0
24,7	24,5	24,8	24,4	22,7	22,0	21,6	21,7	20,3
24,2	24,4	24,2	24,2	22,1	21,8	21,3	21,5	19,7
24,1	24,2	24,0	23,4	21,6	21,1	20,9	21,2	19,5
23,9	24,1	22,9	22,9	21,4	20,3	20,6	21,2	19,4
23,8	24,1	22,9	22,2	21,4	20,2	20,6	20,5	19,3
22,9	22,8	22,6	22,1	20,8	19,2	18,6	19,3	19,1
21,4	22,0	22,4	21,6	20,7	18,7	18,5	18,9	17,5
20,9	20,8	22,3	20,8	20,5	18,4	18,2	18,5	17,5
Átlag: 26,6	26,0	26,0	25,8	24,2	23,6	23,0	22,7	21,9

sora alapján kiszámítottuk az R index tenyészidőszakra (IV–IX) vonatkozó értékeit. Az I. táblázatban a történelmi szőlő- és borvidékeinkről egy-egy állomás R értékei szerepelnek. A szőlő számára kedvező vagy kedvezőtlen éveket a következő kategóriákba soroltuk:

$$\begin{aligned} R &\leq 23,0 && \text{– nem jó} \\ 23,1 &\leq R &\leq 25,0 & \text{– jó} \\ R &\geq 25,1 && \text{– kiváló} \end{aligned}$$

A vizsgált 25 év alatti legmagasabb R érték Kiskunhalason (1952-ben, 34,5), míg a legalacsonyabb Fertőrákoson (1965-ben és 1972-ben, 17,5) fordult elő. Az alföldi szőlőterületeinken a hőmérséklet- és sugárzásellátottság az esetek



I. ábra: A radiotermikus index sík területre számított értékeinek területi eloszlása, 25 évi (1951–75) átlag

64%-ában kiváló, 16–28%-ában jó, és csak 8–20%-ában nem jó. Hegy-dombvidéki borvidékeinken az indexek jóval kisebbek. A 25 évi átlag csak Badacsonyban éri el a kiváló, Pécssett és Tarcalon a jó kategóriát, míg Eger, Mór és Fertőrákos átlagos hőmérséklet- és sugárzásellátottsága nem megfelelő. Természetesen ezek az értékek az expozíció hatását nem veszik figyelembe. A lejtőirány és a lejtőszög módosító hatásáról a későbbiekben lesz szó.

Az R index értékeinek időbeli változásából kiderül (II. táblázat), hogy pl. Kecskeméten 1951 és 1970 között eltelt 20 évben egyetlen év sem volt kedvezőtlen a szőlő számára és 16 év pedig a „kiváló” kategóriába esett. Ugyan-

II. TÁBLÁZAT

Kecskemét R index értékei időrendi sorrendben, 1951–1980

Év	R	Év	R	Év	R	Év	R	Év	R
1951	29,8	1957	25,1	1963	31,2	1969	26,0	1975	25,0
1952	32,7	1958	28,1	1964	27,7	1970	23,1	1976	21,9
1953	27,8	1959	25,2	1965	23,2	1971	25,2	1977	21,8
1954	26,3	1960	23,6	1966	27,2	1972	22,9	1978	19,0
1955	23,7	1961	28,1	1967	29,1	1973	25,0	1979	24,7
1956	25,5	1962	26,0	1968	28,0	1974	21,6	1980	19,4

akkor az 1971 és 1980 közötti 10 esztendőből 6 év nem kedvezett a szőlőtermesztésnek, s mindössze 1 év esett a „kiváló” kategóriába.

Az 50 meteorológiai állomás 25 évi R átlagaiból megszerkeszthető a területi eloszlás (*I. ábra*), amely csak a vízszintes síkra jutó sugárzásból számított indexeket tükrözi. Az átlagértékek is bizonyítják az Alföld egyes területeinek és a Balaton környezetének kitüntetett helyzetét. A szőlő hőmérséklet- és sugárzásellátottsága az évek többségében az Alföld középső és déli részein, hegydombvidéki borvidégeink közül pedig – még a sík területeken is – a balatoni és a siklós-villányi ültetvényeinkben optimális.

Kevésbé alkalmas, ill. csak „jó” kategóriába esnek a Duna-Tisza közének északi területei, a Tiszántúl kelet-északkeleti részei, valamint a Dunántúlnak a keleti, középső és egyes dél-délnyugati területei.

Szőlőtermesztésre nem alkalmasak a Dunántúl délnyugati, nyugati, északi vidékei, valamint a Börzsöny, Mátra, Bükk és Zemplén sík területeinek nagy része, továbbá a Nyírség keleti szöglete. Északi hegyes vidékeink nagyrészt a felső orográfiai határon túlra esnek.

3. Az expozíció hatása a hőmérséklet- és sugárzásellátottságra

A domborzatnak mint termőhelyi tényezőnek a szerepe jól ismert. Az expozíció jelentős szerepet játszik a termőhely sugárzás-, hő- és vízháztartásának, s ezen keresztül a növényállomány mikroklimájának kialakításában. (*Justyák, Martonné, 1979*). Főként a megnövekedett hőmérséklet és sugárzás bevétel kedvezően befolyásolhatja a termés mennyiségét és minőségét (*Brezovcsik és Justyák, 1973*). Jórészt a kedvező lejtőtulajdonságok javára írható a korábbi rügyfakadás, a nagyobb virágzásintenzitás, az erőteljesebb fejlődés és növekedés, és az ezekkel összefüggő nagyobb termés (*Berényi és Justyák, 1956; Justyák 1965; Becker, 1969*). Ugyanakkor a lejtőnek lehet negatív hatása is, mert a többletenergia a talajok gyorsabb kiszáradását eredményezi, s így csak a kellő vízellátottság teszi lehetővé a lejtő adta előnyök érvényesülését.

A különböző irányú és dőlésű lejtők sugárzás, ill. energiabevételének meghatározására, valamint besugárzási térképek előállítására többen kísérletet tettek (*Wagner és Dinger, 1955; Mészáros és Probdld, 1968; Justyák és Tar, 1973, 1974*). Az eljárások többnyire elméleti úton határozták meg az expozíciónak

III. TÁBLÁZAT

A tenyészidőszak (IV–IX) átlagos expozíciós szorzószámai a lejtőirány és -szög függvényében

Lejtő- irány	Lejtőszög				
	0°	10°	20°	30°	40°
W	1,00	1,08	1,13	1,15	1,13
WSW	1,00	1,12	1,12	1,27	1,28
SW	1,00	1,14	1,25	1,31	1,33
SSW	1,00	1,14	1,24	1,30	1,32
S	1,00	1,11	1,18	1,21	1,21
SSE	1,00	1,13	1,24	1,31	1,33
SE	1,00	1,15	1,26	1,33	1,36
ESE	1,00	1,14	1,23	1,29	1,31
E	1,00	1,09	1,15	1,17	1,16

elsősorban a direkt sugárzásra gyakorolt hatását. Az expozíció és a globálsugárzás közötti összefüggés vizsgálatával *Justyák és Martonné* (1979) foglalkozott, s megállapították, hogy bár a szórt sugárzás területi eloszlását a felszín alakulása viszonylag kevésbé befolyásolja, mégis egy adott termőhelyen a szórt sugárzás többlet is a szólt számára rendkívül fontos.

Annak érdekében, hogy a termőhelyi kutatásokhoz nélkülözhetetlen klimatológiai értékelést teljesebbé tegyünk, megkíséreltük az expozíciónak a radio-termikus indexre gyakorolt hatását elemezni. A vízszintes és ferde felületeken mért globálsugárzás hosszabb adatsorából (1969 – 1973) meghatároztuk azokat az arányszámokat, amelyek segítségével a különböző irányú és dőlésszögű lejtőkre jutó energiátöbblet kiszámítható.

A *III. táblázat* a tenyészidő (IV – IX.), a *IV. táblázat* pedig a január, április, július, október hónap átlagos expozíciós szorzószámait mutatja be. A vízszintes felületre jutó globálsugárzás összegeket ezekkel a számokkal megszorozva megkapjuk a lejtő irányától és dőlésétől függő felületek sugárzásbevételeinek havi, ill. a tenyészidőszakra vonatkozó értékeit, azaz a globálsugárzás összegét.

A havi szorzószámokból kitűnik, hogy az expozíció éppen a tenyészidő elején (április), végén (október) és télen (január) fejt ki kedvező hatását. A délies fekvésű lejtők ezekben a hónapokban a lejtőszögtől függően 10 – 60%-kal több besugárzást élveznek, mint a lejtő alján levő sík területek. Ez azt jelenti, hogy éppen azokban a hónapokban, amikor a sugárzásbevétele kicsi, a szőlőültetvény kedvezőbb ökológiai feltételekhez jut, biztosítva ezzel a vegetáció és a fejlődés gyors megindulását, a termés mennyiségének és minőségének

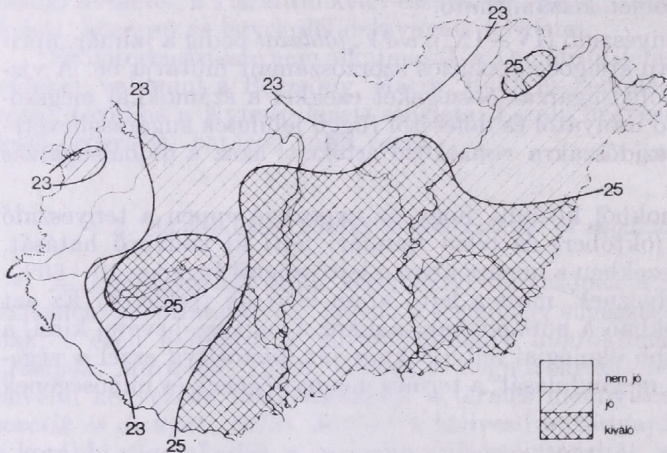
IV. TÁBLÁZAT

Január, április, július és október hónap átlagos expozíciós szorzószámai a lejtőirány és -szög függvényében

Lejtő- irány	Lejtőszög									
	0°	10°	20°	30°	40°	0°	10°	20°	30°	40°
	Január					Július				
W	1,00	1,10	1,16	1,19	1,19	1,00	1,09	1,15	1,17	1,15
WSW	1,00	1,18	1,34	1,45	1,53	1,00	1,12	1,21	1,26	1,28
SW	1,00	1,23	1,43	1,59	1,69	1,00	1,13	1,22	1,28	1,30
SSW	1,00	1,25	1,46	1,63	1,75	1,00	1,12	1,21	1,26	1,27
S	1,00	1,23	1,41	1,56	1,66	1,00	1,08	1,14	1,15	1,14
SSE	1,00	1,25	1,46	1,63	1,75	1,00	1,13	1,22	1,27	1,29
SE	1,00	1,23	1,43	1,59	1,69	1,00	1,14	1,24	1,31	1,33
ESE	1,00	1,18	1,34	1,45	1,52	1,00	1,14	1,24	1,30	1,32
E	1,00	1,10	1,16	1,19	1,18	1,00	1,10	1,17	1,21	1,20
	Április					Október				
W	1,00	1,08	1,13	1,14	1,12	1,00	1,09	1,15	1,18	1,17
WSW	1,00	1,12	1,21	1,26	1,27	1,00	1,17	1,31	1,41	1,46
SW	1,00	1,14	1,24	1,31	1,34	1,00	1,21	1,39	1,52	1,61
SSW	1,00	1,14	1,25	1,31	1,33	1,00	1,22	1,41	1,55	1,65
S	1,00	1,11	1,19	1,23	1,23	1,00	1,20	1,36	1,48	1,56
SSE	1,00	1,14	1,25	1,32	1,34	1,00	1,22	1,41	1,56	1,65
SE	1,00	1,15	1,26	1,33	1,36	1,00	1,22	1,39	1,53	1,62
ESE	1,00	1,13	1,23	1,28	1,31	1,00	1,18	1,32	1,42	1,48
E	1,00	1,09	1,14	1,16	1,15	1,00	1,10	1,17	1,20	1,19

kedvezőbb alakulását. A lejtő téli, lényegesen nagyobb sugárzásbevitelének a szőlő áttelelésében és a fagykarak csökkentésében lehet különösen nagy jelentősége. Az expozíció tehát mindenekelőtt a vegetáció elején, végén és a nyugalmi időszakban fejt ki jótékony hatását, amikor a mi éghajlatunk alatt a hőmérséklet- és sugárzás-igényes szőlő számára ezek a tényezők többnyire minimumban vannak.

Viszonylag kis területről (Bodrogkeresztúri-félmedence) *Justyák és Martonné* (1979) készítettek besugárzási térképet, amelyen a lejtő irányától és dő-



2. ábra: A radiotermikus index 6–7%-os, E-S-W irányú lejtőkre vonatkoztatott értékeinek területi eloszlása, 25 évi (1951–75) átlag

lésétől függő globálsugárzás összegek szerepelnek. Az expozíció hatásának nagy területű ábrázolása nehéz feladat, de a következő megfontolás alapján elkészítettük az egész országról áttekintést nyújtó térképet (2. ábra):

1. Az ábrázoláshoz a tenyészedő expozíciós szorzószámait használtuk fel (III. táblázat). A szorzószámok természetesen az égtáji iránytól és dőlésszögtől függően változnak. Ezt a változást nagy területek jellemzésénél nem lehet figyelembe venni, ezért a keleti a déli és a nyugati irányokra (180°), vagyis azokra a lejtőkre, amelyek szőlőtelepítésre elsősorban alkalmasak, átlagos szorzószámokat határoztunk meg.

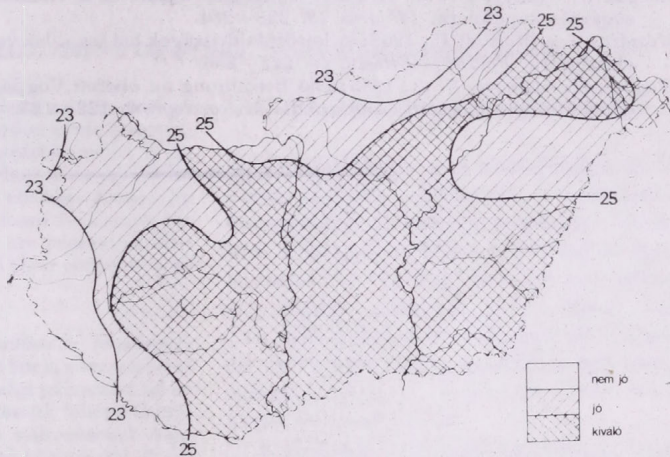
2. Az R indexek közül azokat, amelyeket hegy-dombvidéki meteorológiai állomások adatai alapján számítottunk, az átlagos expozíciós szorzószám segítségével módosítottuk. Az alföldi és síkvidéki radiotermikus indexeket változatlanul hagytuk.

A 2. ábra 6–7%-os (kb. 4–5°) E-S-W irányú lejtőkre mutatja be az átlagos R értékeket. A vízszintes síkra (sík területekre) vonatkozó, 1. ábránkon bemutatott térképhez képest szembetűnő a változás. A „nem jó” területek nagysága csökken, az északi hegyvidékre és a Dunántúl nyugati részére korlátozódik, s ugyanakkor megnő a „jó” és „kiváló” területek aránya. Már 6–7%-os kedvező irányú lejtő is erőteljesen növeli az energiabevételt, s ennek köszönhető, hogy a siklósi, a pécsi, a villányi a szekszárdi és a tokajhegyaljai területek kiváló kategóriába kerülnek. A keletnyírségi dombos vidék is jó területnek minősül.

A meredekebb lejtőkön tovább növekszik az energiabevétel (3. ábra). A 15%-os (8–9°), E-S-W irányú lejtőkre számított R értékek alapján a „nem

„jó” területek aránya tovább csökken. Jelentősen növekszik a „kiváló” területek nagysága, míg a „jó” területek észak, ill. nyugat felé tolódnak el.

Az ábrázolási mód nem veszi figyelembe a magassági szintvonalakat, s emiatt olyan hegyvidéki területeink is „jó” vagy „kiváló” zónába kerültek, amelyek már túl esnek a felső orográfiai határon. Figyelembe kell venni továbbá, hogy az E-S-W irányokra számított átlagos expozíciós szorzószámok miatt azonos lejtőszög esetén a délies irányú domborzatokra magasabb, a keleties és nyugatias lejtőkre alacsonyabb *R* értékek érvényesek, mint amiket a



3. ábra: A radiotermikus index 15%-os, E-S-W irányú lejtőkre vonatkoztatott értékeinek területi eloszlása, 25 évi (1951–1975) átlag

térképeken feltüntettünk. Ez az eltérés azonban, mivel nagy területi ábrázolásról van szó, az egyes kategóriákban nem jelenthet lényeges változásokat.

A tenyészidőszak optimális hőmérséklet- és sugárzásellátottsága csak szükséges, de nem elégséges feltétele a jó szőlőtermésnek és a minőségi bornak. Más ökológiai, ezen belül más meteorológiai tényező is meghatározó lehet. Hiába optimális a szőlőültetvény energiabevétele, ha az aszály vagy a sok csapadék rontja a minőséget vagy az elemi csapásnak számító jégeső, fagy megtizedeli, netán teljesen elpusztítja a termést. Azt azonban bátran állíthatjuk, hogyha a szélsőséges és rendkívüli időjárási jelenségek lehetőségét kizárjuk, akkor a termés mennyiségének és minőségének legfőbb meghatározója a vegetációs időszak hőmérséklet- és sugárzásellátottsága. Ilyen megszorításokkal kell értelmeznünk a radiotermikus indexszel történő termőhelyi értékelést.

IRODALOM

- Becker, N. J., 1969: Phänologische Beobachtungen an Reben und ihre praktische Anwendung zur Gütekartierung der Weinbergslagen. *Die Wein-Wissenschaft* 3–4., 136–156.
- Becker, N. J., 1977: Ökologische Kriterien für die Abgrenzung des Rebgelandes in den nördlichen Weinbaugebieten. *Die Wein-Wissenschaft* 2, 77–102.
- Berényi, D. – Justyák, J., 1956: Fenológiai felvételezés hegyvidéki szőlőállományban. *Időjárás* 60, 104–111.
- Branas, J., 1974: *Viticulture*. Déhan, Montpellier.
- Brezovcsik, L. – Justyák, J., 1973: A terepklíma vizsgálatok célja és jelentősége Tokaj-Hegyalján. *Tokaj-Hegyaljai Rekonstrukciós Bizottság kiadványa*. Miskolc.

- Csepregi, P. – Kriszten, Gy., 1951: *Bevezetés a szőlőtermesztés élet- és környezeti ismereteibe*. Egyet. Jegyzet. soksz. Budapest.
- Dunkel, Z. – Fűri, J. – Kozma, F., 1980: A szőlő hőmérséklet- és sugárzásigiénye. *Kertgazdaság* 12, 67–77.
- Huglin, J., 1972: *Caractéristiques écologiques des cépages et des vignobles. Rapport français* » *Bulletin de l'OIV* » No. 491.
- Justyák, J., 1965: Terepklimamérések a tokaji Nagy-Kopasz déli lejtőjén. *Acta Geogr.* 10/3, 27–38.
- Justyák, J. – Martonné Erdő, K., 1979: A domborzatnak és a napsugárzásnak mint termőhelyi tényezőknek alakulása a Bodrogkeresztúri-félmedencében. *Földrajzi Értesítő* 28, 249–266.
- Justyák, J. – Tar, K., 1973: A déli lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás kapcsolata. *Időjárás* 77, 165–174.
- Justyák, J. – Tar, K., 1974: A keleti, a nyugati lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás kapcsolata. *Időjárás* 78, 228–234.
- Mészáros, I. – Probáld, F., 1968: A lejtőtulajdonságok hatása a közvetlen besugárzás mennyiségi eloszlására. *Földrajzi Értesítő* 17, 249–256.
- Wagner, H. – Dinger, R. J., 1955: Die Besonnung im oberen Vogtland und ihre Bedeutung für das Pflanzenwachstum. *Angewandte Meteorologie* 2, 122–125.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 4. szám 1981. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85, No. 4, July – August 1981. Budapest

Az emberi tevékenység hatása a természetes szén-körforgalomra

HASZPRA LÁSZLÓ, Központi Légekfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39.

The effect of human activity on the natural carbon cycle. The natural carbon cycle is described and a quantitative characterization is given on the different carbon-reservoirs and fluxes between them. The changes caused by deforestation and use of fossil fuel since the middle of the last century are presented. The possible future changes and their consequences are shortly reviewed.

*

Az emberi tevékenység hatása a természetes szén-körforgalomra. A szerző leírja a természetes szén-körforgalmat, mennyiségi jellemzést ad az egyes rezervoárokról és a köztük fellépő fluxusokról. Bemutatja, milyen változásokat okozott az ember a múlt század közepe óta az erdőirtásokkal, a fosszilis tüzelőanyagok használatával. Röviden ismerteti, milyen további változásokra számíthatunk a jövőben és ezeknek milyen következményei lehetnek.

*

Bevezetés. A fosszilis tüzelőanyagok felhasználásával, az erdőségek irtásával és területük mezőgazdasági hasznosításával az ember egyre növekvő mértékben avatkozik be a természetes szén-körforgalomba. Ennek következtében az elmúlt 150 évben jelentősen megnőtt a légkör CO_2 tartalma. A növekvő szén-dioxid koncentráció megváltoztatja a légkör sugárzás-egyenlegét, így klímaváltozásokat okozhat, amelyeknek komoly gazdasági, társadalmi és politikai következményei lehetnek. Ahhoz, hogy megismerhessük az emberi beavatkozás jellegét és mértékét, ismernünk kell a természetes szén-körforgalmat. Cikkünkben a vizsgálatok eddig elért, megalkapozottnak tűnő eredményeit ismertetjük.

1. A természetes szén-körforgalom

A természetes szén-körforgalom fizikai, kémiai, biológiai és geológiai folyamatok komplex rendszere. Ezeknek a folyamatoknak a sebessége igen különböző. Mivel az emberi tevékenység hatása csak alig több, mint száz éve vált számottevővé, a több tízezer év alatt ható lassú, geológiai folyamatokat ebben a tanulmányban nem vesszük figyelembe.

A globális szén-körforgalom és megváltozása leírásához jelenlegi ismereteink mellett meglehetősen jelentős egyszerűsítésekre van szükség. Ezért általában csak négy alapvető széntároló rezervoárt különböztetünk meg: a légkört, az óceánokat, a szárazföldi vegetációt és a litoszférát. Vizsgáljuk meg először ezeket a rezervoárokat, majd az egyes rezervoárok közötti kapcsolatot.

A légkörben található legfontosabb szénvegyület a szén-dioxid. Koncentrációja napjainkban kb. 335 ppm, ami a teljes légkörre vonatkoztatva 715×10^{15} g szénnek felel meg. A légkörben ezen kívül metánt, szén-monoxidot és különböző szénhidrogéneket is találunk, ezek koncentrációja és klimatikus hatása azonban lényegesen kisebb.

Az óceánok mintegy $35\,000 \times 10^{15}$ g oldott szerveszén-tartalmat tartalmaznak (Bolín et al., 1979). Ennek zöme karbonátok és hidrogénkarbonátok formájában található, mindössze 1 ezreléke az oldott CO_2 , amely közvet-

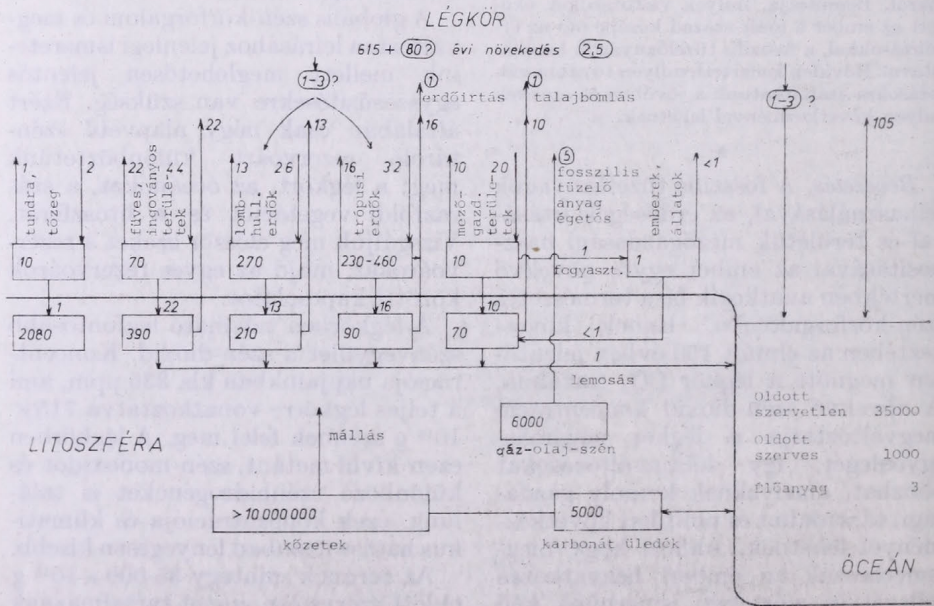
len kicserélődésben áll a légkörrel. Mivel az óceánok a légköri CO₂ fontos nyelői, a szén-körforgalom számításokban alapvető jelentősége van az óceánfelszín és a légkör, valamint az óceánfelszín és a mélyebb rétegek közötti kicserélődési sebesség meghatározásának. Az oldott szerves szén mennyisége az óceánokban kb. 1000×10^{15} g (Mopper és Degens, 1979). Ez a tengeri élet bomlásterméke. A szárazföldről a tengerekbe érkező szerves anyagok járuléka elenyésző.

A tengeri élővilágban található szénmennyiséget $2 - 3 \times 10^{15}$ g-ra becsülik (de Vooy, 1979). Ennek túlnyomó többségét a fito- és zooplanktonok adják. A fitoplanktonok fotoszintézise a karbonát ionokat szerves vegyületeibe építi, így nyelőt képez a szén-ciklusban. Egyes élő szervezetek a biomineralizáció bonyolult biokémiai folyamatai révén (Degens, 1976) CaCO₃-ot állítanak elő és így szén-

vonnak ki a tengervízből. A biomineralizációnak ez a formája sokkal jelentősebb, mint az aragonit, kalcit és dolomit szeretlen ülepedése (Bolin et al., 1979).

Az óceánvíz karbonát tartalmával állandó kicserélődésben levő karbonát üledék szén-tartalmát 5000×10^{15} g-ra becsülik. Természetesen a Földön található összes karbonát üledék ennél jóval több, valószínűleg több, mint $10\,000\,000 \times 10^{15}$ gramm szén-tartalmaz.

A szárazföldi vegetáció legjellemzőbb vonása a mozaikos szerkezet, amelyet a talajfajták és a klímazónák eloszlása határoz meg. Mivel a szárazföldi vegetáció ily módon szoros kapcsolatban van a hozzátartozó talajrendszerrel, célszerű együtt vizsgálni őket. A globális szén-körforgalmat vizsgálva feltétlenül meg kell becsülnünk az élőanyag mennyiségét a szárazföldi vegetáció egyes alrendszerei-



1. ábra: A globális szén-körforgalom (Bolin et al., 1979). Az ábrán a rezervoárok széntartalma 10^{15} g C, a fluxusok értéke 10^{15} g C/év egységekben szerepel. A bekarikázott értékek az emberi tevékenység hatását jelzik

ben és az alrendszereket jellemző szén-fluxusokat. Hasonló becslésekre van szükség a talaj esetében is.

A szárazföldi vegetáció széntartalma $800 \pm 200 \times 10^{15}$ g (Ajtay et al., 1979). Látható módon az élő szerves anyag (bióta) formájában levő szénmennyiség becslései meglehetősen bizonytalanok. Ugyanez igaz a növényzet gyarapodására, bomlására és a szén-fluxusokkal kapcsolatos becslésekre is. Ennek oka az, hogy az egyes vegetáció típusok definíciói nem egyértelműek, az egyes típusok földrajzi elterjedésének megítélése sem egységes. Az, hogy a nemzeti erdő-statisztikák nem azonos elvek alapján készülnek, szintén komoly bizonytalanságok forrása. Főleg a fejlődő országokat illetően még adathiány is nehezíti a kutatók dolgát. Egyes szerzők a szárazföldi vegetáció alatt csak az élőanyagot értik, míg mások az elhalt növényzetet is figyelembe veszik. A trópusi őserdők esetében ez az eltérés igen jelentős lehet (Bolin et al., 1979). Mivel a bioszférának kiemelkedő szerepe van a globális szén-körforgalomban, nem véletlenül szorgalmazzák a bizonytalanságok mielőbbi felszámolását, egységes módszerek kidolgozását (WMO/ICSU/UNEP, 1981).

A talaj szerves szén-tartalmának tömege még bizonytalanabb, mint a szárazföldi biotáé. Az eltérések oka elsősorban a tőzeggennyiség meghatározásában van. Az utóbbi évek becslései is $1500 - 3000 \times 10^{15}$ g között ingadoznak (Ajtay et al., 1979).

Az egyes rezervoárok között állandó anyagáramlást figyelhetünk meg. A globális szén-körforgalmat szemléltető 1. ábrán a fluxusokat 10^{15} g C/év egységekben tüntettük fel. A szárazföldi vegetációnál a nyílak a fotoszintézist és a kilégzést, illetve a talajból való tápanyagfelvételt jelzik. A talajnál a szerves anyagok bomlása során keletkező széntartalmú gázok távozását. A folyók által történő lemosás kis jelentőségű a globális szén-körforgalomban. Az óceánokkal kapcsolatos

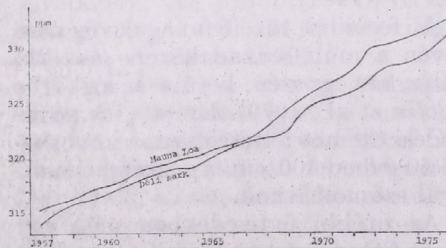
fluxusok: szén-dioxid felvétele és kibocsátása, karbonát üledékek képződése és oldódása.

2. Az emberi tevékenység hatása

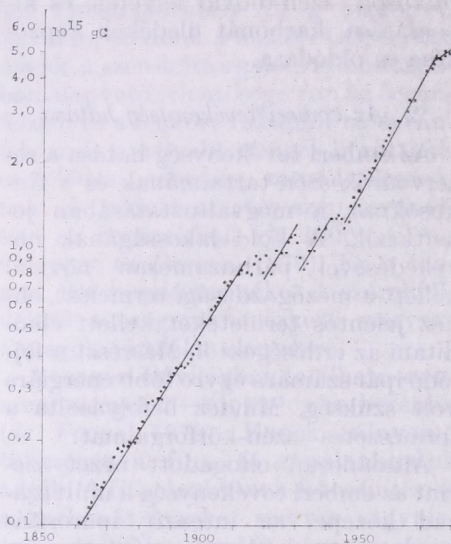
Az emberi tevékenység hatása a rezervoárok szén-tartalmának és a fluxusoknak a megváltoztatásában jelentkezik. A Föld lakosságának növekedésével párhuzamosan növelni kellett a mezőgazdasági termelést, ehhez jelentős területeket kellett elhódítani az erdőseégektől. Másrészt a fejlődő ipar számára egyre több energiára volt szükség. Mindez befolyásolta a természetes szén-körforgalmat.

Általánosan elfogadott nézet szerint az emberi tevékenység a múlt század közepe, az intenzív iparosítás kezdete óta módosítja számottevően a globális szén-körforgalmat. A legszembetűnőbbben a légköri CO_2 mennyisége változott. A múlt század végén a levegő átlagos szén-dioxid koncentrációja 290 ppm körül volt (Keeling, 1978), napjainkban értéke már kb. 335 ppm. Az elmúlt 23 évben a légköri CO_2 szint 20 ppm-mel nőtt (2. ábra).

A légkörbe kerülő antropogén eredetű szén-dioxid fő forrása a fosszilis tüzelőanyagok égetése. A múlt század közepétől a gyorsan fejlődő iparnak egyre több energiára volt szüksége. Ezt fosszilis tüzelőanyagok – eleinte főleg szén – felhasználásával biztosították. A felhasznált tüzelőanyag mennyisége 1860 és 1970 között évente 4,3%-kal nőtt és csak a két világ-



2. ábra. A légköri CO_2 koncentráció növekedése (Keeling és Bacastow, 1977)



3. ábra : A fosszilis tüzelőanyag felhasználása s a cementgyártás során keletkező CO₂ évi mennyiségének időbeli változása (WMO/ICSU/UNEP, 1981)

háború idején volt valamivel alacsonyabb. Az 1970-es években kirobbant olajválság 2,8%-ra mérsékelte a növekedés ütemét (3. ábra). Pillanatnyilag rendkívül nehéz megmondani, hogyan alakul a fosszilis tüzelőanyag felhasználása a jövőben. Ez nagymértékben függ az energiaáraktól, az atom- és napenergia felhasználásának mértékétől és nem utolsósorban a tudomány és a technika fejlődésétől. Az újabb becslések a következő 50 évre átlagosan csak évi 2%-os növekedést tételnek fel a fosszilis tüzelőanyagok felhasználásában (WMO/ICSU/UNEP, 1981).

A fosszilis tüzelőanyagok égetése révén a múlt század közepe óta kb. 140×10^{15} g szén került a légkörbe (Bolin et al., 1979). Évi 2%-os növekedési ütemet feltételezve, a következő 50 évben 400×10^{15} g szén-emisszióval számolhatunk.

Az utóbbi évtizedekben még egy ipari CO₂ forrás vált említésreméltóvá: a cementgyártás, amely a teljes ipari szén-dioxid emisszió 2%-át kép-

viseli. A 3. ábrán feltüntetett görbe a cementgyártás járulékát is tartalmazza.

Néhány száz éve az emberiség lélekszáma még nem ért el olyan magas szintet, hogy a mezőgazdaság, az erdők kizsákmányolása és más emberi tevékenység globális szinten számottevően befolyásolta volna a szárazföldi bioszférát. Azóta a megművelt földek területe lényegesen nőtt, az erdőségek területe és jellemzői jelentősen módosultak, ami a talaj és a bioszféra széntartalmának változásával járt.

Az erdőirtás elsősorban a múlt században volt jelentős. Ez több módon is befolyásolta a szén-körforgalmat. A kitermelt fa elégetése, illetve az erdők felegetése során nagymennyiségű CO₂ került a levegőbe. Másrészt az erdők irtása csökkentette a széndioxidot asszimiláló növényzetet, az erdőtakaró eltávolítása pedig gyorsabbá tette a talajban levő szénvegyületek oxidációját, ilymódon a talajból is szén került a légkörbe.

Az erdőirtások célja általában az volt, hogy újabb területeket vonjanak mezőgazdasági művelés alá. A mezőgazdasági haszonnövényzet azonban lényegesen kevesebb szén-tartalmaz, mint az erdő, amelynek helyére telepítették, és a művelés szintén elősegíti a talaj gyorsabb oxidációját (Woodwell, 1978).

Európában és Észak-Amerikában körülbelül a századfordulőig folyt intenzív erdőirtás. A mezőgazdasági termelés hatékonyságának növekedése folytán az utóbbi egy-két évtizedben itt már az erdők lassú újratelepítését figyelhetjük meg.

Jelenleg intenzív erdőirtás csak a fejlődő országokban, főleg a trópusokon folyik. Ezekben a területeken évente mintegy $120\,000$ km² erdőt irtanak ki. Az erdőirtás révén – figyelembe véve az újratelepítést is – Bolin (1977) szerint évente mintegy $1,0 \times 10^{15}$ g szén kerül a légkörbe.

Hasonló folyamatok játszódtak le a

Föld mocsaras területeinek lecsapolása során is.

Az emberi tevékenység hatására így jelentős mennyiségű szén került a bioszférából és a talajból a légkörbe. Moore (1981) legújabb és leg gondosabbnak tartott becslése szerint ez a mennyiség 1860 és 1975 között 145×10^{15} g volt, és szerinte a jelenlegi globális emisszió 3×10^{15} g C/év. Ez a becslés azonban a bioszférára és a talajra vonatkozó becslések általános bizonytalansága miatt még mindig csak hozzávetőlegesnek tekinthető.

A bioszférikus emisszióra elfogadott értéktől függően az utóbbi évek mérései szerint az emberi tevékenység során kibocsátott szénmennyiség 35–50%-a marad a levegőben (WMO/ICSU/UNEP, 1981). A többit az óceánok és a bioszféra veszi fel. A modell-számítások szerint az óceánok CO_2 formájában évente $1-3 \times 10^{15}$ g szénét nyelnek el. A másik fő nyelő, a bioszféra szén-dioxid felvételének becslései még bizonytalanabbak. Armetano és Ralston (1980) a mérsékelt övi erdők szénfelvételét 1×10^{15} g C/évre becsüli. A bioszféra többi részének viselkedéséről nincsenek megbízható adatok.

3. A természetes szén-körforgalom megváltozásának hatása

Mint láttuk, az emberi tevékenység évről évre jelentősen növeli a légkör széntartalmát. A jelenlegi növekedési ütem kb. 1 ppm/év, és a növekedés várhatóan még évtizedekig folytatódik.

A pillanatnyi és a jövőben várható koncentrációkban a szén-dioxid nem mérgező, környezetünket közvetlenül nem károsítja, sőt a fotoszintézis intenzitásának növelésén keresztül gyorsítja egyes növények gyarapodását (Stuiver, 1978). A légköri CO_2 koncentráció növekedésének van azonban egy alapvető problémája: az ún.

üvegház-hatás révén befolyást gyakorol a légkör sugárzás-egyenlegére, ezen keresztül pedig a Föld klímájára.

A CO_2 szint növekedése közvetlenül a felszíni hőmérséklet emelkedését okozza. Az utóbbi években különböző matematikai modellekkel igyekeztek ennek mértékét meghatározni. Reálisnak tűnik az a feltételezés, hogy a következő században a jelenlegi szén-dioxid koncentráció megduplázódik. A modell-számítások szerint ekkora szén-dioxid szint növekedés 1,5–3,5 °C-os globális felszíni átlaghőmérséklet változást okoz. A felmelegedés a magasabb szélességeken várhatóan nagyobb, míg az Egyenlítő táján kisebb lesz (lásd pl. Manabe és Stouffer, 1979, 1980; Manabe és Wetherald, 1980). Ez a jelentős hőmérsékletváltozás a klímaövek eltolódásához, a csapadékeloszlás megváltozásához, egyes területek elsivatagosodásához, a légkör és az óceánok egész cirkulációs rendszerének módosulásához vezet. Mindez érzékenyen érintené az egyes országok és az egész világ gazdasági életét, ami társadalmi, politikai feszültségeket okozhat.

Mivel a klímaváltozások mértéke és bekövetkezési ideje a légköri CO_2 koncentráció változásától függ, alapvető jelentősége van a jövőben várható antropogén CO_2 kibocsátás meghatározásának. Ezek a prognózisok segítenek abban, hogy idejében változtathassunk az energia-termelés szerkezetén, vagy abban, hogy a mezőgazdaság felkészülhessen az esetleges klímamódosulások hatásainak kivédésére. Az utóbbi években számos ilyen modell látott napvilágot (lásd pl. Niehaus, 1979).

A természetes klímaingadozások miatt méréseinkkel egyelőre nem tudjuk kimutatni a növekvő légköri CO_2 koncentráció miatti felmelegedést. Úgy tűnik, a szén-dioxid koncentráció elmúlt száz évben bekövetkezett 15%-os emelkedése még nem számottevő a klímát alakító egyéb tényezők mellett. A jövőben azonban a légköri CO_2

szint antropogén módosítása domináns tényezővé válhat. Hatásai kutatásának ezért nagy figyelmet kell szentelnünk.

IRODALOM

- Ajtay, G. L., Ketner, P. and Duvigneaud, P., 1979: Terrestrial primary production and phytomass. In: *The global carbon cycle* (SCOPE Report 13). John Wiley and Sons, Chichester - New York - Brisbane - Toronto.
- Armentano, Th. V. and Ralston, C. W., 1980: The role of temperate zone forests in the global carbon cycle. *Canadian J. Forest Research* 10, 53-60.
- Bolin, B., 1977: Changes of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science* 196, 613-615.
- Bolin, B., Degens, E. T., Duvigneaud, P. and Kempe, S., 1979: The global biogeochemical carbon cycle. In: *The global carbon cycle* (SCOPE Report 13). John Wiley and Sons, Chichester - New York - Brisbane - Toronto.
- Degens, E. T., 1976: Carbonate, phosphate and silica deposition in the living cell. In: *Topics in Current Chemistry* 64; *Inorganic Biochemistry*. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York.
- Keeling, C. D., 1978: Carbon dioxide in the 19th century. *Science* 202, 1109.
- Keeling, C. D. and Bacastow, R. B., 1977: Impact of industrial gases on climate. In: *Energy and Climate*. Nat. Acad. of Sciences, Washinon, D.C.gt
- Manabe, S. and Stouffer, R. J., 1979: A CO₂-climate sensitivity study with a mathematical model of the global climate. *Nature* 28, 491-493.
- Manabe, S. and Stouffer, R. J., 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 85, 5529-5554.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1980: On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 37, 99-118.
- Moore, B., 1981: A simple model for analysis of the role of terrestrial ecosystems in the global carbon budget. In: *Carbon cycle modelling* (SCOPE Report 16). John Wiley and Sons, Chichester - New York - Brisbane - Toronto.
- Mopper, K. and Degens, E. T., 1979: Organic carbon in the ocean: nature and cycling. In: *The global carbon cycle* (SCOPE Report 13). John Wiley and Sons, Chichester - New York - Brisbane - Toronto.
- Niehaus, F., 1979: The problem of carbon dioxide. *Int. Atomic Energy Agency Bulletin* 21, 2-10.
- Stuiver, M., 1978: Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. *Science* 199, 253-258.
- de Vooy, C. G. N., 1979: Primary production in aquatic environments. In: *The global carbon cycle* (SCOPE Report 13). John Wiley and Sons, Chichester - New York - Brisbane - Toronto.
- WMO/ICSU/UNEP, 1981: *On the assessment of the role of CO₂ on climate variations and their impact*. Joint WMO/ICSU/UNEP meeting of experts, Villach, Austria, Nov. 1980.
- Woodwell, G. M., 1978: The carbon dioxide question. *Scientific American* 238, 34-44.

KAGAN, R. L.: *Osztrednyenyije meteorologiceszkich polej (Meteorológiai mezők átlagolása)*. Hidrometeoizdat, Leningrád, 1979. 213 oldal.

A meteorológiai mezők statisztikai szerkezetére vonatkozó kutatások az utóbbi néhány évtizedben jelentős, és a meteorológiai gyakorlatban (a meteorológiai adatok számítógépes feldolgozásában, az állomáshálózat optimalizálásának feladataiban, a meteorológiai elemek objektív analizisében stb.) sikeresen alkalmazható eredményekhez vezettek. Ezen eredmények elérésében döntő súlya volt a szocialista országok összehangolt kutatásainak és ezen belül is kiemelkedő jelentőségű a leningrádi Geofizikai Főobszervatórium (GGO) kollektívájának tevékenysége. A most ismertető könyv szerzője ezen közösség egyik szakmai vezetője.

Ismeretes, hogy a meteorológiai feladatok megoldásakor térben és/vagy időben átlagolt adatokat kell felhasználnunk. Nyilvánvaló, hogy a mérőműszer tehetetlensége miatt átlagolására már a mérés folyamatában sor kerül, de bizonyos (általában erősen változókéony) meteorológiai elemek esetén a kitézőtt feladatok (például energia- vagy vízmérleg számítása) többsége az adott elem – például területi – átlagaira vonatkozik. A megfelelő átlagolási eljárások kiválasztásához és gyakorlati realizálásához akar segítséget nyújtani R. L. Kagan műve.

A könyv öt fejezetből áll, amelyekhez előszó és a 166 hivatkozást tartalmazó irodalomjegyzék csatolódik. A táblázatokkal, grafikonokkal és ábrákkal gazdagon illusztrált kiadvány technikai kivitelezése jó, a könyv tanulmányozását elősegíti.

Az első fejezet bevezető jellegű: egyrészt minőségi áttekintést ad az átlagolt meteorológiai adatok és az átlagos értékek felhasználására vezető feladatok jellegéről, másrészt röviden összefoglalja a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetét jellemző mennyiségek definícióit.

A második fejezet az átlagolt mezők statisztikai szerkezetét tárgyalja. A meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének az átlagolási operátor alkalmazásakor bekövetkező transzformálódását minőségileg könnyű leírni, de a tényleges leképezések megvalósítása munkaigényes, sok esetben pedig tetemes numerikus számolást igényel. Ezen számításokat a szerző konkrét példák segítségével mutatja be, majd az általa bevezetett *reprezentativitási fogalom* segítségével vizsgálja a pontbeli mérési adatok és az átlagolt mennyiségek viszonyát. Mivel ezek a vizsgálatok – a gyakorlatban ritkán előforduló – magasfokú szimmetriájú állomás- és tartománykonfigurációkra vonatkoztak, a fejezet értékét növeli, hogy befejezésül áttekintést kaphatunk a mérési pontok elhelyekedéséből és a tartomány geometriájából származó további reprezentatívítási kérdések megoldásáról.

A harmadik fejezetben a diszkrét adatok átlagolásának pontosságát érintő kérdésekről olvashatunk. Ismeretes, hogy matematikai szempontból ez a feladat ekvivalens valamilyen kvadratura-formula segítségével kiszámított integrál pontosságának becsülésével, amelyhez az integrandus bizonyos simaságát követelik meg. A szerző felfogásának legjobban az általa részletesen kifejtett statisztikai módszer felel meg: az átlagolási pontosság becsülésénél legcélszerűbb a kiindulási mező (statisztikai) szerkezeti adatait felhasználni. Az átlagolás, ill. pontosság becsülése analitikus módszerekkel elvileg végrehajtható, gyakorlati-alkalmazási feladatokhoz viszont célszerű közelítő eljárásokat alkalmazni. A fejezet fontos eredménye annak megmutatása, hogy a közelítő módszerek halmazában van optimális eljárás. Végül az eddig elért eredményeket a szerző kiterjeszti arra az esetre, amikor az átlagolandó mező statisztikai szerkezetét csak közelítőleg ismerjük (nyilvánvaló, hogy a gyakorlatban csak ez az eset fordul elő).

A negyedik és ötödik fejezet alkalmazási kérdéseket tárgyal. Az előző fejezetekben kidolgozott metodikákat a szerző a negyedik fejezetben a csapadékmérési adatok reprezentativitásának és a léghőmérséklet zonális átlagolása pontosságának kérdésére alkalmazza. Az első problémakör a vízgyűjtők helyi sajátosságainak a csapadékmérő hálózat tervezésekor való figyelembevételének lehetőségét és fontosságát, a második pedig a havi hőmérsékleti átlagok klimatológiai értelmezésének kérdéseit illusztrálja.

Az ötödik fejezet a meteorológiai mezők térbeli átlagolásának algoritmusaival foglalkozik. A szerző vizsgálja az algoritmusok készítésének gyakorlati szempontjait, a számítógépes realizáció gazdaságosságát, ismerteti az izovonalak, a trianguláció és a poligonos átlagolás módszerének programozástechnikai vonatkozásait. Részletesen elemzi a GGO-ban M-20 típusú szá-

mitőgépre ALGOL-60 nyelven írt átlagolási programrendszer megvalósításának technikáját. Egyúttal előzetes eredményt közöl a Monte Carlo-módszer alkalmazásáról.

R. L. Kagan monográfiája a témakör első részletes összefoglalása: az eddig csak folyóiratokban és alkalmi kiadványokban található eredmények átfogó szintézise. Ez a szintézis a jelentős szovjet kutatások mellett a külföldi – így a magyar – eredményeket is tartalmazza.

Összefoglalóan elmondhatjuk, hogy a könyv a vizsgált kérdések széles köre, a tárgyalás mélysége és követhetősége, valamint a gyakorlati jelentőségű feladatok széles skálája miatt egyaránt használható az elméleti és alkalmazott meteorológiai kutatásban, valamint az egyetemi oktatásban.

Dévényi Dezső

Orographic effects in planetary flows (*Orografikus hatás a planetáris áramlásra*), GARP Publications Series No. 23, 1980. 450 oldal, táblázatokkal, ábrákkal, irodalmi utalással.

A Föld domborzata minden időjárási skálán jelentkező mozgásfolyamatra hatással van, a planetáris hullámoktól kezdve egészen a kis turbulens örvényekig. Ezekkel a hatásokkal kapcsolatban az utóbbi évtizedek során sok minden tisztázódott, ennek ellenére a domborzati effektusok terén ismereteink még hiányosak. A jelenségek mechanizmusának megfelelő ismerete fontos, hiszen nélkülük az időjárási folyamatok analízise és előrejelzése nem lehetséges.

A kiadvány az orográfiának a légkörre gyakorolt sokoldalú hatásaival foglalkozik. 11 témát dolgoz fel, mindegyiknek egy-egy külön fejezetet szentelve. A témákkal kapcsolatos megfigyelések és elméleti ismeretek leírása mellett laboratóriumi és numerikus kísérleteket is ismertet. Sok kép, ábra és grafikon segíti elő a kiadvány anyagának megértését.

Az első fejezet (A. Kasahara) a domborzatnak az általános cirkulációra gyakorolt hatásaival foglalkozik. Statisztikákat, elméleti és numerikus tanulmányokat ismertet. Tárgyalja a domborzati effektusok numerikus előrejelző modellekbe való beépítését és az ezzel kapcsolatos nehézségeket. Olvashatunk a nagy hegységek „lee” oldalán bekövetkező ciklogenezis kérdésével kapcsolatos problémákról is.

A második fejezet (R. E. Dickinson) a planetáris hullámokra gyakorolt orográfiai hatások leírását tartalmazza. A megfigyelések ismertetése után a szerző rövid áttekintést ad a hullámok dinamikájáról.

A harmadik fejezet témája a domborzat által megnövelt csapadék struktúrája, mechanizmusa és előrejelzése Angliában (K. A. Browning).

A negyedik fejezetben J. B. Klemp és D. K. Lilly a hegyek keltette hullámokkal és azok tulajdonságaival foglalkoznak. Megvizsgálják hogyan függenek ezen hullámok tulajdonságai az orográfiai sajátosságoktól, a légállapottól, valamint a domborzat horizontális kiterjedésétől. A fejezet végén összehasonlítják a megfigyeléseket az elméleti eredményekkel.

Az ötödik fejezet témája a határréteg domborzat miatt bekövetkező módosulása. P. A. Taylor és P. R. Gent összefoglalják a lejtőszélre és a domborzat feletti áramlás hidrosztatikus modelljére vonatkozó nézeteket, valamint vizsgálják a hegyek feletti áramlásokat a határréteg különböző rétegződése esetén.

Az óceáni talpzatnak a tengerre kifejtett hatását tárgyalja a hatodik fejezet (N. G. Hogg).

A hetedik fejezet az Alpok „lee” oldalán bekövetkező ciklogenezis numerikus modellezését ismerteti. A „lee” ciklogenezis jelenségének leírása után S. Tibaldi ennek lehetséges mechanizmusát vázolja fel, majd bemutatja J. Egger, A. Trevison és F. Mesinger numerikus modelljeit. A modellek eredményeinek ismertetése és a további tennivalók összefoglalása zárja ezt a fejezetet.

A nyolcadik fejezet a topográfiai effektusok laboratóriumi tárgyalásával foglalkozik. A szerzők, P. G. Baines és P. A. Davies különböző tulajdonságú (réteges, homogén stb.) áramlásokat vizsgálnak más-más körülmények között (pl. izolált akadály, háromdimenziós akadály felett) és ismertetik a kísérletek eredményeit.

Az orográfiai effektusok műholdképes vizsgálata a kilencedik fejezet tárgya. Ebben a részben B. Gjevik a mezoskálájú áramlás módosulásait vizsgálja. Áttekinti a szigetek „lee” oldaláról leváló örvények és a „lee” hullámok mechanizmusát. Ezzel párhuzamosan ugyanezen jelenségek laboratóriumi vizsgálatának eredményeit is bemutatja.

A tizedik fejezetben (D. L. T. Anderson) először az Indiai-Óceán nyugati partvidéke feletti alacsony szintű jet jellemzőivel, majd az erre vonatkozó elméletekkel és modellekkel ismerkedhetünk meg.

Az utolsó fejezetben más bolygók atmoszférájának domborzati effektusaihoz kapunk bepillantást (C. B. Leovy).

A kiadványt tekintélyes irodalomjegyzék zárja.

Szécsi Katalin

A WMO ALAPRENDSZEREK BIZOTTSÁGÁNAK RENDKÍVÜLI ÜLÉSE

Az Alaprendszerek Bizottsága rendkívüli ülését 1980. december 1. és 10. között Genfben tartották meg. A Bizottság munkájában résztvevő 90 tagországból 74 ország delegátusai jöttek el a tanácskozásra. Az ülésre több nemzetközi szervezet is elküldte megfigyelőit, köztük első ízben a PFSZ küldötte is jelen volt. A magyar meteorológiai szolgálatot kormány megbízóvaléval *Kapovits Albert*, a Központi Meteorológiai Intézet igazgató helyettese képviselte.

A napirendre tűzött kérdések közül a fontosabbak az Időjárási Világszolgálat (WWW) integrálása, a megfigyelő alaprendszer új elemei, az új SYNOP kód bevezetése, az adatfeldolgozás, a Bizottság részvétele az Éghajlati Világprogramban, a távközlési alaprendszer fejlesztése témák köré csoportosultak.

1. Az Időjárási Világszolgálat integrálásának gondolata és az integrálás előkészítése az Alaprendszerek Bizottságának két évvel ezelőtti értekezletén vetődött fel. Az integrálás célja nem egy új Időjárási Világszolgálat létrehozása, hanem annak modulszerű, koordinált fejlesztése, flexibilis és gazdaságilag hatékony módon, az új technikai eszközök és eljárások felhasználásával úgy, hogy a fejlődő és a fejlett országok közötti technikai különbségek csökkenjenek. Az értekezlet részletesen megjelölte az integrálás előkészítéséhez szükséges vizsgálatokat, melyeket a következő két év során kell elvégezni és a Meteorológiai Világszervezet Titkársága felkérte a tagországokat, hogy aktívan vegyenek részt azokban.

2. A Globális Időjárási Kísérlet egyik fontos eredménye volt az, hogy bebizonyosodott az úszó bójják szolgáltatta időjárási adatok rendkívüli hasznossága. Ennek a felismerésnek köszönhető, hogy az értekezlet javasolta az úszó bójják rendszerének a globális megfigyelő alaprendszerbe foglalását, melyhez az Egyesült Államok és Franciaország együttesen 1987-ig biztosítja az ARGOS gyűjtő-feldolgozó-elosztó rendszer fenntartását.

Nagyréradklődés nyilvánult meg az automatizált repülőgépes időjárási megfigyelések és adattovábbítás (ASDAR) kipróbált rendszerének szélesebb körű alkalmazása iránt, mely az Időjárási Világszolgálat megfigyelő alaprendszerének házagszó elemét képezheti a jövőben.

3. Immár évek óta — ismét — komoly előkészületek folynak a földfelszíni szinoptikus meteorológiai megfigyeléseknek a korszerű, fejlett megfigyelési technikához, a számítógépes adatfeldolgozás fokozódó elterjedéséhez és a középsébségű, ill. nagysebességű adatátvitel követelményeihez igazodó kódja (az ún. új SYNOP kód) bevezetésére. Ezek az előkészületek most a végükhöz közelednek; az Alaprendszerek Bizottsága VII. értekezletének (Washington, 1978.) határozata értelmében 1982. január 1-től kezdődően a fenti célra az új SYNOP kódot kell használni. Bár néhány kérdést még mindig nem sikerült közmegegyezésre megnyugtatóan megoldani, az ülésszakon a Bizottság úgy határozott, hogy tekintettel a kód bevezetéséig hátralevő idő rövidségére a kód szerkezetének és alkalmazási szabályainak módosítására irányuló újabb javaslatokkal nem foglalkozik, azt a jelen formájában kell bevezetni. A küldöttek sajnálattal vették ugyanakkor tudomásul azt is, hogy a távközlési központokban a jelenségek globális és regionális szakaszainak szétválasztása nem lehetséges, miáltal az új kód alapvető logikája mond csődöt.

4. Az értekezlet jóváhagyta, hogy az adatfeldolgozó alaprendszerben új regionális központok létesültek, ill. létesülnek Antananarivóban, Lagosban, Pekingben és Jeddahban. A nemzetközi adatfeldolgozó központok magas szintű automatizálása után fokozódik az adatfeldolgozás automatizálása nemzeti szinten is. Ezért időszerű az adatfeldolgozó központok automatizálásával foglalkozó útmutató készítése, melynek vázlatát megvitatták és elfogadták.

Az Európai Középtávú Időjárási Előrejelző Központ (ECMWF) beszámolt egyes kísérleti eredményeiről és felajánlotta, hogy a globális távközlési rendszeren keresztül a nem szerződő tagországoknak is rendelkezésére bocsátja előrejelzéseinek egy részét, amennyiben azt a Meteorológiai Világszervezet tagországai kérik.

Az adatfeldolgozás témája keretében vitatták meg az ICAO Tanács döntését, melynek értelmében 1981. november 26-tól repülési célokra a szélsősebesség egységként a km/h-t a légnyomás egységéül pedig a hectopascal-t kezdik használni, s a végleges átállásnak 1985., ill. 1990. december 31-ig kell megtörténnie. A küldöttek jelentős része jelezte, hogy a szél-

sebesség közlésére vonatkozó ICAO döntés komoly nehézségek forrása, az további egyeztetést és konzultációt igényel, melyre az értekezlet a Meteorológiai Világszervezet főtákarát kérte fel.

5. A Meteorológiai Világszervezet újabb hosszútávú programja az Éghajlati Világprogram, melynek fontos része az éghajlati adatprogram. Az éghajlati adatprogram, valamint ezzel összhangban nemzetközi adatbank létesítése, a tárolt adatok minőségi ellenőrzése és a szinoptikus adatok éghajlati felhasználhatóságához szükséges sajátosságok meghatározása és figyelembe vétele az Alaprendszerek Bizottságának felelősségi körébe tartozik. Hangsúlyozták, hogy a Meteorológiai Világszervezet katalógus és adatvisszakereső rendszerét a fenti célnak megfelelően kell kifejleszteni, kiegészítve azzal a sajátossággal, hogy más rendszerekkel zavartalanul együttműködhessek.

6. A globális távközlési alaprendszerben említésre méltó új összeköttetés az Offenbach/Majna és Peking között műholdon keresztül megvalósított közvetlen összeköttetés, valamint az Arab Liga tagországai által létrehozott, az I., a II. és VI. régiók adateseréjének javítását elősegítő áramkörök.

Az értekezlet foglalkozott az adatforgalom további növekedésével; miközben az új SYNOP kód alkalmazása az eddigi adásidőt mintegy másfélszeresére növeli, egyrészt gyarapodik a műholdon keresztül gyűjtött SHIP táviratok száma, másrészt az ASDAR rendszer elterjedése miatt is fokozódik a forgalom a távközlési alaprendszerben. További gondot jelent a Regionális Meteorológiai és a Meteorológiai Világ Központok produktumainak továbbítása. Ezért a közeljövőben felül kell vizsgálni az adatforgalom kérdéseit, elsősorban az analóg és digitális formában továbbítandó produktumok listáit és a forgalom irányítást.

Kapovits A.

*

SAKÉRTŐI ÉRTEKEZLET A LÉGKÖRI CO₂ KLÍMAMÓDOSÍTÓ HATÁSÁRÓL ÉS ENNEK KÖVETKEZMÉNYEIRŐL

Évek óta világméretű érdeklődés kíséri a légköri CO₂ koncentráció növekedésével kapcsolatos kutatásokat. Általánosan elfogadott nézet, hogy a légkör szén-dioxid tartalmának további növekedése klímaváltozásokhoz vezet, amelyeknek komoly társadalmi, gazdasági és politikai hatásai lehetnek. Bizonytalanság uralkodik azonban az egyes folyamatok jelentőségének megítélésében. Így az elmúlt években napvilágot láttak olyan munkák, amelyek küszöbönálló katasztrófára figyelmeztettek, ugyanakkor olyanok is, amelyek a nö-

vekvő légköri CO₂ koncentráció hatását elhanyagolhatónak minősítették. Tekintettel a kérdés jelentőségére az ICSU, az UNEP és a WMO 1980. novemberében szakértői értekezletet hívott össze az ausztriai Villach-ba, melyen a probléma legnevesebb kutatói vettek részt.

A tanácskozásnak alapvetően öt fő témája volt: a következő évtizedekre várható fosszilis tüzelőanyag fogyasztás; a bioszféra változása a következő évtizedekben; a szén ciklus részleteinek tisztázása, az óceánok, a légkör és a bioszféra szerepének és jelentőségének meghatározása; a légköri CO₂ koncentráció növekedése és a klíma kapcsolata; valamint a klímaváltozások potenciális hatása. A szakértők az egyes témákban összefoglalták a vizsgálatok eddig elért, megalapozottnak tűnő eredményeit és a további feladatokat. Fontos megállapításuk volt, hogy az energiatakarékossági intézkedések hatására a fosszilis tüzelőanyagokból származó szén-dioxid emisszió évi növekedése az elmúlt években 2,8%-ra csökkent, ezért felül kell vizsgálni mindazokat a modelleket, amelyek a korábbi évek 4,3%-os növekedési üteméből indultak ki, vagy még ennél is nagyobb növekedést tételeztek fel.

A találkozó résztvevői nagy súlyt helyeztek a meglévő bizonytalanságok okainak feltárására. Ezek között első helyen szerepel a szárazföldi növényzet, különösen a trópusi növényzet mennyiségének, változásainak, szerepének különböző kutatók által történő eltérő megítélése. Ez a helyzet a módszerek sürgős egyeztetését követeli.

A klímamodellezéssel kapcsolatban megállapították, hogy a számítottépes kapacitás korlátozott volta miatt lényegesen új eredményekre a közeli jövőben nem lehet számítani.

A kutatók a továbbiakban részletesen foglalkoztak a növekvő szén-dioxid mennyiség okozta klímaváltozásokkal, ezek lehetséges hatásaival.

Befejezésül ajánlásokat fogadtak el a közeljövőben megoldandó feladatokra: a bioszféra és a talaj szénkészletének pontosabb vizsgálata, tökéletesebb óceán-modellek kifejlesztése, a fosszilis tüzelőanyag felhasználás megfigyelése. Jelentősége miatt külön programnak kellene foglalkoznia a krioszféra részletes vizsgálatával.

Végezetül megállapították, hogy tekintettel az esetleges klímaváltozások globális jellegére, a vizsgálatokat célszerű lenne valamilyen nemzetközi szervezet irányításával végezni. Ez a szervezet egyben gondoskodhatna a módszerek egységességéről és az elért eredmények rendszeres cseréjéről is.

A találkozó anyagát az ICSU/UNEP/WMO 1981. januárjában sokszorosított kiadvány formájában megjelentette. Ebben az egyes témákat részletes irodalomjegyzék egészíti ki.

Haszpra L.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); 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 **különlenyomatot** kapnak. Több különlenyomat a szerző költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg rendelhető.

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified literary advisers.

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

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

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



81.0456 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329