

Dr. Götz Justaon

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
87. ÉVF. ★ 3. SZÁM ★ 1983. MÁJUS — JÚNIUS

TARTALOM

Möller, D.: A kén globális körforgalma (angol nyelven) 121

Zoltán Csaba—Székely Csaba—Gerezdsi István—Molnár Károly: Jégzsemnövekedési modell (angol nyelven) 144

Péczely György: A légkör vízgőzkészletének földgömbi rendszere 151

Pintér Ferenc—Tánczer Tibor: A talajfelszín hőmérsékletének kiszámítása műhold adatokból 163

Posza István—Stollár András: A tényleges párolgás számításához használt növénykonstansok értékei többévi mérés alapján 170

Irodalom 178

CONTENTS

Möller, D.: The global sulfur cycle (in English) 121

Zoltán, Cs.—Székely, Cs.—Gerezdsi, I.—Molnár, K.: A model of hailstone growth (in English) 144

Péczely, G.: Global system of water-vapour content of the atmosphere 151

Pintér, F.—Tánczer, T.: Land surface temperature evaluation from satellite data 163

Posza, I.—Stollár, A.: Plan constants evaluated by several years' measurements for the calculation of effective evaporation 170

Literature 178

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 87. ★ NO. 3. ★ MAY — JUNE 1983 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS E. (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

LÓRINCZ 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. 87. évf. 3. szám. 1983 május — június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 87 No 3. May — June 1983. Budapest

The global sulfur cycle

D. MÖLLER, *Institute of Geography and Geoecology Academy of Sciences of the GDR, 1199 Berlin, Rudower Chaussee 5*

A kén globális körforgalma. A tanulmány célja a kén globális körforgalmára vonatkozó jelenlegi ismereteink összefoglalása. A földi kén-ciklus geológiai korokban végbement változásainak rövid bemutatása után a szerző elkülönítve tárgyalja az antropogén és természetes (geofizikai és biológiai) körforgalmat. Részletesen elemzi a különböző források és nyelők erősségét, valamint az egyes környezeti szférákban végbemenő kémiai átalakulásokat. Végül vázolja a kén földi mérlege elkészítésének kémiai alapjait.

✱

The global sulfur cycle. The aim of this paper is to summarize our present knowledge of the global sulfur cycle. After reviewing briefly the evolution of the natural sulfur budget during geological times the author discusses separately the anthropogenic and natural (geophysical and biological) cycles. The strength of different sources and sinks is reviewed in detail as well as the chemical transformations taking place in different media of our environment. Finally the chemical background of the global sulfur cycle is presented.

✱

1. *Introduction.* A biogeochemical cycle comprises the sum of all the transport and conversion processes an element and its compounds undergo in nature.

Man's knowledge of the global cycles of elements varies considerably: the global cycles of a number of elements were described in quantitative terms, with the differences between the results being of several orders of magnitude. However, there are many elements of which almost no quantitative data of their transport and conversion processes are known.

The substances undergoing the biogeochemical cycle pass through a number of reservoirs (*Fig. 1*) where certain concentrations accumulate which are the result of transport and of the reactions within the reservoirs as well as of mass transfers to the reservoirs (sources) and from the reservoirs (removed substances). Reservoirs or environmental media are relatively homogeneous with regard to the major structural and functional features so that they have a "limited volume" for the behaviour of a substance in the reservoir concerned. A global cycle of elements may be derived from the balance of composition of the individual reservoirs, with a (quasi) steady state being considered to exist.

The transfer of a substance from one reservoir to another one may be characterized by the flux rate F :

$$F = \omega M$$

where M is the mass of the substance contained in the reservoir. It can be shown (Möller, 1980, 1982) that the mass-transfer coefficient ω is identical with the reciprocal residence time $1/\tau$ of the substance in the reservoir concerned, provi-

ded that the kinetics of the removal processes are subject to a linear function between the temporal concentration change dc/dt and the concentration c . In addition to the lithosphere, pedosphere and hydrosphere, the atmosphere is of major interest in this context, because it may be considered to be of a special nature due to the high transport and conversion rates. The special importance

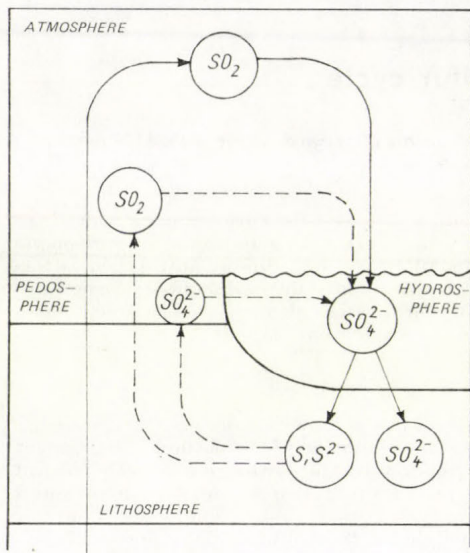


Fig. 1: Schematical relationship between anthropogenic sulfur cycle and the origin of sulfur deposits: Sulfur deposits used by man are formed through sedimentation (following by metamorphose) of oceanic sulfate which is mainly formed from volcanic SO_2 over geological times (solid line). The sulfur and sulfide deposits are transformed by man into atmospheric SO_2 (as byproduct of some processes) and pedospheric sulfate (mainly fertilizer) which are deposited at the end of all transport and transformation processes in the ocean in short times (dashed line).

of the atmosphere is also a consequence of its function as a global link connecting hydrosphere, biosphere and pedosphere. The biosphere is no reservoir in the sense as explained above. It is restricted (with regard to the conversion processes) mainly to the pedosphere and hydrosphere. Man's activities, i. e., the withdrawal of raw materials from the environment and the release of byproducts into the environment, are sometimes of magnitudes which are equal to the natural biogeochemical cycles on a global scale. To assess the possible influences of human society on its environment over a long period of time on a global scale calls for an analysis of the anthropogenic share in the biogeochemical cycle.

Anthropogenic pollutants due to the combustion of fossil materials for meeting man's energy demand are the principal source of the pollution of the atmosphere. The fossil-fuel type of energy generation implies a hundred percent conversion of the fossil fuels into byproducts. Around 80 percent of the raw materials burned are converted into gaseous byproducts which, in the foreseeable future, are unlikely to be recycled. Sulfur dioxide is one of the most important substances emitted, causing widespread harmful effects. Exact knowledge of the fate of the substances emitted into the atmosphere and their share in the global cycle of substances are of decisive importance when it comes to an accelerated transfer of technology or the use of techniques limiting the emission of pollutants.

2. The evolution of the global sulfur cycle

Our knowledge of the evolution of the earth's atmosphere is highly speculative. It is assumed that the initial atmosphere was reductive and its composition determined mainly by volcanic emanations. Data presented by Walker (1976) suggest the following composition of the initial atmosphere:

H ₂	He	H ₂ O	CO ₂	SO ₂	N ₂
58	38	2	1	0,15	0,08%

and other trace components. It is possible that sulfur occurred in considerable quantities also in the form H₂S. The sulfur content was four orders of magnitude greater than the sulfur content in today's atmosphere. The sulfur was gradually oxidized to sulfate under the influence of atmospheric oxygen formed through biological assimilation processes. The other oxygen sources (H₂O photolysis in the upper atmospheric layers) are of comparably minor importance. According to Junge (1977) 38 percent of all oxygen are stored in sulfates (primarily CaSO₄) and a mere 5 percent in the atmosphere (the remaining 57 percent are contained in Fe₂O₃).

The most important sulfur reservoirs in the mantle of the earth are

- sulfates in the ocean ($1.3 \cdot 10^{21}$ g S),
- CaSO₄ (approximately $5 \cdot 10^{21}$ g S) as well as sulfides and elemental sulfur (approximately $1.4 \cdot 10^{16}$ g S) in the lithosphere.

Sulfides were formed primarily through a biogenic reduction of marine sulfate. The global sulfur cycle must be considered as being not stationary over longer geological times.

The relationship between sulfate and sulfide reservoirs was chiefly determined by the anaerobic conditions in the marine environment.

The global sulfur cycle as it exists today is composed of

- a biological sulfur cycle,
- a geophysical sulfur cycle (volcanic sulfur, oceanspray, stripping of sulfur through weathering and river runoff), and
- an anthropogenic sulfur cycle.

The state of the present earth's atmosphere is characterized by an equilibrium between the biosphere and the acting geophysical conditions.

3. The anthropogenic sulfur cycle

It becomes apparent from a look at the world sulfur reserves (*Table I*) that the reserves of sulfide ores and native sulfur are rather limited and will be completely exhausted in the next 40 to 60 years, if the present exploitation rate is maintained (see *Table II*). The growing demand for sulfur is more and

TABLE I
World reserves of sulfur (Meyer, 1977)

	Sulfide ores	Native sulfur	Natural gas	Petroleum	Coal
10 ⁶ t	640	665	680	334	12 000
%	4	5	5	2	84

more met by recovering sulfur from SO₂-containing flue gases formed during ore dressing, or from H₂S-containing flue gases formed during petroleum refining and natural gas processing, and by recovering it from coal preparation plants by means of the Claus process (byproduct sulfur in *Table II*). The biggest share (84 percent) of reduced sulfur (*Table I*) is contained in coal. This is the sulfur reservoir which causes SO₂ emissions into the atmosphere at the present time.

TABLE II
Amount of sulfur extracted in 10⁶ t
S/y (UN. Statistical, Yearbook, 1975)

Sulfur	Year		
	1960	1970	1973
Native	7.8	12.9	15.0
Pyrite	9.2	9.6	10.7
Byproduct	2.9	10.8	13.7

TABLE III
Anthropogenic sulfur release in 10⁶ t S/y

Year	Global S production (<i>Meyer</i> 1977)	Global SO ₂ emission (<i>Möller</i> 1982, 1983 b)
1950	10 as H ₂ SO ₄ 9	38
1960	20 16	51
1973	40 33	76

TABLE IV
Anthropogenic SO₂ emission in 10⁶ t S/y (*Möller*, 1982, 1983 b)

1870	1900	1920	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2050
4	14	25	29	38	51	70	85	95-110	100-120	70-140

However, it may be said that this sulfur reservoir will become the main source of the sulfur needed in future because coal preparation (liquefaction and gasification) is enhanced. Quite interesting is a comparison of the SO₂ emissions and the output of sulfur (*Table III*). It shows that around 80 to 85 percent of all sulfur needed must be provided in the form of sulfuric acid, and about the same percentage of the sulfuric acid is required for the production of fertilizers. The mineral fertilizer requirements (ammonium sulfate and superphosphate) resulted in a quadruplication of the global sulfur output between 1950 and 1973. This is contrasted by a "mere" doubling of the global SO₂ emission which, however, is still twice as high as the production of sulfur. This comparison clearly shows that at present mankind is not able to introduce complete cycles or to comprehensively use the natural resources available.

What are the relations between the anthropogenic and the natural global sulfur cycles? *Fig. 1* is a simplified and schematic representation of the most

important relations. The reservoir of reduced sulfur ($1.4 \cdot 10^{16}$ g S) which was formed over geological times will be exhausted in a relatively short period (of about 300 years, starting from the beginning of this century) through converting sulfur into sulfate which in turn is carried into the marine sulfur reservoir. The sulfur content of the latter will, however, be increased by no more than 0.01 percent. The entire SO_2 emission alone, which may be expected (see *Table IV*), has a portion of 30 to 60 percent in the lithospheric reservoir of reduced

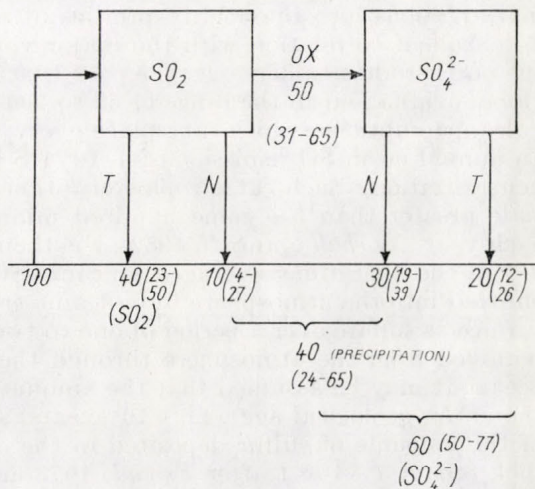


Fig. 2 : Percentage of anthropogenic SO_2 removed (in %) of the emission. The data are derived from kinetic model of oxidation and deposition processes (Möller, 1980, 1981).

sulfur. In industrial agglomerations, the anthropogenic SO_2 emission results in long-term mean values of atmospheric SO_2 concentrations of between 50 and $150 \mu\text{g S/m}^3$, which is several orders of magnitude more than the atmospheric S concentrations due to natural processes. However, the short residence time of SO_2 , which is 0.5–1 d, restricts the spreading of the SO_2 considerably so that the pollution problems of anthropogenic SO_2 sources are of chiefly local character. *Fig. 2* shows the percentages of the SO_2 removed. The data given in parantheses indicate the possible range of variations which are due to the variable reaction and weather conditions. On an average, 40 percent of the SO_2 emitted are absorbed by the earth's surface in the form of gas (dry deposition). Around 50 percent of the SO_2 are oxidized to sulfate in the atmosphere primarily by means of liquid-phase oxidation in cloud droplets and by OH radicals in the gas phase. Around 40 percent of the sulfur ($\text{SO}_2 + \text{SO}_4^{2-}$) emitted into the atmosphere through human activities are removed from it by rain. 20 percent of the sulfate aerosols may be transported over long distances and are removed by dry deposition.

What has to be mentioned in this connection is the acidity problem because the acid (hydrogen ions) formed through the oxidation of SO_2 is only partially neutralized by alkaline components (NH_3 , alkaline flue dusts). In areas in which the impact of man is felt the pH value of cloud droplets is 4.0–4.5 ("natural" pH: 5.6). The introduction of acidity into ecosystems (in particular forested and aquatic ecosystems) may lead to changes in the ecological structure after abiotic factors have undergone modification.

4. The geophysical sulfur cycle

4.1 *Volcanic sulfur.* Volcanoes emit primarily SO_2 (Table V). The H_2S emission is by one order of magnitude smaller, and the sulfate percentage is negligible (Kellogg et al., 1972). According to Crutzen (1976) volcanoes emit also COS. The origin of volcanic SO_2 is unknown, but it may stem from a sulfidic layer in the earth's interior. Data on the annual mean emission by volcanoes (Table V) vary between 1.5 and 30 million tons of sulfur. Recent papers tend to consider the upper values as being more likely. Hammer et al. (1980) made investigations into the acidity profiles of the icecap of Greenland and found an excellent correlation with the major volcanic eruptions which occurred in the northern hemisphere over the past 10,000 years. From their estimate of the global acid fallout in the range of 50 to 260 million t H^+ each of 23 extremely volcanic eruptions (which take place every 400 years on an average) it follows an annual mean SO_2 emission of $4 \cdot 10^6$ t S (it is assumed H_2SO_4 acid without neutralization). Such catastrophic eruptions are more than 5 orders of magnitude greater than the some hundred minor volcanic eruptions taking place each year (Newhall and Self, 1982), i. e. the portion of major eruptions is about 2/3 in the long time averaged volcanic SO_2 emission. The amount of sulfur emitted into the atmosphere by volcanic eruptions is deposited on the earth's surface as sulfate over a period of one to two years. Volcanic SO_2 emissions are removed from the atmosphere through the sulfate which is deposited in the ocean. It may be assumed that the amount of SO_2 emitted by volcanoes over the entire geological age ($4.6 \cdot 10^9$ years) should not be higher than the sum of the amounts of sulfur deposited in the ocean ($1.3 \cdot 10^{15}$ t) in sedimentary rock (about $7 \cdot 10^{15}$ t after Friend, 1973 and Nielsen, 1974). Hence it follows that the mean annual SO_2 emission by volcanoes would be no more than $2 \cdot 10^6$ t S/y. This statement is in contradiction with more recent works which assume SO_2 emission to be greater by one order of magnitude (see Table V).

Accordingly, it is much more probable for plausible reasons that the mean SO_2 emission is $2 \cdot 10^6$ t S/y, with at least half of it being due to major volcanic eruptions occurring at longer time intervals. It should be noted in this context that the SO_2 emission which is due to major volcanic eruptions exceeds present-day annual SO_2 emissions which are caused by man¹.

TABLE V
Volcanic SO_2 emission in 10^6 t S/y

17	Bartels (1972)	23.5	Naughton et al. (1975)
1.5	Kellogg et al. (1972)	3	Granat et al. (1976)
5	Stoiber and Jepsen (1973)	15	Várhelyi and Gravenhorst, (1981)
2	Friend (1973)	20-30	Cadle (1980)
3.75	Cadle (1975)		

4.2 *Marine sulfate.* The atomization and evaporation of tiny water droplets in the spray as well as the bubbling mechanism on the sea surface cause considerable amounts of marine salts to be emitted into the atmosphere in the form of aerosols. In general, the radius of the aerosol particles is $> 0.5 \mu\text{m}$. Particles with a smaller radius (usually $< 0.1 \mu\text{m}$) contain sulfate formed from

¹ The above estimated mean acid fallout of 100 million t H^+ each of catastrophic eruptions is related to an SO_2 emission of about $1600 \cdot 10^6$ t/S.

gaseous sulfur compounds through oxidation in the atmosphere (excess sulfate). It is noteworthy that about one third or half of all the sulfate in the marine atmosphere is excess sulfate. This does not apply to the North Atlantic where the percentage is somewhat higher (Mészáros, 1982, Várhelyi and Gravenhorst 1982, Horváth et al., 1981). Seaspray sulfate has a residence time of < 1 d (Gravenhorst et al., 1976) whereas that of excess sulfate is greater.

All previous quantitative assessments of the global sulfur cycle assumed $44 \cdot 10^6$ t S/a for seaspray sulfate, a value which originates from estimates made by Eriksson (1960) and is based on physical considerations on the mechanism of formation of sulfate on the ocean surface. More recently, however, Várhelyi and Gravenhorst (1982) and Mészáros (1982) evaluated a large number of concentration data (Table VI) which led them to assume that the seaspray emission is considerably higher (see Table VII). On the basis of the concentration values in Table VI denoted by the annual flux may be determined by may be determined by means of the following equation

$$F = M/\tau$$

where $M = c h q$, while τ is the residence time (q is the area considered). The mixing height h is assumed to be 2,000 m and about 500 m for excess and seaspray sulfate, respectively. The residence time is assumed to be 2 to 3 d² and < 1 d for excess and seaspray sulfate, respectively.

TABLE VI

Mean sulfate concentrations in the marine atmosphere (Várhelyi and Gravenhorst, 1982) and the average concentration in rainwater.

SO ₄ ²⁻	North Atlantic	Other oceans	Rainwater for all the oceans
	μg S/m ³		mg S/l
Sulfate	0.5-0.8	0.3-0.6	0.2-1.6
Seaspray	0.2-0.4	0.2-0.4	0.1-0.9
Excess	0.3-0.4	0.1-0.2	-

TABLE VII

Sulfate deposited over the ocean in 10⁶ t S/y

Authors	Seaspray	Excess	Sulfate
Várhelyi and Gravenhorst, 1982	120-249	61-100	181-329
Mészáros, 1982	162	154	316

From the general balance equation as shown in Fig 8 it follows³ if using the concentration values listed in Table VI $F_{\text{excess}} = T_k + E_{\text{bio}}^M = D_{\text{excess}}^M = 20$ ($\pm 35\%$) million t S/y, $F_{\text{seaspray}} = E_{\text{seaspray}} = D_{\text{seaspray}} + 0.1 E_{\text{seaspray}} > 40$

² The main removal process is the wet deposition. The residence time is assessed from theoretical data by Möller (1981).

³ The sulfur transport T_m from the ocean to the continents is in the case of excess sulfur negligible. For sea salt is assumed $T_m = 0.1 E_{\text{seaspray}}$. M and K indicate maritime and continental values, respectively.

($\pm 35\%$) million t S/y. Taking into account the sea salt deposition values from *Table VII*, it can be concluded that $\tau_{\text{seaspray}} \approx 0.2 \text{ d}^4$.

Around 10 percent (*Granat et al. 1976*) of seaspray sulfate are transported to the continents, deposited there and finally returned to the ocean through the runoff of rivers so that the cycle is closed. Ecologically, seaspray sulfate may be considered harmless since the aerosols are neutral.

4.3. *Sulfate in the river runoff.* The river runoff consists of components of natural and anthropogenic origins. It has the following composition:

- natural weathering and erosion of rocks (pyrite, gypsum, anhydrite),
- volcanic sulfur deposited on the continents,
- seaspray sulfate deposited on the continents,
- presumably a biogenic portion, when the oceanic biogenic S emission exceeds the continental biogenic S emission,
- anthropogenic SO_2 and sulfate deposited on the continents,
- sulfur of fertilizer origin.

In accordance with *Table VIII* the river runoff may be estimated to amount to between 73 and 136 million tons of sulfur a year. These data were determined from global sulfure balances. A river runoff of 123 to 153 million t S/y or 91 to 124 million t S/y for the preindustrial period may be inferred from the data of sulfur concentration in river water (*Table IX*). This means that the river runoff sulfur content of anthropogenic origin is 60 million t S/y (in 1970 figures). Estimated percentages are given under 7.3.

TABLE VIII
Weathering and river runoff, in 10^6 t S/y

	<i>Eriksson,</i> 1963	<i>Robinson and</i> <i>Robbins, 1970</i>	<i>Friend,</i> 1973	<i>Granat et al.,</i> 1976
Weathering	15	14	42	—
River runoff	80	73	136	122

TABLE IX
 SO_4^{2-} concentration and river runoff (*Berner, 1971*)

Continents	Concentration (mg S/l)	River runoff		
		water 10^{12} t/y	nat.	anthr.
			10^6 t S/y	
Europe	8.0 (6 anthr)	2.5	6	15
North America	6.7 (4 anthr)	4.6	12	18
South America	1.6	8.2	13	0
Africa	4.5	6.0	27	0
Asia	2.8	11.2	31	0
Sum	.	32.5	89	33
Global	.	32.5	123	
Global (<i>Berner, 1971</i>)	4.7	32.5	153	
Global (<i>Junge, 1960</i>)	5.9	24	142	
Global (<i>Brock, 1975</i>)*	3.8	32.5 (<i>Berner, 1971</i>)	124	
Global	3.8	24 (<i>Junge, 1960</i>)	91	

* on the basis of data obtained before 1900

⁴ With this residence time and the mixing height assumed it follows from $v = h/\tau$ a deposition velocity $v \approx 3 \text{ cm/s}$. This value is in excellent agreement with mean dry deposition velocity estimates of sea salt by *McDonald et al. (1982)*.

5. The biological sulfur cycle

Certain organic sulfur compounds (especially amino acids such as methionine or cysteine) are cell components of high physiological activity. Higher plants and microorganisms take up SO_4^{2-} , which is then reduced (assimilatory sulfate reduction) with organic sulfur compounds incorporated.

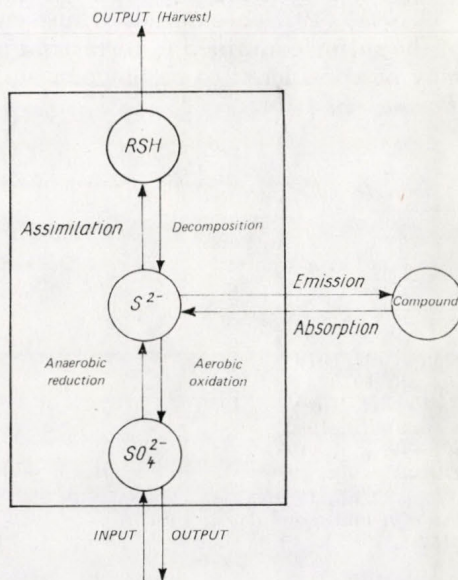


Fig. 3: Schematic biological sulfur cycle.

Below toxic concentrations, SO_2 , H_2S , $\text{S}_2\text{O}_6^{2-}$ and S may also be taken up and converted into the corresponding oxidation stages of the biological sulfur cycle (see Fig. 3). All oxidation stages of sulfur appear as intermediate stages (Ruhland, 1958). The central position of reduced sulfur at the S^{2-} oxidation stage is a result of its intermediate position between S amino acids as cell components and volatile sulfur compounds. Recently it was possible to identify, apart from dimethyl sulfide (DMS), dimethyl disulfide (DMDS^5), methyl mercaptan (CH_3SH) and hydrogen sulfide (H_2S), also carbon disulfide (CS_2) and carbonyl sulfide (COS) (Adams et al., 1979; Aneja et al., 1979; Banwardt and Bremner, 1975, 1976). The most important question is what amount of volatile reduced sulfur compounds can leave the biosphere under given ambient conditions.

Under anaerobic conditions, certain bacteria use sulfate as an oxygen carrier and reduce it by releasing H_2S (dissimilatory sulfate reduction). S^{2-} is oxidized by bacteria (*Beggiatoaceae*) which are found under largely varying conditions worldwide. Large quantities of sulfur are converted within the biological sulfur cycle (Table X), but only a small percentage of it actually leaves the biosphere.

⁵ According to Kadota and Ishita (1972) DMDS is formed in the atmosphere by the oxidation of DMS. In consequence, DMDS may be considered to be simply a consequent product of the primary DMS emission.

TABLE X
Biogenic sulfur turnover

	Land	Ocean
Net primary production (10^9 t S/y), <i>Lieth, (1762)</i>	100	55
S content (kg S/t ²) <i>Larcher, 1973</i>	1-(0.5-8)	10
S turnover (10^6 t S/y)	10	550

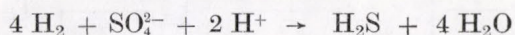
Semb (1978) assumes a diffuse emission into the atmosphere of 10 percent of the sulfur contained in terrestrial plants. Accordingly, two general processes may be considered to be biogenic sulfur sources (*Postgate* 1969; *Schlegel* 1974; *Rasmussen* 1974):

TABLE XI
Biogenic emission of sulfur compounds in 10^6 t S/y

Authors	Land	Sea	Global
H ₂ S			
<i>Slatt et al., 1978</i>	.	48	.
<i>Graedel, 1979</i>	.	15	.
<i>Cullis and Hirschler, 1980</i>	43	23	66
<i>Sze and Ko, 1980</i>	.	.	10
<i>Winner et al., 1981</i>	54	.	.
<i>Delmas et al., 1980</i>	15-16	.	.
<i>Adams et al., 1981</i>	32-45*	.	.
<i>Várhelyi and Gravenhorst, 1981</i>	0.05-1.8	0	0.05-1.8
<i>Möller, 1983 a</i>	21	0	21
DMS			
<i>Liss and Slater, 1974</i>	.	2.7	.
<i>Hitchcock, 1975</i>	2-5	.	2-5
<i>Maroulis and Bandy, 1977</i>	.	2.2	.
<i>Nguyen et al., 1978</i>	.	27	.
<i>Graedel, 1979</i>	.	15	.
<i>Cullis and Hirschler, 1980</i>	5	27	32
<i>Sze and Ko, 1980</i>	.	.	10
<i>Adams et al., 1981</i>	13-19*	.	.
<i>Várhelyi and Gravenhorst, 1981</i>	0.7-4.4	2.3-27.2	3.0-31.6
<i>Möller, 1983 a</i>	10	32	42
CS ₂			
<i>Sandalls and Penkett, 1977</i>	.	.	2
<i>Sze and Ko, 1980</i>	.	.	5
<i>Várhelyi and Gravenhorst, 1981</i>	0.1-1.54	0.07-0.24	0.17-1.8
<i>Möller, 1983 a</i>	.	.	5
COS			
<i>Sandalls an Penkett, 1977</i>	.	.	0.14
<i>Sze and Ko, 1980</i>	.	.	2.5
<i>Turco et al, 1980</i>	.	.	1
<i>Várhelyi and Gravenhorst, 1981</i>	0.07-0.3	0	0.07-0.3
<i>Möller, 1983 a</i>	.	.	2

* from *Adams'* estimate of 64 million t S/Y total biogenic sulfur assuming 50 to 70% H₂S and 20 to 30% DMS

1. Decomposition of sulfur-containing amino acids within the biological sulfur cycle by microorganisms and bacteria (putrefaction processes) as well as by algae and higher plants.
2. Sulfate reduction by bacteria under anaerobic conditions, with H₂ being formed from organic acids in metabolic oxidation processes:



Global biogenic sulphur emissions can be determined in three different ways:

- Determination as the difference between the global sulphur balance for a known total atmospheric sulphur deposition and the known global man-made sulphur emission.
- Calculation of the total emission of individual components according to an atmospheric box model with known global mean values of concentration and residence time.
- Determination of the biogenic sulphur emission from measured specific emission rates of the vegetation and the soils, which are globally generalized.

TABLE XII
Global biogenic sulfur emission in 10⁶ t S/y

280	<i>Eriksson</i> , 1980, 1963	98	<i>Cullis</i> and <i>Hirschler</i> , 1980
230	<i>Junge</i> , 1960	28	<i>Sze</i> and <i>Ko</i> , 1980
98	<i>Robinson</i> and <i>Robbins</i> , 1970	64	<i>Adams</i> et al., 1981
90	<i>Kellogg</i> et al., 1972	3-36	<i>Várhelyi</i> and <i>Gravenhorst</i> 1981
106	<i>Friend</i> , 1973	23	<i>Möller</i> , 1982
37	<i>Granat</i> et al., 1976	50-100	<i>Möller</i> , 1983 a

A summary of the present state of knowledge regarding to biogenic sulphur emissions is given in another paper (*Möller*, 1983). Our own analysis of the global biogenic sulphur emission showed that a value of 70 million t S/y is likely (for further details see the reference cited). The open ocean's share in that is about 50 percent, probably emitting DMS as the only substance. About 25 percent of the global biogenic sulphur emission is due to the continental biosphere, with H₂S probably being the dominant component. The ocean/continent interface will probably have a share of about 25 percent in biogenic sulphur emission comprised of different components with DMS and H₂S as the two main components. *Table XI.* and *XII.* show the global sulphur emission estimates.

6. *The chemical background of the global sulfur cycle*

Sulfur compounds are removed from the atmosphere through chemical reactions (which alter the quality of the sulfur compounds but not their quantity) and depositions on the earth's surface. Sulfur compounds in the atmosphere are deposited either through dry deposition (direct contact between sulfur compounds and the earth's surface) or wet deposition where a distinction has to be made between rainout and washout.

The reduced biogenic sulfur gases emitted (*Fig. 4*) are, in part, directly deposited (no quantitative data are available), largely oxidized due to their reactivity and finally deposited as SO_2 and SO_4^{2-} .

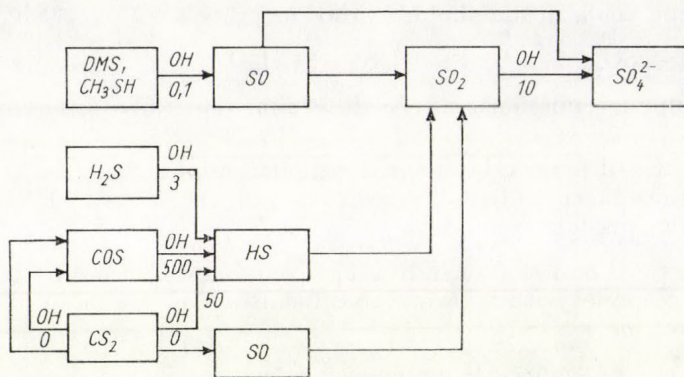


Fig. 4: Atmospheric oxidation of gaseous sulfur compounds with the mean residence times (in d) indicated; data are from a review by Möller (1983 c).

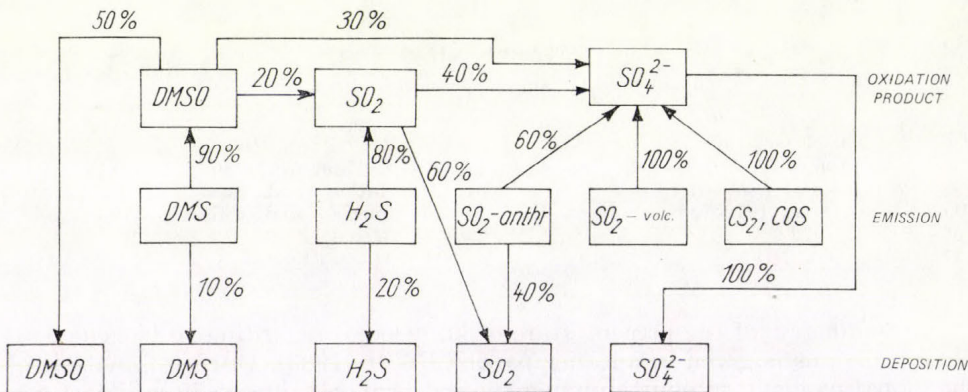


Fig. 5: Atmospheric pathways of sulfur compounds emitted by various sources. The values are expressed in % of the related compound.

It must be noted that SO is an intermediate stage in the oxidation of DMS and CH_3SH ⁶. Two alternative reaction products may be formed: SO_2 or SO_3 (which instantaneously reacts with H_2O to form SO_4^{2-}). Since the reaction-rate constants of the individual reactions are known it may be estimated that one third of the oxidation products formed is SO_2 and two thirds SO_4^{2-} . The reaction conditions of "biogenic" SO_2 differ from those of anthropogenic SO_2 in urban and industrial regions. Assuming that only the SO_2 oxidation by OH radicals is significant, the residence time of SO_2 will be prolonged whereas the SO_2 deposition is favoured (in comparison to "anthropogenic" SO_2). Using the

⁶ Andreae (1980) has found about $4 \cdot 10^{-8}$ g/l DMSO in rain water from maritime air masses. Because DMSO is a primary oxidation product of DMS it can be concluded that DMSO is relatively stable under atmospheric conditions and washed out. In this way are deposited about 20 million S/y above the ocean, an amount which is possible 50% of the total maritime DMS emission.

data listed elsewhere for the individual processes (Möller, 1981) it may be concluded that the oxidation of SO_2 amounts to no more than 10 to 20 percent, whereas 60 to 70 percent of the SO_2 are removed from the atmosphere through

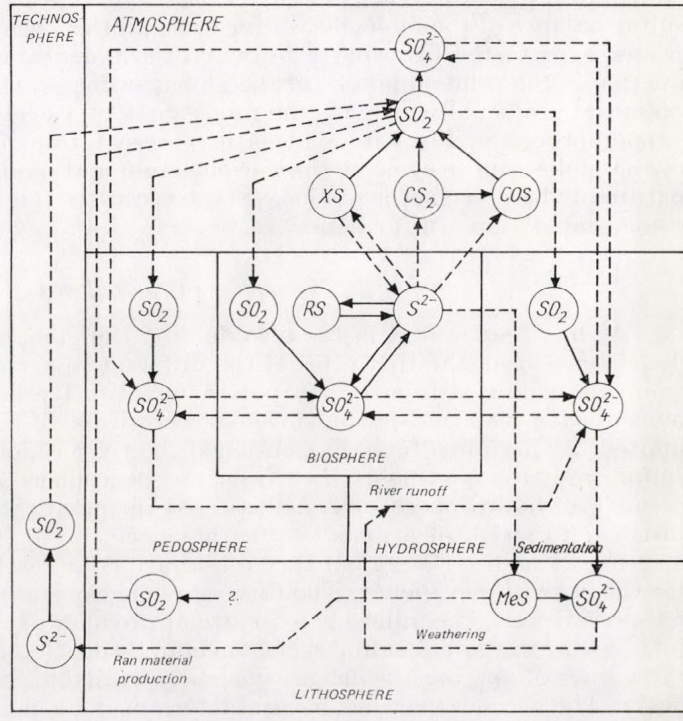


Fig. 6 : Chemical substances formed in the global sulfur cycle; MeS: metal sulfides, XS: H_2S , DMS, CH_3SH , RS: organic sulfur; solid line: chemical conversion, dashed line: transport process.

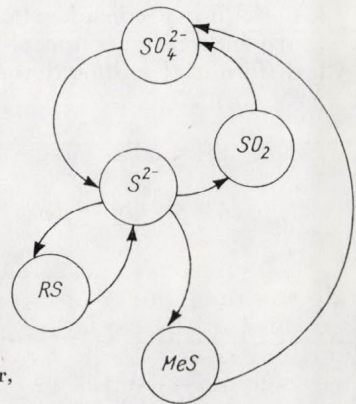


Fig. 7 : Global chemical sulfur cycle; RS: organic sulfur, MeS: metal sulfides.

dry deposition. Wet deposition would amount to 20 percent (Fig. 5). Chemically, CS_2 and COS are relatively stable in the troposphere. A significant photochemical oxidation of COS occurs in the stratosphere where it is considered to be a source of the sulfate layer there. That is why it may be assumed that these two components are deposited primarily as sulfate (Fig. 5).

Volcanic SO₂ is emitted into higher tropospheric layers so that direct SO₂ deposition may be negligible as compared to oxidation (*Fig. 5*).

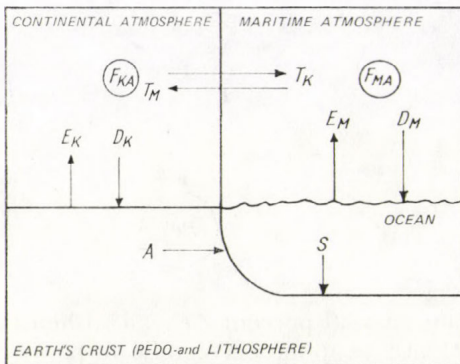
SO₂ deposited in the pedosphere and the hydrosphere is oxidized to form sulfate (*Fig. 6*). In all spheres other than the biosphere sulfate is the chemically stable form of sulfur. The portion of excess sulfate which is not required of the sulfur balance of the biological sulfur cycle (anthropogenic and volcanic sulfur) passes over to the lithosphere by way of sedimentation. Biogenic sulfate reduction is the prime "motor" of the global sulfur cycle giving rise to chemical potential gradients which are the root causes of a cycle of transport and conversion processes. *Fig. 7* is a schematic representation of the conversional forms of the global sulfur cycle at the various bond and oxidation levels. The cyclic nature of the processes is obvious. SO₂ constitutes the link between anthropogenic and natural sulfur emissions.

7. The global sulfur balance

As has been stated in the introduction the global sulfur balance may be determined from the flux rates of the different reservoirs, which are obtained from the condition input = output. A quantitative balancing can be carried out only for the atmosphere, since our knowledge of the processes involved is limited. As has already been mentioned the river runoff, i.e., the transport of sulfur from the continents (i.e., from the pedosphere and lithosphere) to the ocean (i.e. hydrosphere) may be assessed in quantitative terms so that it is justified to speak of a global sulfur balance.

Fig. 8 shows the global flux of sulfur. Four reservoirs were established for the sake of expediency. The flux rate equations are obtained under stationary conditions. The following is an attempt to quantify the various parameters involved in the global sulfur cycle. Such an estimation can only be made if the three lines of approach which are generally available, are employed simultaneously. The various parameters are determined by means of

1. measured values which are directly connected with the parameters;
2. plausibility considerations made on the basis of measured values which are indirectly connected with the parameters; and
3. differential values determined by flux rate equations.



$$(1) F_{KA} = E_K + T_M = D_K + T_K$$

$$(2) F_{MA} = E_M + T_K = D_M + T_M$$

Fig. 8 : Global flux; F: flux rates, E: emission, D: deposition, A: river runoff, S: sedimentation, T: atmospheric transport; K and M indicates continental and maritime parameters, resp.

7.1. *Deposition and emission* Dry and wet deposition may be determined from the kinetic deposition parameters, i.e., dry deposition rate v_T and wet deposition coefficient λ or washout coefficient (c_{aq}/c_o), provided that the atmospheric concentration c_o of the component concerned is known (c_{ag} is the concentration in liquid water). The wet deposition may be measured also directly by determining the concentration in the rain water (*Table XIII*). The global averaging of these values is, however, quite problematic because of inaccuracies; generally, an error rate of ≥ 50 percent must be expected.

TABLE XIII
Deposition rates

$$D_T = v_T c_o \quad q \quad D_N = (c_{aq}/c_o) c_o \quad q \quad R_N, \quad \text{where } c_{aq}/c_o = \lambda (h/r_N)$$

v_T	dry deposition rate (cm/s)	R_N	annual precipitation (l/m ²)
c_o	atmospheric concentration	h	mixing height
c_{aq}	concentration in rainwater	r_N	average rainfall intensity (l/h m ²)
q	area		

Table XV shows the deposition rates as computed from the values presented in *Table XIV*. With regard to *Fig. 2* about 40% of anthropogenic SO₂ emission are removed by dry deposition (30 million t S/y). Biogenic DMS and H₂S emissions are removed as SO₂ by dry deposition (see *Fig. 5*) about 10% and 50%, respectively (about 15 million t S/y). Altogether we obtain $45 \cdot 10^6$

TABLE XIV
Deposition data

Region	Europe	North America USA + Canada	Other continents ex- clusive of Greenland and Antarctic	Ocean, N hemisph. inclusive of Greenland $1.3 \times 10^{12} \text{ m}^2$	Ocean, S hemisph. inclusive of Antarctic $23 \times 10^{12} \text{ m}^2$
Area 10^{12} m^2	10.5	19.3	96.2	153.0	232.0
Concentration	(3.0)	2.0*	0.4*	0.1*	0.005*
c_o (SO ₂) } $\mu\text{g S/m}^3$	2.5**	2.0**	0.5**	0.2	0.1
c_o (SO ₄ ²⁻) }					
$c_{ag} \mu\text{g S/l}$	1.5	1.0	0.3	0.1 - 0.5	
$R_N \text{ l/m}^2$ (Möller, 1951)	650	650	850	830	
V_T } cm/s	0.8			0.5	
	0.1			0.05	
c_{aq}/c_o SO ₂ and SO ₄ ²⁻	2.10 ⁵				

(): Mészáros, 1978;

*: on the basis of data Mészáros, 1978;

** : Estimated on the basis of generalized SO₂/SO₄²⁻ conditions, Várhelyi 1978;

Bold: according to the literature (see Möller, 1982);

Italics: excess sulfate only (Várhelyi and Gravenhorst, 1982)

t S/y for the total SO₂ dry deposition, a value, which is some what higher than the estimate of 30 · 10⁶ t S/y in *Table XV*. It seems that the dry deposition estimate in *Table XV* is a lower limit (cf. *Möller*, 1983 a).

TABLE XV
Dry and wet deposition as calculated in 10⁶ t S/y; only excess sulfur

Region	Dry deposition		Wet deposition*	
	SO ₂	SO ₄ ²⁻	A	B
Continents	27	4	38	64
Ocean	4	1	13 (52)**	32-160
Global	31	5	51 (90)	96-224

* SO₂+SO₄²⁻; A: on the basis of the washout coefficient 2.10⁵ (see *Table XIV*), B: on the basis of the precipitation chemistry and rainfall data;

** values for washout coefficient 8.10⁵ are given in parantheses

No exact values have been determined for wet deposition, but 51 million t S/y is certainly too low a value. 87 million t S/y deposited in total is less than the 95 to 105 million t S/y estimated for sulfur emission (sum of volcanic, biogenic and anthropogenic emissions). Computing variants A and B yielded considerably varying results for the wet deposition rates over the ocean (*Table XV*). Maybe the washout coefficients over the ocean are higher. *Várhelyi* and *Gravenhorst* (1982) believe them to be 8 · 10⁵; deposition rates using this figure are given in parantheses in *Table XV*. In addition, the amount of excess sulphur deposited over the ocean may be determined in the following way: It is assumed that excess sulphur is additively due to (a) about 50% of the biogenic emission of the sea, (b) volcanic emission, and (c) anthropogenic sulphur transported to the ocean. It is also assumed that the export and import of biogenic emissions between the ocean and the continents are equal in value or may be neglected so that 25 to 40 million t S/y of excess sulphate deposition over the ocean are obtained (see below). This value is not in agreement with the excess sulphate deposition estimated by *Várhelyi* and *Gravenhorst* as well as by *Mészáros* (see *Table VII*), but related to the high estimate by variant A and to the low estimate of variant B in *Table XV*.

In the equations below the results of an attempt to determine the atmospheric sulphur balance are given in million t S/y. It holds true (see emission data in paragraphs 3, 4 and 5, deposition according to *Table XV*, and seaspray deposition according to paragraph 4.2) that

$$E^K = E_{\text{volc}} + E_{\text{bio}}^K + E_{\text{anthr}} = 107 \dots 117,$$

$$D^K (SO_2 + SO_4^{2-})_{\text{excess}} = D_{\text{volc}}^K + D_{\text{bio}}^K SO_2 + D_{\text{bio}}^K SO_4^{2-} + D_{\text{anthr}}^K = 70 \dots 95.$$

Taking into consideration the value for direct deposition of DMS and H₂S as well as the percentage of oxidation (see *Fig. 5*) it can be written

$$D_{\text{bio}}^K SO_4^{2-} = 0.3 (E_{\text{bio}} \text{CS}_2 + E_{\text{bio}} \text{COS}) + 0.3 E_{\text{bio}} \text{H}_2\text{S} + 0.3 E_{\text{bio}}^K \text{DMS} = 13,$$

$$D_{\text{bio}}^K SO_2 = 0.5 E_{\text{bio}} \text{H}_2\text{S} + 0.1 E_{\text{bio}}^K \text{DMS} = 11,$$

so that, if $D_{\text{volc}}^K \leq 1$, it follows $D_{\text{anthr}}^K = 45 \dots 70$, i.e. 10...30% of man-made SO₂ emission are transported from the continents to the ocean. Anthropogenic S is deposited in the form of SO₂ (dry deposition) and SO₄²⁻:

$$D_{\text{anthr}}^K = D_{\text{anthr}}^K SO_2 + D_{\text{anthr}}^K SO_4^{2-}.$$

Continental excess sulphate results from

$$D_{\text{excess}}^{\text{K}} = D_{\text{volc}}^{\text{K}} + D_{\text{anthr}}^{\text{K}} \text{SO}_4^{2-} + D_{\text{bio}}^{\text{K}} \text{SO}_4^{2-} = 40 \dots 55,$$

where it was considered that $D_{\text{anthr}}^{\text{K}} \text{SO}_4^{2-} = 0.6 D_{\text{anthr}}^{\text{K}}$.

It follows for the marine atmosphere:

$$E^{\text{M}} = E_{\text{bio}}^{\text{M}} + E_{\text{seaspray}}^{\text{M}} = 35 + (130 \dots 275) = 165 \dots 310,$$

$$D^{\text{M}}(\text{SO}_2 + \text{SO}_4^{2-}) = D_{\text{seaspray}}^{\text{M}} + D_{\text{excess}}^{\text{M}} + D_{\text{SO}_2}^{\text{M}} = 151 \dots 296,$$

where $D_{\text{seaspray}}^{\text{M}} = 120 \dots 250$ and

$$D_{\text{excess}}^{\text{M}} = D_{\text{anthr}}^{\text{M}} \text{SO}_4^{2-} + 0.7 (E_{\text{bio CS}_2} + E_{\text{bio COS}}) + 0.3 E_{\text{bio DMS}}^{\text{M}} + D_{\text{volc}}^{\text{M}} = 27 \dots 42$$

where it is assumed that $D_{\text{anthr SO}_2}^{\text{M}}$ is negligible.

7.2. *The export and import between the continents and the ocean.* It is assumed that about 10% of the seaspray sulphur emitted are transported from the ocean to the continents (seaspray sulphur being the only substance transported on that route):

$$T_{\text{M}} = 10 \dots 25 \text{ million t S/y.}$$

Using the above emission and deposition values equations (1) and (2) in *Fig. 8* yield $T_{\text{K}} = 13 \dots 24$ million t S/y from the sulphur transported from the continents to the ocean. T_{K} itself follows from the following relations:

$$T_{\text{K}} = D_{\text{anthr}}^{\text{M}} + 0.7 (E_{\text{bio CS}_2}^{\text{K}} + E_{\text{bio COS}}^{\text{K}}) + D_{\text{volc}}^{\text{M}} = 15 \dots 30$$

7.3. *River runoff and sedimentation* The river runoff (see paragraph 4.3) results from

$$R = \text{weathering} + D_{\text{volc}}^{\text{K}} + D_{\text{seaspray}}^{\text{K}} + D_{\text{anthr}}^{\text{K}} + \text{fertilizer S}$$

= weathering + (72...117), provided that a 15...20 million t S/y sulfur run-in from fertilizers is assumed⁷. It follows from the data in Table IX:

$$R(1960) \approx 120 \dots 150$$

$$R(1900) = R_{\text{nat}} \approx 90 \dots 120, \text{ i.e.,}$$

$$R_{\text{anthr}}(1960) \approx 30 \dots 50.$$

Accordingly weathering is $\approx 80 \dots 95$.

$R_{\text{anthr}}(1970 \dots 1980) \approx 60 \dots 90$ may be inserted into the above equation. The 30...40 million t S/y difference over 1960 is in agreement with the SO_2 emission increase observed (see *Table IV*). Hence, it follows a present-day river runoff of $R(1970 \dots 1980) \approx 150 \dots 210$.

Sedimentation is

$$S = \text{weathering} + E_{\text{volc}} + 0.7 (E_{\text{bio CS}_2}^{\text{K}} + E_{\text{bio COS}}^{\text{K}}) \approx 85 - 100.$$

It is supposed that part of the biogenic S emissions of the continents are "air-lifted" to the ocean and deposited there, boosting the marine sulfur reservoir (3 million t S/y). Assuming that a stationary natural S concentration in the

⁷ Eriksson (1960) estimated a flux of $10 \cdot 10^6$ t S/y for 1960. The global H_2SO_4 production was $16 \cdot 10^6$ t S/y (*Table III*), i.e. assuming that about 80% of the H_2SO_4 produced is used for fertilizer production (Meyer, 1977), only $3 \cdot 10^6$ t S/y (23% of the fertilizer sulfur is inserted into biological cycle. In 1973 the H_2SO_4 produced is doubled (*Table III*) and with the assumption of some decreasing sulfur content in fertilizers the present 15 to 20 million t S/y run-in may be probable.

ocean has developed in the course of the geological eras this amount will sediment. The first assumption is that the increase in the marine sulfate content is due to anthropogenic sulfur:

$$I = E_{\text{anthr}} + \text{fertilizer S} = 85 \dots 100.$$

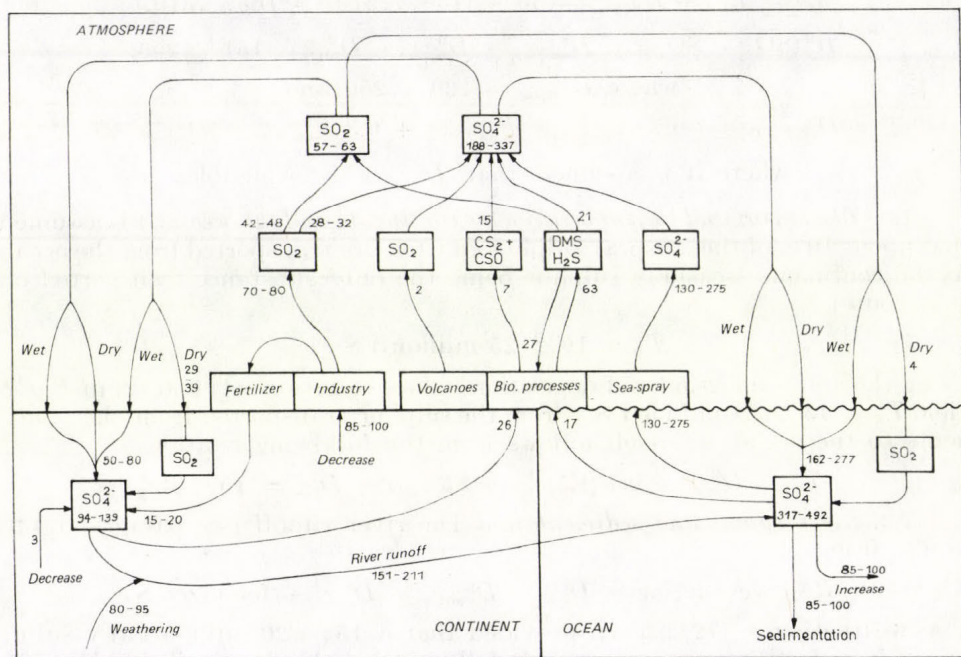


Fig. 9: The global sulfur cycle. The values are expressed in 10^6 t S/y.

TABLE XVI
SO₂ dry deposition in 10^6 t S/y

Conti- nents	Ocean	Authors	Conti- nents	Ocean	Authors
85	70	Junge (1960)	45		Kellogg et al. (1972)
94	100	Eriksson (1963)	35	75	Friend (1973)
26	25	Robinson and Robbins (1970)	28	2.5	Granat et al (1976)
	480	Spedding (1972)			Granat et al (1976)

7.4. *The global sulfur cycle.* Tables XVII, XVIII and XIX as well as Fig. 9 are synoptical presentations of the global sulfur balance. A steady increase in the atmospheric flux rate F is one of its major features, and it follows that the global atmospheric S concentrations are rising too:

$$c_t = c_{t-1} + (F/hq) \Delta t.$$

This trend is clearly reflected by the fact that the sulfur content of the ice-cap of Greenland is rising (Table XX).

The atmospheric flux rate is as follows (million t S/y):

F	250...450
F (excluding seaspray)	120...180
F_{nat} (excluding seaspray)	50...100

Unlike previous treatises on the global sulfur cycle this one takes into account the higher seaspray emission according to *Várhelyi* and *Gravenhorst* (1982)

TABLE XVII
Atmospheric sulfur budget in 10^6 t S/y

	Continents	Ocean
Emission	107-117	165-310
SO ₂ anthr.	70-80	35
SO ₂ volc.	2	.
biogenic	35	.
seaspray	.	130-275
Deposition of SO ₂ and sulfate	79-119	166-281
SO ₂ biogenic	11	4
SO ₂ anthr	18-28	.
sulfate biogenic and volc.	13	17
sulfate anthr.	27-42	10-25
sulfate seaspray	.	120-250
Deposition of biogenic sulfur	9	18
H ₂ S	4	.
DMS	1	3
DMSO	4	15
Transport from cont. to ocean		5
natural		15-25
anthr		
Transport from ocean to cont.		10-25
seaspray		

TABLE XVIII
Global sulfur balance in 10^6 t S/y

	Natural cycle prior to 1900	Present-day 1970-1980	Natural cycle prior to 1900	Present-day 1970-1980
	Continents		Océan	
Emission	37	107-117	165-310	165-310
Deposition	43-58	88-128	159-289	184-299
SO ₂	11	29-39	4	4
sulfate	23-38	50-80	137-267	162-277
biogenic sulfur	9	9	18	18
River runoff	90-120	151-211		
Sedimentation	85-100	85-100		
Sulfur increments in the ocean	-	85-100		

and Mészáros (1982). Balancing continental against marine transport yields $T_K - T_M = 5$ for the present-day S cycle, and $T_M - T_K = 5 \dots 20$ for the natural S cycle, i.e., S transport to the continents preponderates under natural conditions, whereas that to the ocean is predominant at present.

The sulfur content of the troposphere listed in *Table XXI* is calculated by means of $M = F \tau = h c q$ using mean global values for the parameters (Möller, 1983 a). About 80% of the sulfur in the atmosphere is carbonylsulfide. Amounting to $0.8 \cdot 10^6$ t S^s in the atmosphere anthropogenic sulfur totals a mere 5 to 8 percent, but its share in the atmospheric flux rates is 20 to 30 percent or, in case seaspray sulfate is disregarded, 40 to 60 percent.

^s After $M = E_{\text{anthr.}} \tau (S)_{\text{anthr.}}$ where $\tau (S)_{\text{anthr.}} = 3.8$ d (Möller, 1981).

TABLE XIX
Global sulfur balance in 10^6 t S/y; comparison of data found in the literature

	<i>Eriksson,</i> 1963	<i>Robin</i> and <i>Robbins</i> 1970	<i>Kellogg</i> et al., 1972	<i>Friend,</i> 1973	<i>Granat</i> et al., 1976	<i>This work</i>
Emission (nat)	325	142	143	152	84	202 - 347
Emission (anthr)	40	70	50	65	65	70 - 80
Deposition (Land)	165	116	111	121	70	88 - 128
Deposition (Ocean)	200	96	72	96	35	169 - 314
Use of fertilizers	10	11	.	26	.	15 - 20
Weathering	15	14	.	42	.	80 - 95
River runoff	80	73	.	136	122	150 - 210
Sedimentation	15	86 - 101
S increment in the ocean	50	95	.	.	.	85 - 100

TABLE XX
SO₄²⁻ concentration in the Greenlandic ice-cap ($\mu\text{g SO}_4^{2-}/\text{l}$)

Period	SO ₄ ²⁻	Author
1300 - 1930	80 + 23	<i>Langway</i> , 1969
1915 - 1957	250	<i>Junge</i> , 1960
1964 - 1965	200	<i>Koide and Goldberg</i> , 1971

TABLE XXI
Tropospheric sulfur content in 10^6 t S/y

	<i>Friend</i> , 1973	<i>Mészáros</i> , 1978	<i>Sze and Ko</i> 1980	<i>Möller</i> , 1983
SO ₂	0.52	0.45	0.46	0.4
SO ₄ ²⁻	0.25	0.08	0.48	1.0 - 1.4
H ₂ S	0.99	0.075 - 0.75	0.04	0.03
DMS	.	.	0.02	0.05
CS ₂	.	.	2.2	0.2 - 0.8
COS	.	.	0.6	8 - 14
total	1.8		3.8	10 - 17

As has been mentioned earlier, the anthropogenic sulfur release leads to an input into the oceanic sulfur reservoir by 85 to 100 million t S/y (the sum of 70...80 million t S/y SO₂ emission and 15...20 million t S/y run-in from fertilizer use) at the expense of the reduction of the lithospheric sulfur content by the same amount⁹. Assuming an oceanic sedimentation and bacterial reduction of that amount of sulfur in the ocean means that the sulfidic S content of the lithosphere remains constant and that anthropogenic activity (i.e., the release of sulfur) leads solely to a concentration distribution in the sense of a homogenization (see *Figs. 1 and 9*).

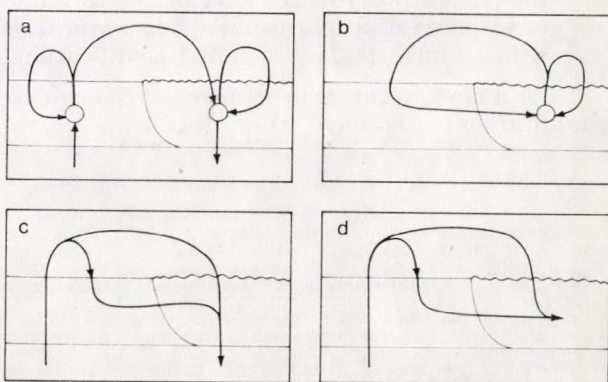


Fig. 10 : Schematic representation of global sulfur fluxes; (a) biogenic sulfur, (b) seaspray sulfur, (c) volcanic sulfur, (d) anthropogenic sulfur; demotion of media cf. *Fig. 1*.

In the natural sulfur cycle, i.e., the one which is not influenced by man, biogenic sulfur is being exported from the continents to the ocean (3 million t S/y) because of the global distribution of CS₂ and COS emissions originating from continental biogenic sources. This makes the continental biogenic S balance negative (emission > deposition), and for reestablishing this biogenic balance the sulfate pool of the pedosphere must be enriched by 3 million t S/y at the expense of the lithospheric S content (see *Figs. 9 and 10 a*). *Fig. 10* shows clearly that only seaspray sulfur may be regarded as cyclic sulfur. Volcanic (*Fig. 10 c*) and anthropogenic (*Fig. 10 d*) sulfur are involved in a flux chain, which is closed (hypothetically) in the course of geological times. As a consequence of weathering and river runoff the entire sulfur contained in sedimentary rocks is transported from the continents to the ocean over a period no longer than 100 million years — an indication that the sulfur cycle, if viewed in terms of geological times, cannot be constant. Although the total anthropogenic sulfur release to be expected will amount to only 0.01 percent of the sulfur contained in the ocean, about 50 percent of it will be emitted in a period as short as 60 years (1970...2030) with a probable impact on the concentrations in the soil, rivers and near-shore zones.

Anthropogenic sulfur brought into the pedosphere (60...80 million t S/y) has the same order of magnitude as the amount of sulfur undergoing chemical reactions in the terrestrial biosphere (100 · 10⁶ t S/y; see *Table X*). The mean pedospheric sulfur concentration which is due to the activities of man is,

⁹ Strictly speaking, the amount of anthropogenic sulfur release is higher since the S flux which is due to the nutritional cycle, to S compounds produced and to their product incorporation, adds to the SO₂ emission and to the S brought into the hydrosphere by fertilizers (Möller, report

however still below 0.3 percent. Anthropogenic sulfate concentrations in the rivers (see *Table IX*) and in the ice-cap of Greenland (*Table XX*) have risen significantly.

The following consequences will have an impact in future:

- rising regional and global atmospheric SO_2 and SO_4^{2-} concentrations (effect thresholds and concentration-effect relations);
- increasing transport (and concentration) of sulfate in the pedosphere and the hydrosphere (is more sulfate incorporated into the biological sulfur cycle or do larger amounts sediment on the sea bottom?);
- the fate of the hydrogen ions formed through SO_2 oxidation in atmosphere, pedosphere and hydrosphere (do natural substances neutralize them or will we have to face a global acidification?).

For a more accurate assessment of ecological consequences regional and local sulfur balances have to be drawn up.

REFERENCES

- Adams, D. F., Farwell, S. O., Pack, M. R. and Barnesberger, W. L., 1979: Preliminary measurements of biogenic sulfur-containing gas emission from soils. *J. Air Pollut. Contr. Assoc.* 29, 380-383.
- Adams, D. F., Farwell, S. O., Pack, M. R., and Robinson, E., 1981: Biogenic sulfur gas emissions from soils in Eastern and Southwestern US. *J. Air Pollut. Contr. Assoc.* 31, 1083-1089.
- Andreea, M. O., 1980: Dimethylsulfoxide in marine and freshwaters. *Limnol. Oceanogr.* 25, 1053-1063.
- Aneja, V. P., Overton, J. H., Jr., Cupitt, L. T., Dvrham, J. L. and Wilson, W. E., 1979: Direct measurements of emission rates of some atmospheric biogenic sulfur compounds. *Tellus* 31 174-178.
- Bartels, O. G., 1972: An estimate of volcanic contributions to the atmosphere and volcanic gases and sublimates as the source of the radio isotopes ^{10}Be , ^{35}S , ^{32}P , and ^{22}Na . *Health Phys.* 22, 387-392.
- Banuard, W. L. and Bremner, J. M., 1975: Formation of volatile sulfur compounds of microbial decomposition of sulphur-containing amino acids in soil. *Soil Biol. Biochem.* 7, 359-367.
- Banuard, W. L. and Bremner, J. M., 1976: Volatilization of sulfur from unamanded and sulfate treated soils. *Soil Biol. Biochem.* 8, 19-25.
- Berner, R. A., 1971: Worldwide sulfur pollution of rivers. *J. Geophys. Res.* 76, 6597-6601.
- Brock, T. D., 1975: Environmental impact of energy generation. The sulfur cycle. In *Mineral resources and the environment*. Nat. Acad. of Sci., Washington
- Cadle, R. D., 1975: Volcanic emissions of halides and sulfur compounds to the troposphere and stratosphere. *J. Geophys. Res.* 80, 1650-1652.
- Cadle, R. D., 1980: A comparison of volcanic with other fluxes of atmospheric trace gas constituents. *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 746-752.
- Cullis, C. F. and Hirscher, M. M., 1980: Atmospheric sulfur: natural and man-made sources. 14, 1263-1278
- Gutzen, P. J., 1976: The possible importance of COS for the sulfur layer of the stratosphere. *Geophys. Res. Letters* 3, 73-76.
- Delmas, R., Baudet, J., Servant, J. and Baziard, Y., 1980: Emissions and concentrations of hydrogen sulfide in the air of the tropical forest of the Ovory Coast and temperate regions in France. *J. Geophys. Res.* 85, 4468-4474.
- Gruzen, P. J., 1976: The possible importance of COS for the sulfur layer of the stratosphere. *Geophys. Res. Letters* 3, 73-76.
- Eriksson, E., 1959/1960: The yearly circulation of chloride and sulfur in nature; meteorological, geochemical and pedological implications. I and II *Tellus* 10, 375-403 and 12, 63-109.
- Eriksson, E., 1963: The yearly circulation of sulfur in nature. *J. Geophys. Res.* 68, 4001-4008.
- Friend, J. P., 1973: The global sulfur cycle. In: *Chemistry of the lower atmosphere* (ed. Rasool), Plenum Press
- Georgii, H. W., 1978: Large scale spatial and temporal distribution of sulfur compounds. *Atmos. Environ.* 12, 681-690.
- Grandel, T. E., 1979: Reduced sulfur emission from the open oceans. *Geophys. Res. Letters* 6, 329-331.
- Granat, L. Rodhe, R. and Hallberg, R. D., 1976: The global sulfur cycle. In: *Nitrogen, Phosphorous and sulphur - global cycle* (eds. Svensson and Söderlund). Stockholm. *Ecol. Bull.* 22
- Hammer, C. U., Clausen, H. B. and Dansgaard, W., 1980: Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature* 288, 230-235.
- Hüchcock, D. R., 1975: DMS emissions to the global atmosphere. *Chemosphere* 3, 137-138.
- Horváth, L., Mészáros, E., Antal E. and Simon A., 1981: On the sulfate, chloride and sodium concentration in maritime air around the Asian continent! *Tellus* 33, 382-386.
- Jost, D., 1974: Aerological studies on the atmospheric sulfur budget. *Tellus* 26, 206-212.
- Junge, C. E., 1960: Sulfur in the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 65, 227-237.
- Junge, C. E., 1977: Stable isotope fractionation in geochemical and environmental cycles. In: *Global chemical cycles and their alterations by man* (ed. Stumm), Berlin
- Kadota, H. and Ishii, Y., 1972: Production of volatile sulfur compounds by microorganisms. *Am. Rev. Microbiol.* 26, 127-136.
- Kellogg, W. W., Cadle, R. D., Allen, E. R., Lazrus, A. L. and Martell, E. A., 1972: The sulfur cycle. *Science* 175, 587-595
- Koide, M. and Goldberg, E. D., 1971: Atmospheric sulfur and fossil fuel combustion. *J. Geophys. Res.* 76, 6589-6596.
- Longway, C. C., Jr., 1969: The age where calculated by the method described by Dnansgaard and Johnson. *J. Glaciol.* 8, 215-220.
- Larcher, W., 1973: *Ökologie der Pflanzen*. Stuttgart: Verlag E. Lehner.
- Lieth, H., 1962: *Die Stoffproduktion der Pflanzendecke*. Stuttgart: Fischer.
- Liss, P. S., 1971: Exchange of SO_2 between the atmosphere and natural water. *Nature* 233, 327-329.
- Liss, P. S. and Slater, P. G., 1974: Flux of gases across the air-sea interface. *Nature* 247, 181-184.
- McDonald, R. L., Unni, C. K. and Duce, R. A., 1982: Estimation of atmospheric sea salt dry deposition: wind speed and particle size dependent. *J. Geophys. Res.* 87, 1246-1250.

- Maroulis, P. J. and Bandy, A. R., 1977: Estimate of the contribution of biologically produced DMS to the global sulfur cycle. *Science* 196, 647-648.
- Mészáros, E., 1978: Concentration of sulfur compounds in remote continental and oceanic areas. *Atmos. Environ.* 12, 699-705.
- Mészáros, E., 1982: On the atmospheric input of sulfur into the ocean. *Tellus* 34, 277-282.
- Meyer, B., 1977: *Sulfur, energy and environment*. Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam.
- Möller, F., 1951: Quarterly charts of rainfall for the whole earth. *Petermanns Geograph. Mitt.* 95, 1-7.
- Möller, D., 1980: Kinetic model of atmospheric SO₂ oxidation based on published data. *Atmos. Environ.* 14, 1067-1076.
- Möller, D., 1981: Zur Verweilzeit von anthropogenem Schwefel in der Atmosphäre. 2. *Chem.* 4, 21. 41-46.
- Möller, D., 1982: Zum Verhältnis von anthropogener zu natürlicher globaler Schwefelemission. *Z. ges. Hyg.* 11-15.
- Möller, D., 1983a: On the global natural sulfur emission. *Atmos. Environ.*, in press.
- Nanghton, J. J., Lewis V., Thomas, D. and Finlayson, J. B. 1975: Fume compositions found at various stages of activity at Kilawa volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 80, 2963-2966.
- Möller, D., 1983b: Estimation of the global man-made sulfur emission. *Atmos. Environ.*, in press.
- Möller, D., 1983c: Atmosphärischer Schwefelzyklus. In: *Umwandlung und Ausbreitung von Luftschadstoffen* (Reihe „Technik und Umweltschutz“) Bd. 30. VED Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. Leipzig, in press.
- Newhall, C. G. and Self, S., 1982: The volcanic explosivity index (VEI); an estimate of explosive magnitudenfor historical volcanisms. *J. Geophys. Res.* 87, 1231-1238.
- Nguyen, B. C., Gaudry, A., Bonsang, B. and Lambert, G., 1978: Reevaluation of the role DMS in the sulfur budget. *Nature* 275, 637-638.
- Nielsen, H., 1974: Isotopic compisition of the major contributors to atmospheric sulfur. *Tellus* 26, 213-221.
- Postgate, J. R., 1969: The sulfur cycle. In: *Inorganic sulphur chemistry* (ed. Nicklaus), Amsterdam. Elsevier Publ. Comp.
- Rasmussen, R. A., 1974: Emission of biogenic H₂S. *Tellus* 26, 254-260.
- Robinson, E. and Robbins, R. C., 1970: Gaseous sulfur pollutants from urban and natural sources. *J. Air Pollut. Contr. Assoc.* 20, 303-306.
- Ruhland, W. (ed.), 1958: *Handbuch der pflanzenphysiologie*, Berlin Springer-Verlag.
- Sandalls, F. J. and Penkett, S. A., 1977: Measurement of COS and CS₂ in the atmosphere. *Atmos. Environ.* 11, 197-199.
- Schlegel, H. G., 1974: Production, modification and consumption of atmospheric trace gases by microorganisms. *Tellus* Semb, A., 1978: Sulfur emissions in Europe. *Atmos. Environ.* 12, 455-460.
- Slatt, B. J., Natusch, D. F. S., Prospero, J. M. and Savoie, D. L., 1978: H-S in the atmosphere of the northern equatorial atlantic ocean and its relation to the global sulphur cycle. *Atmos. Environ.* 12, 981-991.
- Spedding, D. J., 1972: Sulfur dioxide absorption by sea water. *Atmos. Environ.* 6, 583-586.
- Stoiber, R. E. and Jensen, A., 1973: SO₂ contribution to the atmosphere by volcanoes. *Science* 182, 577-578.
- Sze, N. D. and Ko, M. K. W., 1980: Photochemistry of COS, CS₂, CH₃SCH₃ and H₂S: implications for the atmospheric sulfur cycle. *Atmos. Environ.* 14, 1223-1239.
- Turco, R. P., Whitten, R. C., Toon, O. B., Pollack, J. B. and Hamill, P., 1980: OCS, stratospheric aerosols and climate. *Nature* 283, 283-386.
- UN Statisticicl Yearbook. 1975: Publ. by the Stat. Office. Dep. of Econ. and Social Affairs, New York.
- Várhelyi, G., 1978: On the vertical distribution of sulfur compounds in the lower troposphere. *Tellus* 30, 542-545.
- Várhelyi, G. and Gravenhorst, G., 1981: An attempt to estimate biogenic sulfur emissions into the atmosphere. *Időjárás* 85, 126-133.
- Várhelyi, G. and Gravenhorst, H., 1982: Production rate of airborne sea-salt sulfur deduced from chemical analysis of marine aerosols and precipitation. To be published in *J. Geophys. Res.*
- Walker, J. C. G., 1976: Implications for atmospheric evolution of the inhomogeneous accretion model of the origin of the earth. In: *The early history of the earth* (ed. Windley). Wiley, New York.
- Winner, W. E., Smith, C. L., Koch, G. W., Hooney, M. A., Bewley, J. D. and Krouse, M. K., 1981: Rates of emissions of H₂S from plants and patterns of stable sulfur isotope fractionation. *Nature* 289, 672-673.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 3. szám. 1983 május — június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 87. No 3. May — June 1983. Budapest

A model of hailstone growth

CS. ZOLTÁN, CS. SZÉKELY, I. GERESZDI, K. MOLNÁR. *Hungarian Meteorological Service, Applied Cloud Physics Center, H — 7601 Pécs, P. O. B. 353, and S. STOYANOV, Hidrometeorological Service, Blvd. Lenin 66. Sofia, Bulgaria*

Jégszemnövekedési modell. A jégszem-növekedést egydimenziós stacionárius zivatar, felhő modell és horizontális elliptikus feláramlási sebességprofil segítségével vizsgáltuk. Figyelembe vettük a koagulációt, a hó és impulzus cserét, továbbá a közegellenállási és gravitációs erőt. Az eredmények azt mutatják, hogy a jégeső képződésekor a felhő szélfelőli oldala a veszélyesebb, mivel ebben a tartományban a jellemző trajektória ciklikus.

✱

A model of hailstone growth. The growth of hailstone is studied using a one-dimensional steady-state model of the thundercloud and a horizontal elliptical updraft profil. The effects of coagulation, the heat and momentum exchange, the drag and the force of gravity are considered in the hailstone growth. The results suggest that the windward side of the cloud is more dangerous relating to the hailfall, because the typical trajectory is cyclical in this range.

✱

Introduction. The environment of the stone has to be described for the study of the growth of a hailstone. The environment of the cloud was calculated from aerological diagram. In the cloud the mean updraft velocity, density, temperature, concentration and radius of the droplets were calculated from a one-dimensional steady-state model (Stoyanov, 1975; Geresdi et al., 1980). It was supposed, that the horizontal profile of the vertical updraft velocity component is given by

$$w(x, z) = \frac{3}{2} \bar{w}(z) \left\{ 1 - \left[\frac{x}{R(z)} \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

where z is the height, $w(x, z)$ is the vertical component of the jet at distance x from its axis, $R(z)$ is the jet radius, $\bar{w}(z)$ is the mean vertical velocity component of the jet at a given level (Bekryaev and Zinchenko, 1973.). $R(z)$ and $\bar{w}(z)$ were calculated from the one-dimensional cloud model. One part of the horizontal velocity component $u(x, z)$ can be derived from the continuity

equation and equals to $w(x, z) \frac{dx}{dz}$. After differentiation of the continuity equation:

$$u(x, z) = - \frac{x}{2} \left(\frac{\bar{w}(x, z)}{\varrho(z)} \frac{d\varrho(z)}{dz} + \frac{d\bar{w}(x, z)}{dz} \right) \quad (2)$$

where $\bar{w}(x, z) = \frac{1}{x^2 \pi} \int_0^x w(t, z) 2\pi t dt$ and $\varrho(z)$ is the density of the cloud.

(Henceforth the arguments will be not written). The other part which is the consequence of the horizontal windshear, was obtained by the cloud model. Other parameters, calculated from the cloud model, were supposed to be constant at a given level. This quasi-two dimensional model was used to study the growth of the hailstone.

1. The equation of motion of the hailstone

The equation of motion was determined by the following conditions:

1. before collision the colliding droplets move with the updraft velocity;
2. collisions between the stone and supercooled droplets are perfectly unelastic;
3. after collision a part of the water freezes on the stone, this part is determined by the heat exchange (*Byers, 1965*);
4. excess water is assumed to be shed from the stone, interaction between the stone and excess water is neglected (*Chong and Chen, 1974*);
5. coalescence does not occur at temperatures lower than -35°C , because all droplets are assumed to be frozen (the model does not include solid-solid coalescence);
6. in this temperature range the average momentum, given by colliding frozen droplets to the stone is $m \mathbf{u}$ (m is the mass of the droplet and \mathbf{u} is the velocity difference between the stone and the droplet);
7. the momentum of the stone is changed by the force of gravity and the drag force, too.

On the basis of these assumptions the vector equation of motion is the following:

$$d(M\mathbf{v}) = (M\mathbf{g} + \mathbf{F}_d) dt + w dm_c - v dm_s \quad (3)$$

where M and \mathbf{v} are mass and velocity of the stone, respectively; \mathbf{F}_d is the drag force; \mathbf{g} is the gravitational acceleration. The mass of the droplets colliding in time dt is dm_c ; dm_s is the mass of shedded water during time dt , w is the updraft velocity. The change in mass of the stone is:

$$dM = dm_c - dm_s \quad (4)$$

From (2) and (3) the acceleration of the stone is

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \frac{1}{M} \left[(M\mathbf{g} + \mathbf{F}_d) + (w - v) \frac{dm_c}{dt} \right] \quad (5)$$

The drag force is given by the following equation:

$$\mathbf{F}_d = -\frac{1}{2} \varrho_m c r_h^2 \pi |\mathbf{w} - \mathbf{v}| (\mathbf{v} - \mathbf{w}) \quad (6)$$

where ϱ_m is the density of the medium where the stone moves, r_h is the radius of the stone. For drag coefficient c we used the relation of *Matson and Huggins (1979)*

$$c = 3.92 Re^{-0.1689} \quad (7)$$

where $Re = \frac{1}{2} 2r_h \varrho_m |\mathbf{v} - \mathbf{w}|$ is the Reynolds number. The viscosity η is given by an analytic expression (*Pruppacher and Klett, 1980*):

$$\eta = [-10^{-5} (T - T_0)^2 + 5.05 \cdot 10^{-3} (T - T_0) + 1.718] \cdot 10^{-5} \left[\frac{\text{kg}}{\text{ms}} \right] \quad (8)$$

where T is the temperature of the medium and $T_0 = 273$ K. The change in mass of the stone during time dt as a consequence of collisions is

$$dm_c = r_h^2 \pi E |w - v| N dt \quad (9)$$

where N is the droplet concentration mass/volume, E is the collision efficiency. We used *Langmuir's* (1948) interpolation formula

$$E = \left(E_v + E_p \frac{Re}{60} \right) \cdot \left(1 + \frac{Re}{60} \right) \quad (10)$$

where

$$E_p = K^2 / \left(K^2 + \frac{1}{2} \right)^2 \quad (11)$$

$$E_v = [1 + 0.75 \ln(2K) / (K - 1.214)]^{-2}, \quad (12)$$

$$K = \frac{2\rho_i}{9\eta} \cdot \frac{r^2}{r_h} |w - v|. \quad (13)$$

Here r is the droplet radius and ρ_i is the density of ice. The change in mass of the stone is significantly influenced by the actual temperature and heat effects.

Below -35°C the hailstone and droplets only collide, but coalescence does not occur. In this temperature range $dM = 0$. The change in temperature of the stone is

$$dT_h = - \frac{dQ}{Mc_i} \quad (14)$$

where c_i is the specific heat of ice, and dQ is the heat transferred from the stone into the medium:

$$dQ = 4\pi r_h \kappa (T_h - T) b dt, \quad (15)$$

where T is the temperature of the medium. The heat conductivity κ is given by an analytic expression

$$\kappa = [0.007 (T - T_0) + 2.4] \cdot 10^{-2} \left[\frac{J}{m s k} \right] \quad (16)$$

The ventilation coefficient is $b = 0.3 (Re)^{\frac{1}{2}}$ (*Byers*, 1965).

Dry growth range. In this range all colliding droplets freeze on the stone, that is $dM = dm_c$.

(Dry growth occurs when the temperature of the stone is lower than 0°C . The release of latent heat of freezing process does not raise the temperature of the stone to 0°C .)

The new temperature of the system (stone and collected droplets) is

$$T'_h = \frac{-dQ + Ldm_c + c_i MT_h + (c_w dm_c - c_i dm_c) T_0}{c_i (M + dm_c)} \quad (17)$$

where c_w and L are the specific heat and heat of fusion of the water, respectively.

Wet growth range. After collision the temperature is equal to 0°C, and only a part of the water freezes on the stone. The mass of water freezing on the stone during time dt is given by the following equation:

$$dM = [c_i M (T_o - T_h) + dQ + c_w dm_c (T_o - T)] / L. \quad (18)$$

Melting range. The temperature of the falling stone is equal to 0°C, and the temperature of the medium is greater than 0°C, thus the stone melts:

$$dM = \frac{dQ}{L} < 0. \quad (19)$$

2. Calculation of hailstone trajectories

The differential equations were solved by the Eulerian numerical method. The step size was chosen in the following way:

$$dt = \min \left(1s, \frac{|\mathbf{v} - \mathbf{w}| \cdot M}{|Mg - \frac{1}{2} c \rho_m (\mathbf{v} - \mathbf{w})^2 r_h^2 \pi|}, \frac{5 m}{|\mathbf{v}|} \right) \quad (20)$$

We should have liked to avoid large changes of the hailstone velocity and in its environment during a step. In our case the choosing of the smaller step size should have been better, but the small computer capability made the improvement of the method impossible.

The initial conditions were the followings:

1. the embryo of the hailstone is a frozen drop of 1,5 mm radius. Its density is 900 kg/m³;
2. the velocity and temperature of the stone are equal to the velocity and temperature of its environment.

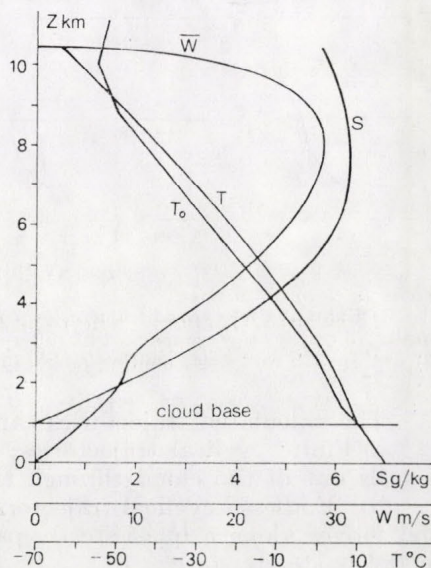


Fig. 1: Characteristic parameters of the hailstone environment w is the mean vertical velocity component, S is the water content, T and T_o are the temperature inside and outside the cloud, respectively.

The actual environment of the stone was calculated from data of 9 May 1979. The parameters obtained from the cloud model can be seen in *Fig. 1*. *Fig. 2* shows the velocity field. There was a hailstorm on this day in the eastern area of Baranya country. The maximum hailstone diameter was greater than 30 mm according to the data obtained from the hailpad network.

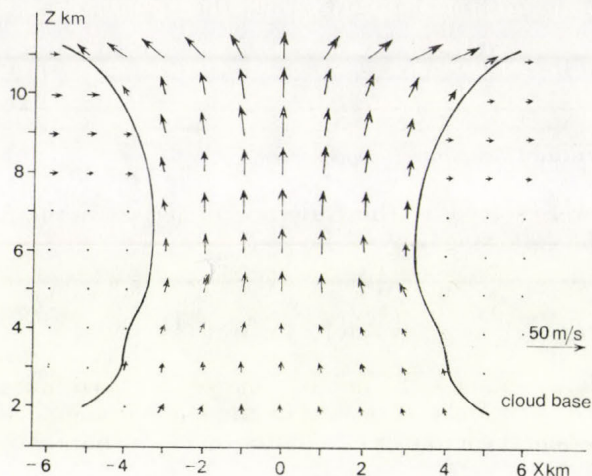


Fig. 2: Velocity field.

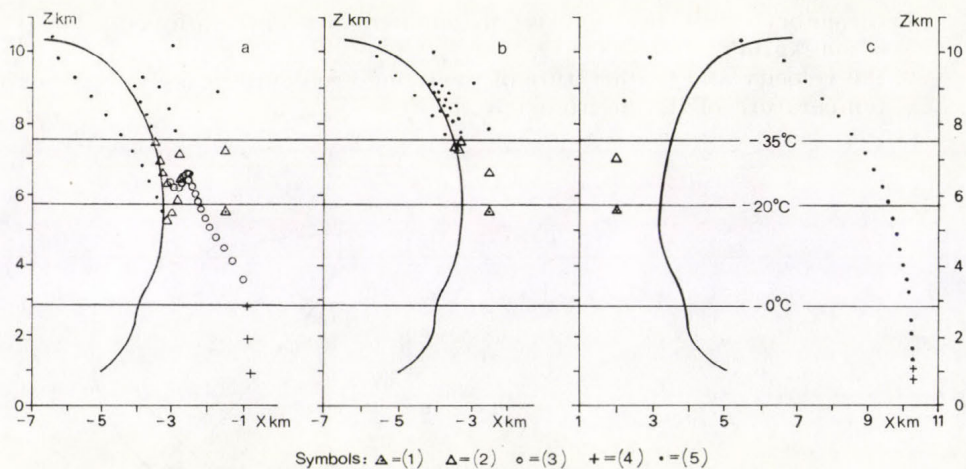


Fig. 3: Examples for typical trajectories: a) finite cyclical, b) „endless” cyclical, c) anvil trajectories. All trajectories are marked by different symbols: (1) starting point, (2) dry growth range, (3) wet growth range, (4) melting range, (5) no growth. The symbols are placed every minute.

The calculated trajectories can be divided into three groups:

a) Finite cyclical trajectories: The hailstone grows to such a size, that it falls out of the cloud through the cloud base, and reaches the ground.

b) “Endless” cyclical trajectories: The hailstone grows to a constant size and moves along a quasi-steady path. (This type appears because the cloud model is steady-state.)

c) Anvil trajectories: The hailstone falls out of the cloud through the anvil and melts during its fall.

Examples for these typical trajectories can be seen in Fig. 3. Under the above mentioned initial conditions the range of departure belonging to the same type of trajectories can be determined for a given cloud (Fig. 4.). In our

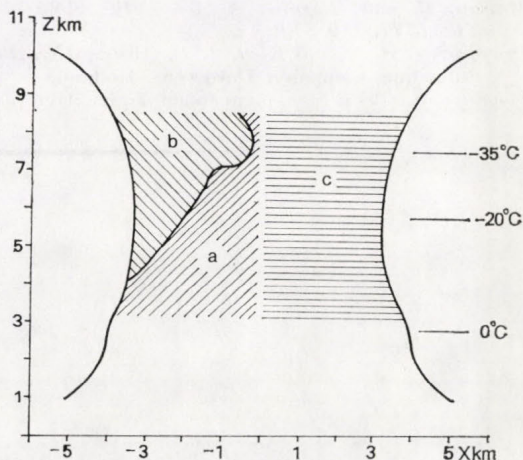


Fig. 4: Schematic illustration of the tested cloud. Initial range a) of the finite cyclical trajectories; b) of the „endless” cyclical trajectories; c) of the anvil trajectories.

opinion the unreal radii appear because the cloud model is steady state. Under real conditions this state generally does not last for over 30 min. (Byers and Braham 1949).

TABLE I

Some parameters of hailstone started with 1,5 mm initial radius height Z above the ground surface and at distance X from the cloud axis (on the windward side of the cloud) in steady-state cloud. r_{30} : is the hailstone radius at 30 min. after the starting; r is the hailstone radius at the ground; t is the duration of motion from starting to reaching the ground

Z (me- tre)	X (metre)																	
	-500			-1000			-1500			-2000			-2500			-3000		
	r_{30}	r	t	r_{30}	r	t	r_{30}	r	t	r_{30}	r	t	r_{30}	r	t	r_{30}	r	t
	mm	mm	min	mm	mm	min	mm	mm	min	mm	mm	min	mm	mm	min	mm	mm	min
6000	5	20	56	6	20	55	7	22	56	endl., cycl.			endl., cycl.			endl., cycl.		
5500	5	20	57	6	20	55	7	20	54	9	22	56	endl., cycl.			endl., cycl.		
5000	8	20	57	6	20	55	7	20	53	8	20	52	6	24	61	endl., cycl.		
4500	5	20	57	5	20	56	7	21	54	8	22	53	8	23	54	endl., cycl.		
4000	5	19	57	5	20	56	6	21	55	8	22	54	9	23	54	16	23	47
3500	5	19	57	5	19	56	5	20	56	7	22	56	8	23	54	10	27	57
3000	5	18	58	5	19	57	5	20	56	5	21	56	6	22	56	7	23	55

During real time the hailstones reach real sizes. Some results are shown in Table I. The results suggest that the windward side of the cloud is more dangerous relating to hailfall.

REFERENCES

- Bekryaev, V. I. and Zinchenko, A. B., 1973: Osesimmetricheskaya stacionarnaya model moshnovo kuchevovo oblaka. *Trudy GGO* 302, 42-54.
 Byers, H. R., 1965: *Elements of Cloud Physics*. The University of Chicago Press, Chicago and London.

- Byers, H. R. and Braham, R. R., 1949: *The thunderstorm*. Us S. Govt. Print. Office, Washington D. C.
- Chong, S. L. and Chen, S. L., 1974: Water shells on ice pellets and hailstones. *J. Atmos. Sci.* 31, 1384–1391.
- Geresdi, I., Molnár, K. and Zoltán, Cs., 1980: Egydimenziós stacionárius zivatarfelhő-modell. OMSZ beszámoló köt., 225–233.
- Langmuir, I., 1948: The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. *J. Meteor.* 5., 175–192.
- Matson, R. and Huggins, A. W., 1979: Field observation of the kinematics of hailstone. NCAR/TN-139 STR.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D., 1980: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Stoyanov, S., 1975: Struynaya model konvektivnih oblakov. *Hidrologia i Meteorologia* 3, 3–12.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 3. szám. 1983. május — június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 87. No 3. May — June 1983. Budapest

A légkör vízgőzkészletének földgömbi rendszere

PÉCZELY GYÖRGY, József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszéke Szeged

A légkör vízgőzkészletének földgömbi rendszere. A dolgozat havi átlagos értékek alapján mutatja be a légkör vízgőzkészletének globális eloszlását. A vízgőzkészlet meghatározása a felszíntől 11 km magasságig terjedő egységnyi keresztmetszetű légoszlopba történt a felszíni gőznyomás és hőmérséklet havi átlagai alapján. A légoszlop teljes vízgőztartalma az S ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) = αe_0 összefüggéssel számítható, ahol e_0 a felszíni átlagos gőznyomás, α pedig a T_0 (felszíni hőmérséklet) és h (tengerszint fölötti magasság) függvénye. Az $\alpha = F(T_0, h)$ függvényt az 1. ábra szemlélteti. A számítások 709 állomás éghajlati normálértékei alapján készültek; az állomások földrajzi szélesség szerinti eloszlását az 1. táblázat tartalmazza. Az átlagos havi és évi vízgőztartalom globális térképei alapján meghatároztuk a szélességi körökre és földövekre vonatkozó átlagos vízgőztömeget (II. és III. táblázat). A Föld légkörének évi átlagos vízgőztartalma $1,3632 \cdot 10^{13}$ tonna; maximuma augusztusban, minimuma februárban mutatkozik. Ez arra utal, hogy a légkör vízgőzkészletét legnagyobb mértékben az északi-félgömb szárazföldjeiről történő evapotranspiráció intenzitása szabályozza. A februári, augusztusi és évi átlagos vízgőztartalom földgömbi eloszlását a 2., 3. és 4. ábra szemléltetik. A csapadékmennyiség és vízgőztartalom átlagos értékeinek egybevetésével meghatározható a PE csapadékhatékonyság. A csapadékhatékonyság évi értékének földgömbi eloszlását az 5. ábra szemlélteti, míg a havi csapadékhatékonyság övezetes átlagait a 6. ábrán láthatjuk.

✱

Global system of water-vapour content of the atmosphere. The paper presents the global distribution of atmospheric water-vapour content on the basis of monthly mean values. The determination of water-vapour content was established by monthly means of surface vapour pressure and temperature for an air column with unit cross-section and a height from surface to 11 km. The total water-vapour content of the air column can be calculated by the connection: S ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) = αe_0 , where e_0 is the surface vapour pressure, α is the function of T_0 (surface temperature) and h (height above sea level). Function $\alpha = F(T_0, h)$ is shown in Figure 1. Calculations are based on climatological normals from 709 stations. The latitudinal distribution of these stations is given in Table I. On the basis of global charts of average monthly and yearly water-vapour content values, the mean mass of water-vapour according to parallels and zones was determined (Tables II and III). The yearly mean of the total atmospheric water content is $1,3632 \cdot 10^{13}$ tons, the maximum value appears in August and the minimum in February. This fact shows that atmospheric water-vapour content is mostly regulated by the intensity of evapotranspiration of the northern hemispheric continents. The global distribution of mean water-vapour content for February, August and for the year are demonstrated by Figures 2, 3 and 4. By comparison the mean values of precipitation amount and water-vapour content, the precipitation efficiency (PE) have been determined. The global distribution of yearly precipitation efficiency is shown in Figure 5, and the zonal means of monthly precipitation efficiency in Figure 6.

✱

Bevezetés. A légkörben tartózkodó víz, amely jórészt (mintegy 98 százalékban) gáz-halmazállapotú, a Föld hidroszférájának mennyiségileg a legcsekélyebb, ám az időjárási folyamatok szempontjából legaktívabb része. Légkörünk vízgőzkészletét a rendelkezésre álló különböző számítások alapján közelítőleg

1,3–1,4 · 10¹³ tonnára tehetjük. Vannak adatok az évi, a januári és a júliusi átlagos légköri vízgőzkészlet övezetes eloszlásáról (Száva-Kováts, 1947), a két hemiszféra és az egész Föld átlagos légköri vízgőztartalmának éven belüli változásáról (Rákóczi, 1979), a vízgőz havonkénti átlagos mennyiségének globális földrajzi eloszlása azonban kellő részletességgel nincs feltárva. Mindössze négy hónap (január, április, július és október) légköri vízgőzkészletének földgömbi eloszlásáról készültek néhány évi magaslégköri megfigyelések adatai alapján tájékoztató jellegű térképek (Bannon és Steele, 1960), ezek azonban adathiány miatt a poláris és óceáni területekre, valamint a déli-félgömb jelentős részére csekély információt nyújtanak.

A légkör átlagos vízgőztartalmának meghatározására két módszert használhatunk:

1. A talajközeli gőznyomás átlagos értékeiből becsüljük a megfigyelőhely fölötti légoszlopban levő vízgőz tömegét;
2. Magaslégköri mérések alapján a függőlegesmenti vízgőzprofil ismeretében számítjuk a megfigyelőhely fölötti légoszlopban levő vízgőz tömegét.

Az utóbbi módszer kétségtől pontosabb eredményekre vezet, ám hátránya az, hogy a szükséges reprezentatív aeroklimatológiai adatok viszonylag kevés helyről állnak rendelkezésre, így e számításokkal a vízgőzkészlet földrajzi eloszlásának szerkezetét nagy vonalakban tárhatjuk csak fel. *Részletesebb regionális elemzés* elvégzéséhez ezért még ma is az 1. módszer alkalmazása javasolható.

Az alkalmazott számítási módszer

Dolgozatunk célja a légköri vízgőzkészlet globális eloszlásának bemutatása havi átlagos értékek alapján. Számításaink 709 észlelőhely talajközeli gőznyomásának és hőmérsékletének havi törzserképein alapultak. A feldolgozott állomások földrajzi szélesség szerinti eloszlását az *I. táblázat* tünteti fel.

I. TÁBLÁZAT – TABLE I.

A feldolgozott állomások övenkénti eloszlása – *Zonal distribution of stations*

90° – 70°N	4	0° – 10°S	47
80 – 70	16	10 – 20	59
70 – 60	34	20 – 30	47
60 – 50	58	30 – 40	29
50 – 40	92	40 – 50	13
40 – 30	90	50 – 60	7
30 – 20	62	60 – 70	5
20 – 10	85	70 – 80	3
10 – 0°	57	80 – 90°	1
Északi félgömb	498	Déli félgömb	211
	Föld: 709		

A gőznyomás és a hőmérséklet felhasznált éghajlati törzserképei zömmel az 1931 – 1960 időszakra vonatkoznak, a poláris és óceáni területekről azonban az újabb megfigyelésekből származó 5 – 10 éves sorokból levezetett átlagokat is figyelembe vettük (időjárás hajók és bóják adatai) a hálózat kielégítő sűrűségének biztosítására.

Alábbiakban röviden ismertetjük az alkalmazott számítási módszert. Kiindulási adatok: 1. talajközeli gőznyomás havi átlaga (e_0), 2. talajközeli hőmér-

séklet havi átlaga (T_0), 3. a megfigyelőhely tengerszint fölötti magassága (h). Meghatározandó a $z = 0$ szinttől (talajfelszín) egy kiszemelt z magasságú szintig terjedő egységnyi keresztmetszetű (1 m^2) légoszlopban levő összes vízgőz S tömege.

Mindenekelőtt a gőznyomás magassági változását kell figyelembe vennünk. Átlagos értékekre kielégítő pontosságot biztosít a *Süiring* formula, amely szerint

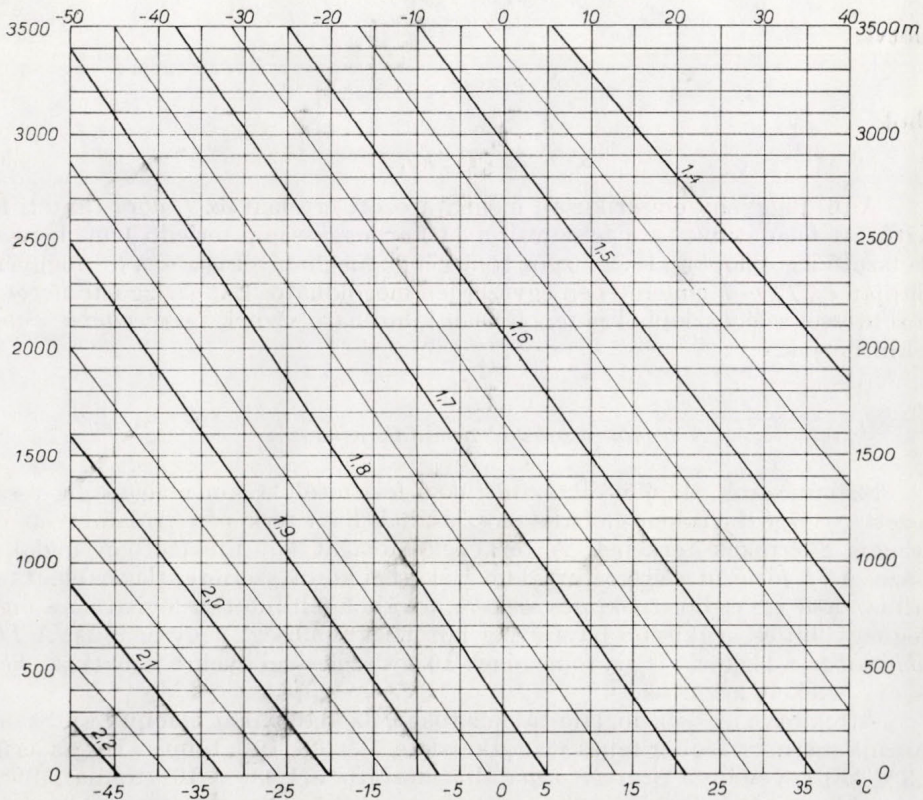
$$e_z = e_0 \cdot 10^{-z/6(1+z/20)}, \quad (1)$$

ahol e_0 a talajközeli légréteg-, e_z a talajfelszín fölötti z magasságú légréteg átlagos gőznyomása z km-ben kifejezett magasság. A számításoknál figyelembe kell még vennünk a hőmérséklet magassági változását is, amely a troposzférában átlagos értékekre a normállégkör-modell szerint a

$$T_z = T_0 - \gamma z \quad (2)$$

függvénnyel írható le, ahol $\gamma = 6,5 \text{ K km}^{-1}$.

Ha a $z = 0$ szinttől a z magasságú szintig terjedő egységnyi keresztmetszetű légoszlopot Δz vastagságú szeletekre osztjuk, egy adott $\Delta z = z_2 - z_1$ réteg \bar{e} átlagos gőznyomása és \bar{T} átlagos hőmérséklete e_0 és T_0 ismeretében az (1) és (2) szerint számítható, mint a z_1 és z_2 szintekre vonatkozó értékek számtani közepe.



1. ábra: Az $\alpha = F(T_0, h)$ függvény - Fig. 1: Function $\alpha = F(T_0, h)$

A Δz vastagságú egységnyi keresztmetszetű légrétegben foglalt vízgőz s tömegét az

$$s \text{ (kg)} = \frac{0,217 \bar{e}}{\bar{T}} \cdot \Delta z \quad (3)$$

összefüggés adja meg, ahol \bar{e} hektopascal (mbar), \bar{T} Kelvin és Δz méter egységben veendő.

A $z = 0$ és z magasság közötti Δz rétegekre összegezett s vízgőztömeg adja 1 m^2 felületre vonatkoztatva a keresett S összes vízgőztömeget kg-ban. Számításainknál az összegezést $\Delta z = 0,1 \text{ km}$ rétegvastagságok figyelembevételével a tropopauza normállégréteghez tartozó magasságig, $z = 11 \text{ km}$ -ig végeztük el. Ez a magassági határ még az egyenlítői övben is elegendő. Ha $e_0 = 30 \text{ mbar}$, $T_0 = 301 \text{ K}$ értékeket veszünk és $z = 15 \text{ km}$ határt tekintünk, az összes vízgőztömegre $49,554 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ értéket kapunk, míg $z = 11 \text{ km}$ -ig $49,5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ adódik. A két érték közötti eltérés mindössze $0,11\%$. Mivel a megfigyelőhelyek magassága különböző, voltaképp nem pontosan 11 km -es magasságú, hanem $11 - h \text{ km}$ -es magasságú egységnyi keresztmetszetű légoszlop vízgőztömegét kell figyelembe vennünk, ahol h az adott hely km-ben kifejezett tengerszint fölötti magassága.

Általánosságban írható, hogy

$$S = F_1(e_0, T_0, h), \quad (4)$$

illetve

$$S = \alpha e_0, \quad (5)$$

ahol

$$\alpha = F_2(T_0, h). \quad (6)$$

A (6) függvény empirikusan meghatározott értékeit az *I. ábra* tünteti fel. Kitűzött feladatunk – a felszíntől a 11 km magasságig terjedő 1 m^2 keresztmetszetű légoszlopban levő vízgőz tömegének meghatározása – a (6) függvény alapján e_0 , T_0 és h ismeretében egyszerűen megoldható. Ezt a vízgőztömeget jó közelítéssel a légoszlopból potenciálisan kihullható víznek (*precipitable water*) tekinthetjük.

A légkör vízgőztartalmának jellemzői

Számításaink alapján elkészítettük a felszíntől 11 km magasságig összegezett S vízgőztartalom globális eloszlásának havi térképeit, valamint az évi átlagos S értékek térképét. A térképek anyagát két táblázatban foglaljuk össze. A *II. táblázat* a vízgőztartalom szélességi körök szerinti átlagértékeit tartalmazza az egyes hónapokra és az évre, továbbá feltünteti az évi átlagos ingás (legnagyobb és kegyesebb havi átlag közötti különbség) nagyságát is. A *III. táblázatban* a légköri vízgőz tömegének 10° -os szélességi övekre vonatkozó havi és évi értékeit közöljük.

Áttekintve az összefoglaló táblázatokat, az alábbiakat emeljük ki. Számításaink szerint a légkör teljes vízgőzkészlete $1,3632 \cdot 10^{13}$ tonna. Ez az érték $1,3\%$ -kal kevesebb a Száva-Kovács által közölnél ($1,3808 \cdot 10^{13}$ tonna), $4,9\%$ -kal több, mint a Bannon–Steele-féle térképek alapján meghatározott érték ($1,3 \cdot 10^{13}$ tonna; Sellers, 1965) és $6,5\%$ -kal több Gavrilova (1975) adatánál

($1,275 \cdot 10^{13}$ tonna). Utóbbi két adat a magaslégtéri mérések 1–5 évi anyagából származik s a 300 mbar-os szintig összegezett vízgőztartalomra vonatkozik, ami indokolhatja a kissé alacsonyabb értékeket.

A légtéri vízgőzkészletnek több mint a fele (53,5%) a 20°N – 20°S szélességek határolta trópusi övben található, s alig 1 százaléka (0,8%) tartózkodik a 70°-os szélességi körökkel határolt két poláris sapka területén. A legmagasabb évi átlagos értékek ($> 40 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) a 10°N – 10°S közötti egyenlítői övben, a legalacsonyabbak ($< 5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$) a poláris területeken fordulnak elő. Legcsekélyebb a vízgőztartalom az Antarktisz fölötti légtérben (évi átlag $< 1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$) az ottani szélsőségesen alacsony hőmérséklet és a jelentős tengerszint fölötti magasság miatt. A vízgőztartalom éven belüli változása együtt jár a hőmér-

II. TÁBLÁZAT – TABLE II.

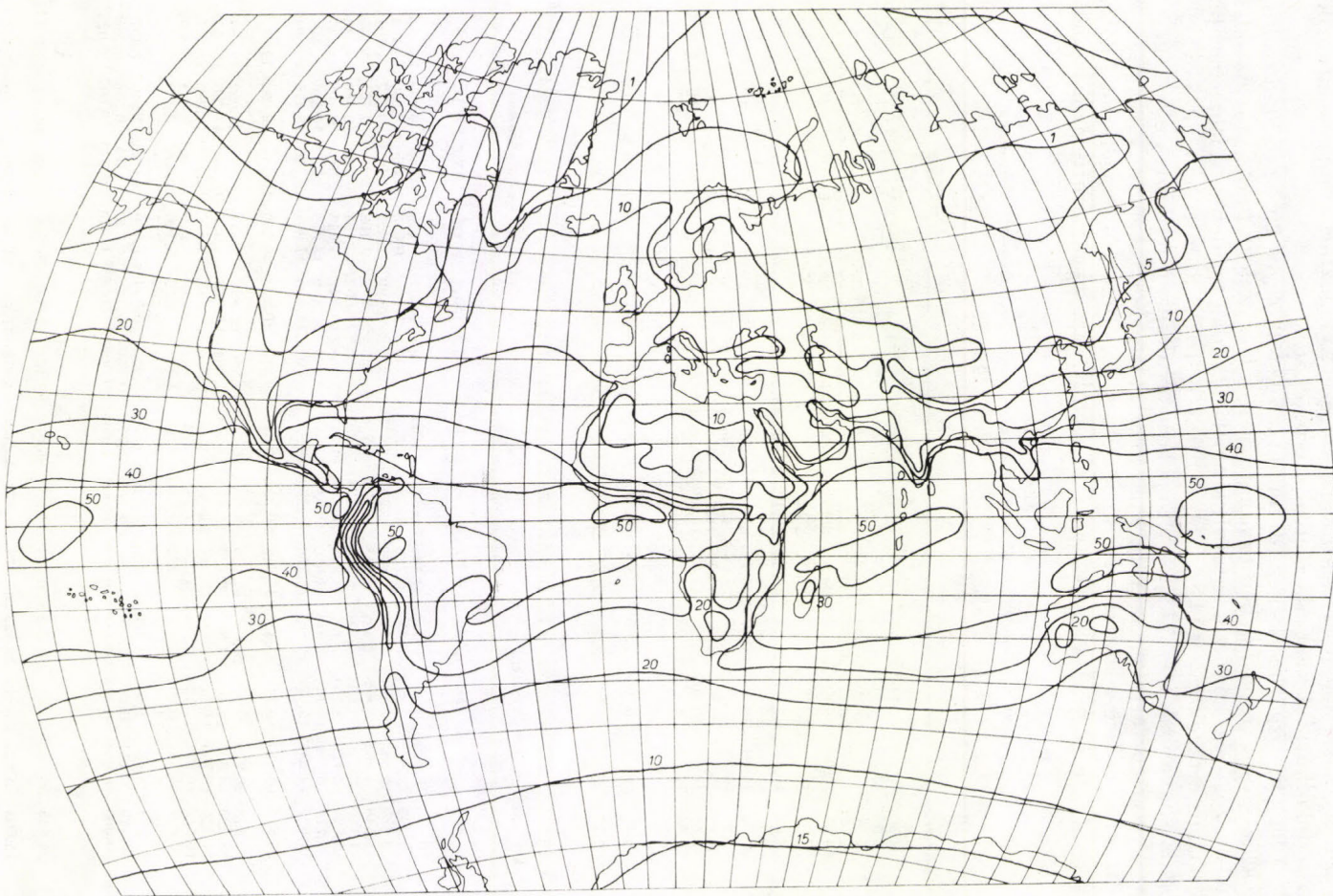
A vízgőztartalom (kg/m^3) szélességi átlagai – Mean values of atmospheric water-vapour content according to parallels (kg/m^3)

	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	Év	
90° N	0,50	0,50	0,70	1,00	3,50	8,70	11,00	8,40	4,00	2,70	0,80	0,60	3,53	10,50
80	0,95	0,98	1,13	1,88	5,13	9,17	11,03	11,03	6,33	3,72	2,22	1,38	4,60	10,38
70	2,56	2,47	2,71	4,29	7,71	12,12	15,31	14,28	11,06	6,95	4,04	2,97	7,21	12,74
60	4,67	4,82	5,81	7,92	11,53	16,72	21,00	19,92	15,53	10,36	6,94	5,40	10,89	16,33
50	7,47	7,43	9,00	11,39	14,28	19,94	23,82	23,63	18,81	13,97	10,56	8,44	14,15	16,40
40	12,53	12,67	13,92	16,58	20,17	25,78	29,64	30,42	26,36	20,75	16,25	13,78	19,90	17,89
30	18,97	19,08	19,92	22,47	25,89	30,31	34,89	35,56	33,25	28,22	23,14	19,78	25,96	16,59
20	29,56	28,11	30,56	33,33	36,92	39,22	41,53	42,53	42,03	38,06	34,19	30,97	35,58	14,42
10° N	38,64	38,25	39,83	43,58	45,03	45,72	46,81	46,94	46,06	45,42	43,06	39,78	43,26	8,69
0	46,67	46,67	47,50	48,78	48,03	46,17	44,80	45,08	45,47	46,00	46,06	46,42	46,48	3,80
10° S	45,06	45,33	45,53	44,47	42,83	40,06	32,28	37,81	39,44	41,33	42,78	44,14	42,26	7,72
20	40,39	40,00	40,28	36,47	33,72	30,94	29,53	29,25	30,83	32,97	36,19	38,50	34,93	11,14
30	33,67	32,97	32,86	28,97	27,06	24,11	22,36	22,92	24,31	25,97	28,22	30,69	27,84	11,31
40	24,86	25,11	22,83	21,94	20,50	18,64	17,00	17,25	18,22	19,25	20,44	23,31	20,78	8,11
50	17,31	16,81	16,00	15,56	14,03	12,67	11,64	12,69	12,83	13,36	14,92	16,69	14,54	5,67
60	10,64	10,31	9,42	8,75	8,25	7,33	6,97	7,64	7,31	8,11	8,78	10,78	8,69	3,67
70	6,50	5,50	4,50	3,83	3,67	2,50	2,67	2,33	2,17	3,17	5,00	6,67	4,04	4,33
80	2,55	1,48	0,67	0,44	0,43	0,45	0,30	0,27	0,30	0,66	1,45	2,65	1,45	2,65
90° S	0,80	0,23	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07	0,25	0,80	0,20	0,78
Föld	25,73	25,45	25,91	26,39	27,07	27,59	28,28	28,50	27,76	26,64	25,81	25,59	26,73	3,05

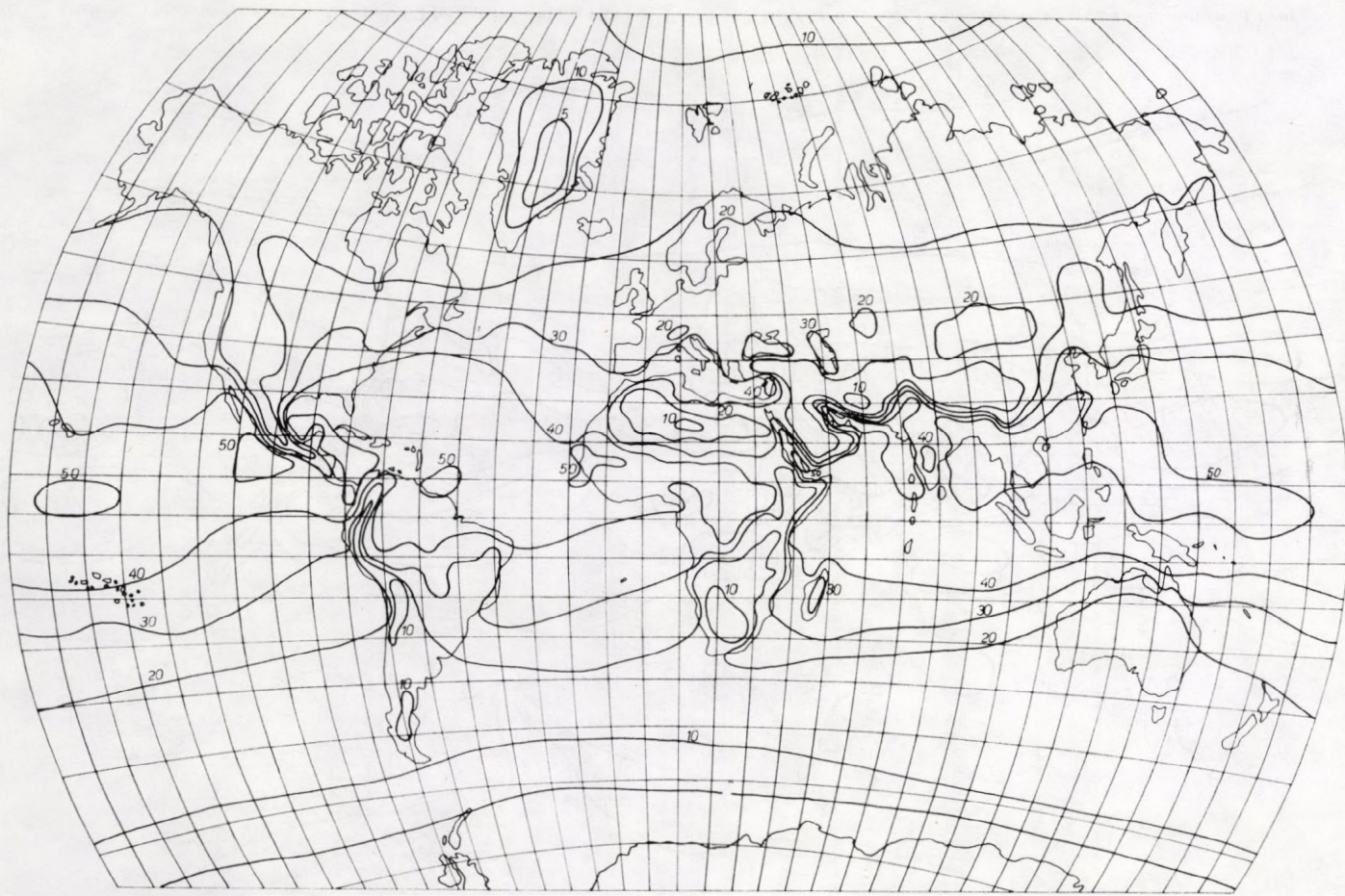
III. TÁBLÁZAT – TABLE III

A vízgőztartalom övezetenkénti mennyisége (10^{14} kg) – The quantity of atmospheric water-vapour by zones) n units 10^{14} kg

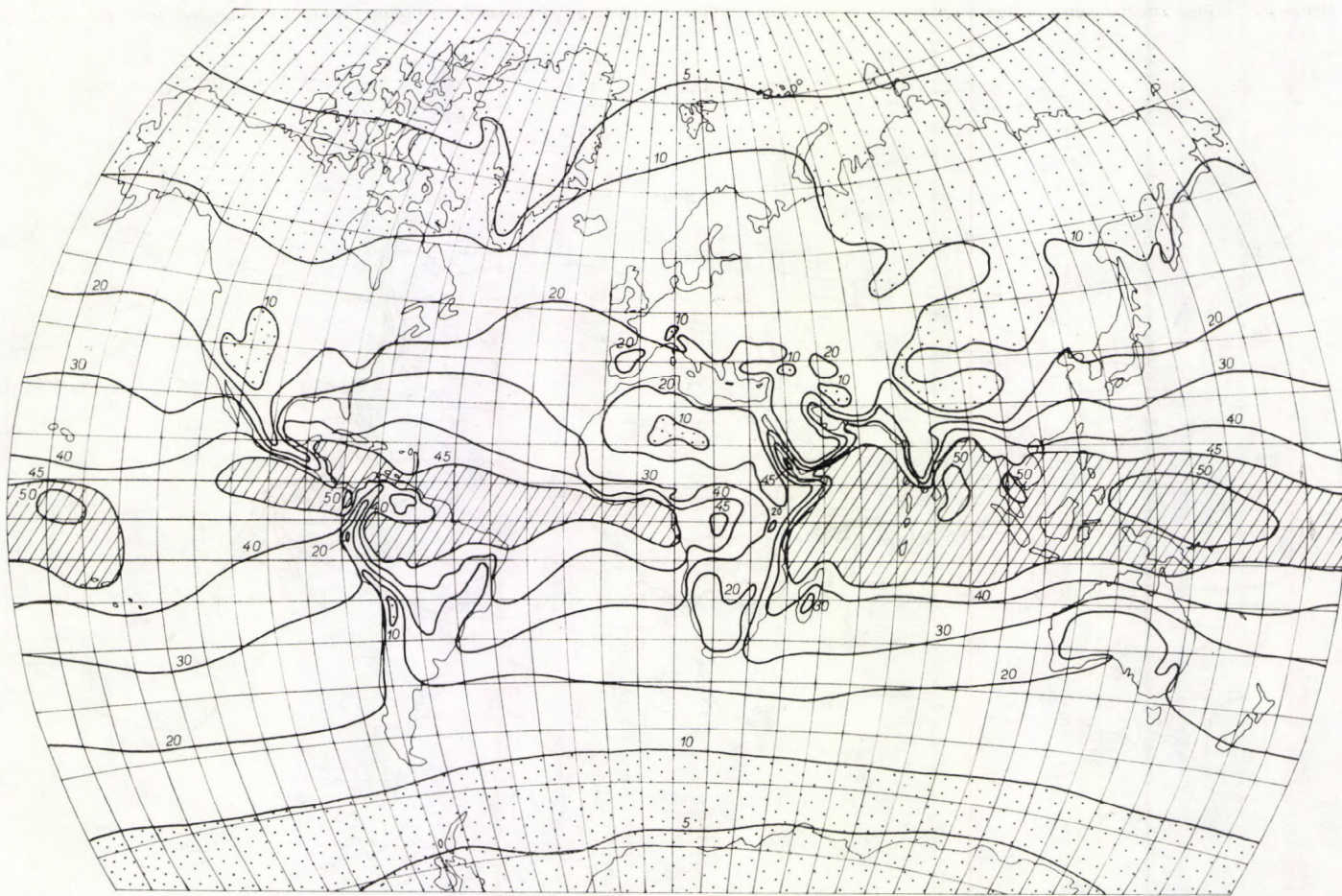
	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	Év
90–80° N													
80–70	0,028	0,029	0,036	0,056	0,168	0,348	0,435	0,379	0,201	0,125	0,059	0,039	0,159
70–60	0,202	0,198	0,221	0,355	0,783	1,224	1,532	1,455	1,000	0,613	0,360	0,250	0,683
60–50	0,680	0,685	0,801	1,148	1,809	2,711	3,413	3,215	2,499	1,627	1,032	0,787	1,701
50–40	1,548	1,562	1,888	2,462	3,418	4,674	5,716	5,553	4,378	3,102	2,231	1,765	3,191
40–30	3,140	3,156	3,598	4,391	5,566	7,178	8,395	8,486	7,092	5,451	4,209	3,489	5,346
30–20	5,733	5,779	6,159	7,107	8,383	10,208	11,744	12,008	10,849	8,913	7,169	6,108	8,347
20–10	9,779	9,509	10,172	11,244	12,656	14,010	15,399	15,735	15,169	13,355	11,552	10,226	12,401
10–0°	14,629	14,234	15,099	16,497	17,278	18,220	18,728	19,191	18,895	17,906	16,570	15,176	16,894
0–10°	18,896	18,810	19,344	20,458	20,613	20,354	20,312	20,382	20,274	20,250	19,740	19,092	19,877
0–10 S	20,318	20,378	20,606	20,655	20,125	19,100	18,422	18,360	18,808	19,344	19,678	20,059	19,654
10–20	18,329	18,303	18,406	17,362	16,420	15,230	14,545	14,384	15,073	15,937	16,939	17,726	16,555
20–30	14,923	14,703	14,738	13,186	12,247	11,093	10,456	10,512	11,111	11,876	12,979	13,942	12,647
30–40	10,641	10,571	10,136	9,266	8,656	7,781	7,164	7,311	7,740	8,230	8,856	9,828	8,849
40–50	6,621	6,581	6,096	5,888	5,421	4,916	4,496	4,701	4,875	5,120	5,552	6,280	5,546
50–60	3,564	3,458	3,241	3,100	2,841	2,550	2,373	2,592	2,568	2,737	3,022	3,502	2,962
60–70	1,611	1,486	1,308	1,183	1,120	0,924	0,906	0,937	0,891	1,060	1,295	1,640	1,197
70–80	0,520	0,401	0,297	0,246	0,236	0,170	0,171	0,150	0,142	0,220	0,371	0,536	0,288
80–90° S	0,066	0,034	0,014	0,009	0,009	0,009	0,006	0,006	0,006	0,014	0,033	0,067	0,023
É. fél-gömb	54,635	53,962	57,318	63,718	70,974	78,927	85,674	86,404	80,357	71,342	62,922	56,933	68,599
D. fél-gömb	76,604	75,825	74,842	70,895	67,075	61,773	58,539	58,953	61,214	64,538	68,725	73,580	67,721
Föld	131,239	129,787	132,160	134,613	138,049	140,700	144,23	145,357	141,571	135,870	131,647	130,513	136,320



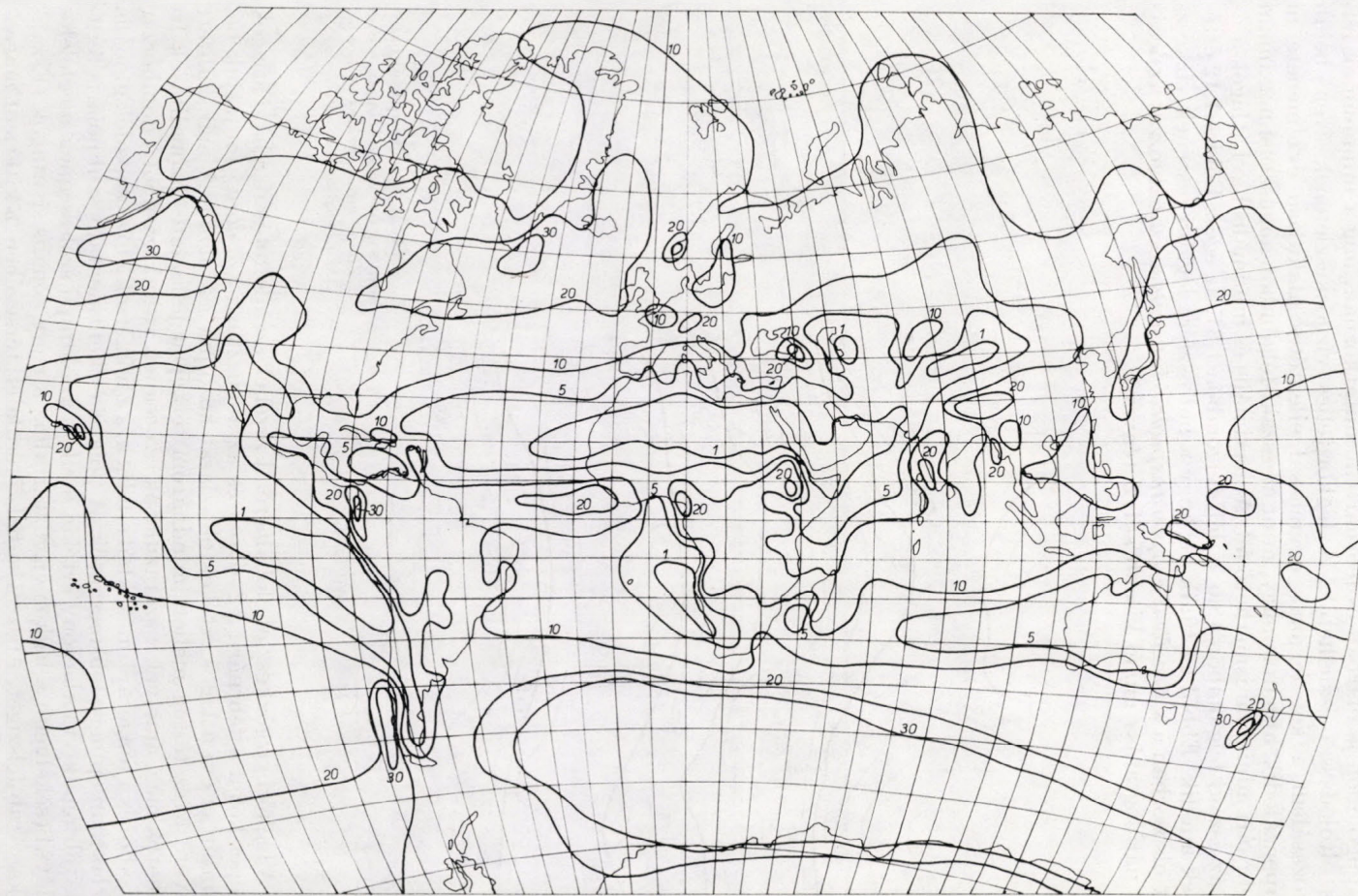
2. ábra : A légkör vízgőztartalmának földgömbi eloszlása (Február) – Fig. 2. Global distribution of atmospheric water-vapour content (February)



3. ábra: A légkör vízgőztartalmának földgömbi eloszlása (Außzustus) – Fig. 3: *Global distribution atmospheric water-vapour content (August)*

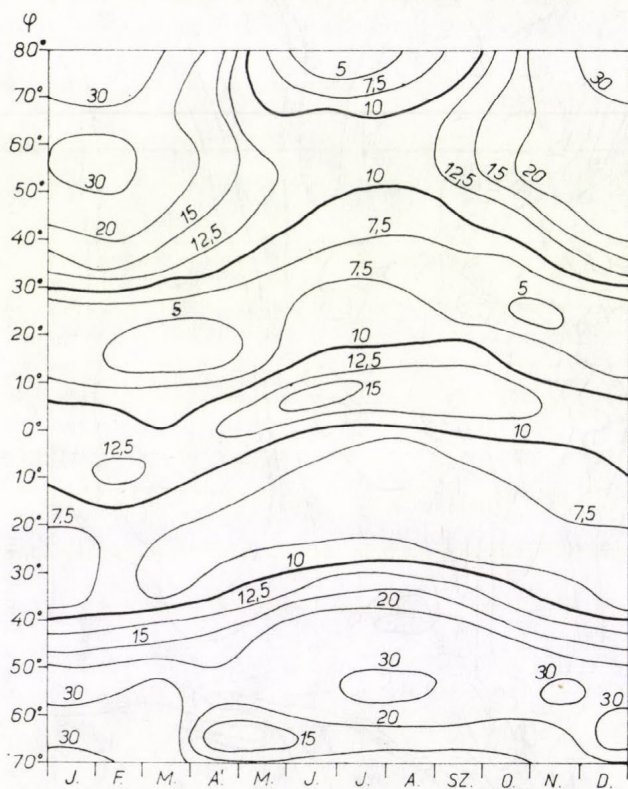


4. ábra: A légkör vízgőztartalmának földgömbi eloszlása (Év) – Fig. 4: Global distribution of atmospheric water-vapour content (Year)



5. ábra: Az évi csapadékhatékonyság földgömbi eloszlása — Fig. 5: Global distribution of yearly precipitation efficiency

séklettel. Maximális értékei az északi-félgömbön júliusban és augusztusban, a déli-félgömbön januárban és februárban mutatkoznak, míg a minimumok fél-éves eltolódással észlelhetők. A légkör teljes vízgőzkészletének éven belüli változásában a két félgömb egymással ellentétes alakulású évi menete ni kompenzálódik, abban éppúgy, mint az északi-félgömbön augusztusi maximum és februári minimum ismerhető fel. A maximális és minimális havi átlagok aránya az északi-félgömbön 1,60, a déli-félgömbön 1,31, az egész Földre 1,12 értékűnek adódik. Ebből az tűnik ki, hogy a hidroszféra légköri részének vízkészletét elsősorban a *szárazföldi evapotranspiráció intenzitása* szabályozza, az óceánok párologtatása ennél kisebb súlyú tényező.



6. ábra: A havi csapadékhatékonyság övezetes átlagai – Fig. 6: Zonal mean values of monthly precipitation efficiency

A légköri vízgőzkészlet globális rendszerének szemléltetésére a havi átlagok térképei közül a februárit (2. ábra) és az augusztusit (3. ábra) mutatjuk be, valamint az évi átlagos értékek eloszlását közöljük (4. ábra). A már említett alapvető övezetesség mellett mindhárom térképen jellegzetes azonalitások figyelhetők meg, amelyek a szárazulatok és óceánok váltakozásából a domborzat hatásából és a tengeráramlásokból erednek, s a hőmérséklet és csapadék globális eloszlásában éppúgy felismerhetők. A poláris és kontinentális szubpoláris területek téli rendkívül alacsony értékei mellett a földrajzi szélességnek megfelelően jóval csekélyebb a légkör vízgőztartalma a nagy zónális sivatagok (Észak-Afrika, Arab-félsziget, Ausztrália belső területei) térségében, a kiterjedt magasföldök és hegységrendszerek területén (Tibet, Mexikó, Dél-Amerikai Andok)

s a trópusi hideg tengeráramlások hatáskörzetében (Dél-Amerika nyugati partvidéke, Délnyugat-Afrika). Földünk vízgőzben leggazdagabb tájaira 50 m^{-2} -nél nagyobb értékek jellemzők, ezek minden hónapban jelentős összefüggő területeket alkotnak a trópusi övben, sőt júliusban és augusztusban északi határuk Délkelet-Ázsiában a 30°N szélességig terjed. Legnagyobb a vízgőztartalom a nyári monszun időszakában Indiának az Arab-tengerrel és a Bengál-öböllel határos partvidékén, ahol júniustól augusztusig helyenként eléri az $56 - 60 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ értéket.

A csapadékhatékonyság globális rendszere

A csapadékmennyiség (a légkörből *kihullott víz*) és a légkörben levő összes vízgőz (a légkörből *potenciálisan kihullható víz*) százalékos arányát *csapadékhatékonyságnak* (PE) nevezzük (Sellers, 1965). Definíció szerint a csapadékhatékonyság:

$$PE = \frac{100 \frac{C}{n}}{S} = \frac{C}{0,01 n S} \quad (7)$$

ahol n a vizsgált bázisidőszak (hónap, év, stb.) napjainak száma, C a bázisidőszakra vonatkozó átlagos csapadékmennyiség, S pedig a bázisidőszakra vonatkozó átlagos légköri vízgőztartalom (ez utóbbiak $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$, vagy a vele szám szerint megegyező mm egységben adottak).

Belátható, hogy a csapadékhatékonyság és a vízgőz átlagos kicserélődési ideje (a légköri tartózkodási ideje) között egyértelmű kapcsolat áll fenn. Az ET kicserélődési idő ugyanis azt fejezi ki, hogy a légkörből a potenciálisan kihullható víz hány napig fedezné a ténylegesen kihulló vizet, azaz a csapadékot. Fennáll tehát, hogy

$$ET = \frac{S}{C/n} = \frac{nS}{C} \quad (8)$$

s a (7) és a (8) összevetéséből

$$ET = \frac{100}{PE} \quad (9)$$

adódik.

Meghatározva a Föld egészére az évi csapadékhatékonyságot ($C = 1000 \text{ mm}$, $S = 26,73 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$) $PE = 10,25\%$ adódik, aminek $ET = 9,8$ nap átlagos vízgőz kicserélődési idő felel meg. A csapadékhatékonyság globális földrajzi rendszerét az 5. ábra szemlélteti. A generalizált térkép (az egyes kiugró lokális csapadékgócokat az elemzésnél figyelmen kívül hagytuk) jól érzékelteti a nagy és kicsiny csapadékhatékonyságú területek övezetességét. A legnagyobb PE értékeket mindkét féltekén az $50^\circ - 60^\circ$ szélességek közötti óceáni területeken találjuk (20–30% között), ahol gyakori a mérsékeltövi ciklonok keletkezése. A nagy csapadékhatékonyságú területek a déli-félgömbön csaknem összefüggő sávot alkotnak $PE > 30\%$ jellemző értékkel. Ugyancsak nagyobb a csapadékhatékonyság az egyenlítői övben a trópuson belüli konvergenciazóna ($ITCZ$) által bejárt területeken, ahol helyenként meghaladja a 20%-ot. Legkisebb a

csapadékhatékonyság ($< 5\%$) a $20^\circ - 30^\circ$ szélességek között a száraz passzát-övből és a szubtrópusi anticiklonok hatásterületén.

Ismerve a havi csapadékmennyiségek övezetes átlagait (*Jaeger*, 1976), a csapadékhatékonyság éven belüli változásának globális rendszerét is feltárhatjuk. A csapadékhatékonyság havi értékeinek földrajzi szélesség szerinti eloszlását a 6. ábra izopléta rendszere szemlélteti a rajzon a $80^\circ - 90^\circ$ N és $70^\circ - 90^\circ$ S közötti területeket az ottani csapadékadatok bizonytalansága miatt nem tüntettük fel). Az északi-félgömb mérsékeltövi és szubpoláris területeire jellemző a csapadékhatékonyság markáns éven belüli változása téli maximummal és nyári minimummal, ami a ciklogenezis gyakoriságának évi ritmusával áll kapcsolatban. Jól kitűnik a trópuson belüli konvergenciazónához kapcsolódó nagyobb konvektív aktivitás és csapadékhatékonyság éven belüli mozgása is a 10° N és 10° S szélességek között, valamint a vele párhuzamosan elmozduló, kicsiny csapadékhatékonyságú passzát-övek helyzetváltoztatása. A déli-félgömb mérsékeltövi területein szintén felismerhető a csapadékhatékonyság téli megnövekedése, azonban itt az éven belüli változás jóval kisebb, mint az északi-félgömbön. A déli-félgömb szubpoláris területeire ezzel szemben a csapadékhatékonyság nyári maximuma és téli minimuma jellemző.

IRODALOM

- Bannon, J. K. and Steele, L. P.*, (1960): Average Water-Vapour Content of the Air. *Geophysical Mem. No. 102*. Meteor. Office.
- Jaeger, L.*, 1976: Monatskarten des Niederschlags für die ganze Erde. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 139*.
- Rákóczi, F.*, 1979: Aeroclimatology of the Earth's Atmosphere I. Humidity, II. Temperature. *Időjárás* 83, 79–93.
- Sellers, W. D.*, 1965: *Physical Climatology*. The University of Chicago Press.
- Száva-Kováts, J.*, 1947: A légnedvesség eloszlása a Földön. *Időjárás* 51, 9–23.
- Gavrilova, Z. I.* 1975: Aeroklimaticeszkije karakterisztiki okolozemnoj atmosferü. *Trudy, VNIIGI*, vüp. 5

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 3. szám. 1983. május — június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 87. No 3. May — June 1983 Budapest

A talajfelszín hőmérsékletének kiszámítása műhold adatokból

PINTÉR FERENC és TÄNCZER TIBOR, Központi Légekőfizikai Intézet, H—1675 Budapest, Pf. 39.

A talajfelszín hőmérsékletének kiszámítása műhold-adatokból. A szerzők a talajfelszín hőmérsékletének kiszámítására tesznek kísérletet a NOAA — 7 műholdról nyert infravörös APT felvételek alapján. A vett analóg jeleket analóg-digitális konverter segítségével digitalizálják, majd CII 10010 típusú számítógépre viszik. A kalibráció elvégzésével kiszámított hőmérsékleti adatokat printeren jelenítik meg, majd térképszerű formára hozzák. Egy-egy adathoz mintegy 10 km² terület tartozik. A légköri sugárzás-elnyelés hatását empirikusan és elméletileg egyaránt meghatározzák. Bemutatják az 1982. április 17-i műholdas mérésből leszármaztatott hajnali hőmérséklet-eloszlást Magyarország területén. Összehasonlításként közlik a mintegy 100 földi állomáson mért radiációs minimum hőmérsékletek térképét. A dolgozatban felvázolják a földfelszíni hőmérséklet műholdas sugárzásmérésből történő kiszámításának elvi alapjait, valamint kitérnek annak nehézségeire és előnyeire is.

✱

Land surface temperature evaluation from satellite data. The authors make an attempt for the evaluation of the land surface temperature by using infrared APT images from NOAA — 7 satellite. The analog signals received are digitized by means of an analog-digital converter, and are fed into a computer CII — 10010. The temperature data evaluated applying calibration technique are visualized with the aid of printer and are compiled manually into a map form. Each data relates to an area of about 10 sq.km. The effect of the atmospheric attenuation is determined empirically as well as theoretically. The distribution of the land surface temperatures derived from satellite observation in early morning of 17th April 1982 is shown for territory of Hungary. For the sake of comparison, the map of radiation minimum temperatures (at the level of 5 cm above the ground surface) measured in about 100 stations is also illustrated. In the paper the theoretical principles of the land surface temperature evaluation by satellite radiation measurement are outlined, moreover its advantages and difficulties are also mentioned.

✱

Bevezetés. Az űrtechnika fejlődésével a meteorológiai műholdakkal szemben is egyre inkább a mennyiségi adatok leszármaztatásának igénye merül fel. Ebben a vonatkozásban kiemelkedő jelentősége van az infravörös légköri ablakokban folytatott sugárzásmérésnek, illetve leképezésnek. Korábban ezeket az adatokat szinte kizárólag a felhőzet analízisében használták fel, idővel azonban mind többen vállalkoztak arra, hogy azokból tengerek, tavak felszínének hőmérsékletét számítsák ki.

Jelenleg a TIROS — N sorozat holdjai az APT állomással rendelkező szolgálatok számára is lehetővé teszik az ilyen adatok beszerzését. Az infravörös tartományban (általában 10,3 — 11,3 μm közötti hullámhosszokon) közel homogén felbontású (kb. 10 km²-es) képet sugároznak. Ez a kép digitalizálással számítógépbe juttatható, és a megfelelő műveletek (kalibráció, elnyelési korrekció) elvégzése után a kisugárzó felszínnek hőmérséklete számítható. Derült

idő esetén az így nyert sugárzási hőmérsékletek a földfelszín hőmérsékletét adják meg. Természetesen a műholdas hőmérsékletmérés, különösen ha azt a talajfelszínre kívánjuk megvalósítani, egy sor problémát vet fel, amelyre a dolgozat során kitérünk.

A földfelszín hőmérséklete műholdas leszármaztatásának elvi alapjairól, történeti fejlődéséről, valamint jelenlegi gyakorlatáról jó áttekintés található a WMO által kiadott *Technical Note*-ban (1979). Erre támaszkodva jelen dolgozatban az elméleti alapoknak csak a vázlatos leírására szorítkozunk. Fő célkitűzésünk a földfelszín hőmérsékletének kiszámítására általunk alkalmazott módszer ismertetése és a kapott eredmények értékelése.

1. A műholdas hőmérsékletmérés elvi alapjai

A műholdas hőmérsékletmérés alapjául a sugárzási törvények szolgálnak. Abszolút fekete test esetén a λ hullámhosszon kisugárzó B_λ energiát a Planck-törvény írja le:

$$B_\lambda = C_1 \lambda^{-5} [\exp(C_2 / \lambda T) - 1]^{-1},$$

ahol T a kisugárzó felszín abszolút hőmérséklete,

$$C_1 = 3,74 \cdot 10^{-16} \text{ J m}^2 \text{ s}^{-1}, C_2 = 1,44 \cdot 10^{-2} \text{ m K}.$$

A valóságban azonban a kisugárzott energia kisebb-nagyobb mértékben eltér a tökéletesen sugárzó felszín kibocsátásától. Azt legjobban a víz- és hófelszín közelíti meg, 0,97–0,99-es faktorial. A talajok emissziója az abszolút fekete test sugárzásának 0,90–0,97-szerese, a növényzeté annak 0,95–0,98-szorosa.

Bár a légköri ablakokban a légkör hatása a kisugárzásra minimális, attól teljességgel nem tekinthetünk el. A hatás nyilván annál nagyobb, minél hosszabb utat tesz meg a sugárzás a légkörön keresztül. A λ hullámhosszon θ zenit-szög mellett a műholdra érkező $I_\lambda(\theta)$ sugárzást a következő egyenlet írja le:

$$I_\lambda(\theta) = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T_0) \tau_\lambda(p_0, \theta) + \int_{p_0}^0 Q_\lambda(T) [\partial \tau_\lambda(p, \theta) / \partial p] dp,$$

ahol ε_λ a földfelszín spektrális emissziója,

B_λ a Planck-függvény,

$\tau(p, \theta)$ a légkör spektrális átbocsátása a p nyomási szinttől a légkör felső határáig,

Q_λ a légkör spektrális sugárzás kibocsátása T hőmérsékleten;

a „0” indexszel jelölt mennyiségek a földfelszínre vonatkoznak. A (2)-ből számított hőmérsékletet *sugárzási hőmérsékletnek*, míg az $\varepsilon_\lambda = 1$ feltevéssel kapott hőmérsékletet *ekvivalens fekete test hőmérsékletnek* nevezzük.

A légkör szerepét a τ függvények írják le. Ez a $10 \mu\text{m}$ körüli légköri ablakban gyakorlatilag a vízgőz elnyelésében nyilvánul meg. Az ebből eredő hiba mértéke a vízgőztartalom és a beesési szög függvényében néhány tizedtől több mint 10 fokig terjed.

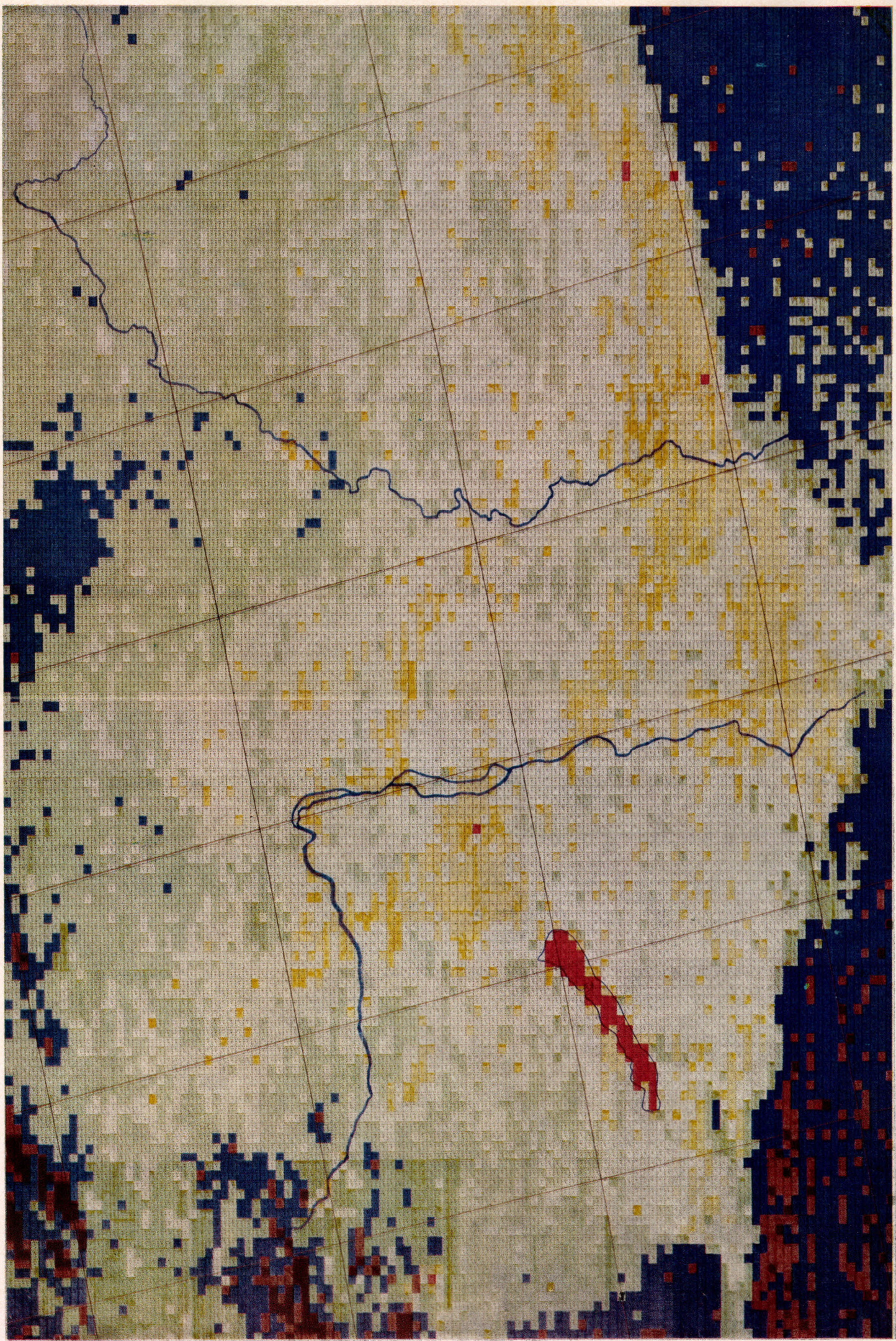
A műholdas sugárzásmérő nem egyetlen hullámhosszon, hanem szélesebb sávon (a λ_1 és λ_2 hullámhosszak között) mér, hullámhosszal változó Φ/λ érzékenységgel. Így a műholdon elhelyezett detektor által felfogott energia

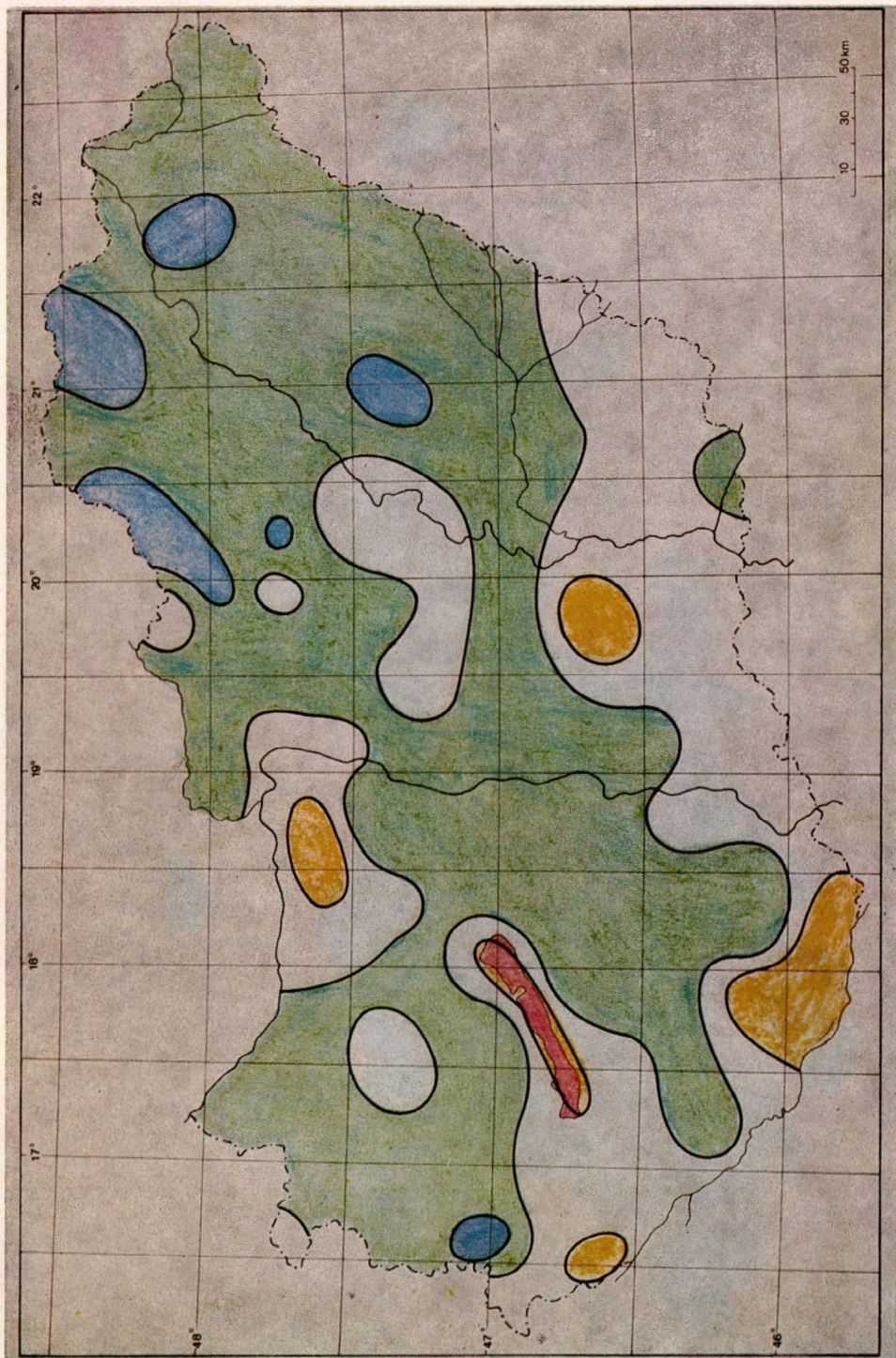
$$N = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_\lambda \varphi_\lambda d\lambda.$$

MELLÉKLET AZ IDŐJÁRÁS
1983/3. SZÁMÁHOZ

1. ábra : Földfelszín-hőmérsékleti térkép a NOAA-7 műhold 1982. április 17-én 2 óra 3 perckor történt megfigyelése alapján. A színek jelentése: piros $\geq 6^{\circ}\text{C}$, sárga $5-3^{\circ}\text{C}$, szürke $2-0^{\circ}\text{C}$, zöld $-1- -3^{\circ}\text{C}$, kék $-4- -6^{\circ}\text{C}$, barna $-7- -9^{\circ}\text{C}$, fekete $\leq -10^{\circ}\text{C}$.

2. ábra : Az 1982. április 17-i radiációs minimumhőmérséklet eloszlása Magyarország területén. A színek jelentése megegyezik az 1. ábrával. ▷





A Φ/λ görbe alakját a műszer pályára juttatása előtti kalibrációjából állapítják meg.

Az N energia a vevőoldalon feszültségi szintként, illetve az ennek megfelelő digitális számértékként jelentkezik. Az adatok kalibrációjánál támpontul elsősorban a világűr és a műhold belső hőmérséklete szolgál. Hangsúlyoznunk kell, hogy míg a mérések abszolút hibája néhány fok is lehet, a hőmérséklet-különbségeket 0,5 fokos pontossággal képesek reprodukálni.

2. Az eddigi vizsgálatok rövid áttekintése

Az előzők ismeretében várható, hogy a földfelszín hőmérsékletének műholdról végzett mérése nagykiterjedésű vízfelületek esetében nyújt jó eredményt. Ennek megfelelően a már a 60-as években megindult kísérletek főleg a tengerfelszín hőmérsékletének a meghatározására irányultak. Ezen a téren ki kell emelnünk *Smith et al.* (1970) munkáját, akik a Nimbus-3 és 4 műholdnak a $3,8 \mu\text{m}$ körüli légköri ablakban történt megfigyelései alapján a tengerfelszín hőmérsékletének globális leszámaztatására dolgoztak ki eljárást. Lényege a statisztikai hisztogram technika, amellyel szét lehet választani a felhős és a derült eseteket. A vízgőz és a szén-dioxid elnyelésének a számításbavétele empirikus módon történt.

Később az ITOS-1 műholdnak a $10,5-12,5 \mu\text{m}$ közötti tartományban folytatott mérései alapján 300 km-es rácshálózatra megkezdték a területileg átlagolt tengerhőmérsékleti térképek előállítását (*Rao et al.*, 1972). Ezek az adatok még megbízhatóbbá voltak tehetőek időbeli átlagértékek használatával. A hajóról végzett mérésekhez képest 2-3 fokos szórás adódott. A két mérési adat azonban teljességgel nem hasonlítható össze, mivel a hajók általában 3-9 m mélységben mérnek, míg a műhold a felületi, ún. „hég-hőmérsékletet” adja meg.

A tenger globális felszíni hőmérsékletének a NOAA-nál kifejlesztett operatív számítási metodikájáról *Brower et al.* (1976) számol be. Ez lényegében abból áll, hogy a tenger hőmérsékletét teljesen automatizált technikával 100×100 km-es területekre képezik. A légköri elnyelés korrigálásánál már figyelembe veszik a műholdas nedvességszondázás adatait.

A műholdas mérés technika kiterjesztése a földfelszín hőmérsékletének a meghatározására eléggé késett, bár a repülőgépes kísérletek pozitív eredményeket szolgáltatottak (pl. *Nixon és Hales*, 1975). A fő probléma a felszínnek tényleges emissziójának a számításba vételénél van. Ennek ellenére a 70-es évek végén mind több elsősorban mezőgazdasági és éghajlattani kérdéssel kapcsolatban veszik igénybe a földfelszín műhold-adatokból számított hőmérsékletét.

3. Módszerünk a földfelszín hőmérsékletének számítására

Hőmérséklet számításaink a NOAA-7 műholdnak a $10,3-11,3 \mu\text{m}$ sávban készült APT felvételein alapulnak. Ismeretes, hogy a NOAA-7 kvázipoláris, napszinkron, átlagosan 850 km magasságú pályán kering. Leképező rendszere 1,4 mrad látószöggel soros letapogatást végez 360 fordulat/perc sebességgel, amelynek a földfelszínen a műhold alatti pontban 1,1 km felel meg. Az APT állomások számára „egyszerűsített kép” kerül kisugárzásra, amely csak minden harmadik sort tartalmazza, és a linearitás érdekében a sorok men-

tén különböző átlagolással készül. Egy-egy képpont lényegében mintegy 10 km²-nyi területről 3,5–7,5 km²-es mintavételt jelent.

Ahhoz, hogy a vett jeleket értékelni tudjuk, a digitalizáláshoz a Központi Léggérfizikai Intézetben épített analóg-digitális konvertert használtuk fel. A digitalizálás 8-bites skálán történt. A digitalizált adatokat egy CII 10010-es számítógépre vittük és a számítási feladatokat teljes egészében ezen a gépen hajtottuk végre.

Mielőtt bármiféle feldolgozáshoz láttunk volna, a képet meg kellett tisztítanunk a rátevéődő zajoktól. Erre a célra szűrőprogramot alkalmaztunk. Várhatóan ezzel a művelettel a durva hibák eltűnnek.

Az értékelés egyik legfontosabb mozzanata a földrajzi azonosítás, a képpontok földrajzi koordinátáinak megállapítása. Ez a gyakorlatban a műhold mozgásának pontos (0,5 mp-es) nyomonkövetésével a műholdpálya ismeretében történhet. Finom, képpontokra vonatkozó azonosításhoz azonban még e közelítés sem elegendő pontosságú; ilyenkor az interaktív technika kerül előtérbe. A legbiztosabb támpontot a képen jól felismerhető objektumok (tavak, folyók, hegyek) szolgáltatják. Magyarország területén a Balaton, Fertő-tó, Velencei-tó, Kiskörei víztározó, Duna, Tisza, továbbá a nappali órákban a hegysek képezhetik az azonosítás alapját. A leképezés geometriájának felhasználásával így igen jó eredmény érhető el.

Az adatok kalibrációjára a képi információkkal együtt közölt telemetriai adatok állnak rendelkezésre, amelyek a különböző modulációs szintekhez, a detektor és a világűr hőmérsékletéhez tartozó digitális értékeket tartalmaznak. Ezek az adatok normalizálás után beépíthetők a kalibrációs eljárásba (Lauritson et al., 1979), amely végül bármely digitális értékhez egyetlen hőmérsékletet rendel.

Az így kapott hőmérsékleti értékek a légköri elnyelés miatt még kisebb-nagyobb mértékben eltérnek a ténylegestől. A szükséges korrekció számításba vétele végett ismernünk kell a műszer érzékenységi görbét, a hőmérséklet és a nedvesség aktuális függőleges eloszlását, valamint a megfigyelési pontban a műholdra vonatkozó zenitszöget (a θ szöget). Jelen munkában egyrészt a (2–3) egyenletekre épülő egzakt megoldást alkalmaztuk, másrészt a Balaton hőmérsékletét vettük alapul: a műholdas és a földi méréssel kapott hőmérsékletek különbségét tekintettük a korrekció mértékének. Meg kell jegyeznünk ugyanakkor, hogy a számítások olyan tavaszi napokon történtek, amikor száraz, hideg légtömeg uralkodott, tehát viszonylag kicsiny korrekcióra lehetett számítani.

4. A műholdas hőmérsékletmérés nehézségei és előnyei

A talajfelszín hőmérsékletének műholdas mérésénél a problémák egész sorával kell szembenéznünk. A szárazföldi területek a felbontás által meghatározott képelemen belül is meglehetősen inhomogének. Különböző a növényi borítottság, s folyók, tavak, utak, épületek stb. teszik változatossá a terepet. Míg víztömeg esetén egyértelműen a nagy területen belül kevésbé változó hőmérsékletű a kisugárzó felszín, addig szárazföldön a felbontásnak megfelelő területen belüli objektumok felszíni sugárzása integráltan jelentkezik a műholdon mért sugárzásban. Így erdőkben a fák koronája, épületeknél tetőzetük az aktív felszín, s ezeknek hőmérséklete természetesen különbözik a talajfelszínétől. Ráadásul, ha a növényzet nem teljesen fedi a talajt, sugárzása keveredik a talajfelszínével. Így a műholdas méréssel a talajfelszín hőmérséklete

csak a területelemen belüli objektumok összességére jellemző átlagérték erejéig közelíthető meg. További probléma, hogy nem eléggé ismerjük a kisugárzó felszín emisszióját sem. Az ebből eredő hiba a számított hőmérsékletek némi alábecsléséhez vezet.

Mielőtt a műholdas adatok használhatóságát értékelnénk, röviden tekintsük át a talajfelszíni hőmérséklet mérésének hagyományos módját. A talaj hőmérsékletét a felszínhez legközelebb a 2 cm-es mélységben mérik. Ez minden bizonnyal a nappali órákban valamivel alacsonyabb, éjszaka viszont magasabb a felszíni értéknél. A mérőállomások talaja sokszor az adott tájegységre reprezentatívnek egyáltalán nem tekinthető, úgyhogy a mérési adat sem az. A talajhőmérsékletet mérő állomások száma az ország területéhez képest csekély. Így a rendelkezésre álló adatok csak tájékoztató jellegűeknek tekinthetők, amelyek a mérőállomástól távoli pontokra csak kisebb-nagyobb pontossággal vonatkoztathatók. Ugyanakkor illuzórikus lenne arra gondolni, hogy a talajhőmérsékleti adatokkal szemben támasztott igényt a mérőállomások számának növelésével lehetne teljesíteni.

Az említett korlátok ellenére ezért kerül előtérbe mégis a műholdas megfigyelés, amely területi folytonosságot nyújt a megfigyelőrendszertől függő bontásban. A megfigyelések értéke annál nagyobb, minél „részletesebb” a leképezés, tehát minél finomabb a felbontóképesség. A TIROS – N holdakon alkalmazott AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) jelenleg is már 1,2 km²-es felbontást tesz lehetővé a műhold alatti pontban. Az 1978-ban felbontott HCMM (*Heat Capacity Mapping Mission*) műhold a 10,5–12,5 μm -es légköri ablakban 500 m-es felbontással dolgozott. Közvetlen vételt azonban nem tett lehetővé, így elsősorban kutató műholdként említhetjük. Ugyanezt mondhatjuk el az 1978. március 5-én fellőtt Landsat – 3 műholdról, amelynek felbontása 240 m. E műholdról nyert adatok már szinte termőegységenként képesek felszíni hőmérsékleti adatokat nyújtani.

A műholdas adatoknak a valóságos talajfelszíni hőmérséklettel való jó egyezésére akkor számíthatunk, amikor a növényzet még nem fedi a talajt, tehát a téli és koratavaszi időszakban. Ez a körülmény igen előnyösen használható többek között különböző növényi kultúrák vetési időpontjának a megállapításánál. A későbbiek során, a vegetációs periódusban, a műholdas adatok szerepet játszhatnak a fagykárok elleni védekezésben a fagyveszélyes területek kijelzésén keresztül.

Nagy várakozással tekinthetünk a földfelszín hőmérsékletének éghajlati célú feltérképezése elé. Magyarország területére vonatkozólag az APT rendszer keretében több mint 9000 mérési adat szerezhető be. Megfelelő hosszúságú idősor esetén az egyes tájegységek hőgazdálkodásáról olyan részletes képet nyerhetünk, amely földi méréssel elképzelhetetlen. Még hatványozottabban áll fenn ez, ha a már említett nagyobb felbontású megfigyelő rendszerekre gondolunk. Ilyen tájékoztatók birtokában objektív alapokra helyezhető például a termőterületek optimális megválasztása. De vizsgálható többek között a városokkal járó ún. hősziget jelenség, amely főleg a téli félévben és az éjszakai órákban mutatkozik erőteljesen.

5. Az adatok értékelése

Külön problémát jelent a műholdról nyert hatalmas adatmennyiség megjelenítése, majd azt követő analízise. Erre a lehetőségek egész sora kínálkozik.

Legmegfelelőbb és legkényelmesebb megoldásnak a színes display alkalmazása kínálkozik. Különböző hőmérsékleti értékekhez más-más szintt rendelve, és bizonyos földrajzi azonosítási pontokat (pl. folyók, tavak, szélességi, hosszúsági körök stb.) a képernyőre felvíve, a hőmérséklet-eloszlás könnyen és gyorsan áttekinthetővé válik. További szemléletes megoldás, amikor a különböző hőmérsékleteknek a printeren eltérő sötétedéssel megjelenő karaktereket választunk és a képi adatokat eszerint íratjuk ki.

Jelen vizsgálatban azt az utat követtük, hogy valamennyi képpontnak megfelelő hőmérsékleti adatot kiíratunk és azokat néhány fokos hőmérsékleti közök összehasonlításával különböző színekkel jelöltük. Példaképpen az 1. ábrán bemutatunk Magyarországra és a környező területekre elkészített sugárzási hőmérsékleti térképet a NOAA – 7 műhold 1982. április 17-én 02.03 GMT-kor végzett megfigyelése alapján. A hőmérsékleti mezőt háromfokos intervallumok felvételével analizáltuk.

Az elnyelési korrekció megállapítására két közelítést is alkalmaztunk. Egyrészt kiszámítottuk a Balaton hőmérsékletét műholdadatok alapján, és összehasonlítottuk a siófoki meteorológiai obszervatórium mérésével. A tó hőmérsékletére 36 képpont alapján $6,5^{\circ}$ -ot kaptunk, míg a hőmérő $8,6^{\circ}$ -ot mutatott, tehát a korrekció $2,1^{\circ}$ -nak adódott. Másrészt elméleti úton, Miskolczi (1982) által kidolgozott módszerrel végeztük el a korrekció meghatározását, s ekkor $1,7^{\circ}$ -ot kaptunk. E két számadat alapján a korrekció valószínű mértékét 2° -nak vettük. Ennek alkalmazásával készítettük el a bemutatott térkép analízisét.

A legmelegebb területek a tavak (Balaton, Fertő tó, Velencei-tó) felszíne. Viszonylag mérsékelt volt a földfelszín lehülése Fejér, Csongrád és Bács-Kiskun megyék területén. Gyenge, összefüggő fagyok léptek fel Győr-Sopron és Vas megye területén, valamint az ország északkeleti, keleti részén. Erősebb fagyok (lehülés -4° és -6° között) az ország északnyugati és északkeleti részén, a Nyírségben és a középső Tiszavidéken fordultak elő. A délnyugati területeken az alacsony hőmérsékleti értékek a felhőzettől származnak.

Összehasonlításként a 2. ábrán közöljük az ország mintegy 100 megfigyelő állomásán április 17-én 5 cm-es magasságban mért (radiációs) minimum hőmérsékleteket. Mint látható, ezek az ország nagy részén, az esetek 78%-ában $+1^{\circ}$ és -3° között váltakoztak. Ennél magasabb hőmérsékletű, összefüggő területek az ország délnyugati, hidegebb részek pedig az északkeleti vidékeken mutatkoztak, -3° és -5° közötti hőmérséklettel. Meg kell jegyeznünk, hogy a kétféle mérés között mintegy 2 órányi különbség áll fenn. Másrészt, a jobb molekuláris hővesztés miatt, a talajfelszín a talajközeli légrétegnél valószínűleg kisebb mértékben hül le. Mindehhez járulnak még a műholdas mérés már említett sajátosságai. Ezért a kétféleképpen nyert hőmérsékleti adatok közötti $1-2$ fokos eltérés reálisnak mondható.

6. Következtetések

A talajfelszín hőmérséklete kiszámításának jelen dolgozatban követett módját első közelítésnek szánjuk. A műholdas hőmérsékletmérés fő előnye a területi folyamatosság és a számítógépes kezelhetőség. A módszer további finomítására a lehetőségek egész sora kínálkozik. Ez magában foglalja a pontosabb földrajzi azonosítást, a digitális adatok vételét, a megbízhatóbb kalibrációt, a légköri elnyelés pontosítását és a talajok tényleges emissziójának figye-

lembe vételét. A követett elhanyagolások ellenére – úgy véljük – számítási eredményeink gyakorlati célra is hasznosíthatók.

IRODALOM

- Brower, R. L., Gohrband, H. S., Pichel, W. G., Signore, T. L. and Walton, C. C.*, 1976: Satellite derived sea-surface temperatures from NOAA spacecraft. *NOAA Technical Memorandum, NESS 78*. Washington, D. C.
- Lauritson, L., Nelson, G. J. and Porto, F. W.*, 1979: Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. *NOAA Technical Memorandum, NESS 107*, Washington, D. C.
- Mickolczi, F.*, 1982: The effect of the water vapor absorption in the 11 μm window region on the accuracy of the determination of the earth surface temperature. *Proceedings of conference on remote sensing and the atmosphere* in Liverpool, 1982.
- Nixon, P. R. and Hales, T. A.*, 1975: Observing cold night temperatures of agricultural landscapes with an air plane-moun tetrad radiation thermometer. *Journal of Applied Meteorology 14*, 498 – 505.
- Rao, P. K., Smith, W. L. and Koffler, P.*, 1972: Global sea-surface temperature distribution determined from an environmental satellite. *Monthly Weater Review 100*, 10 – 14.
- Smith, W. L., Rao, P. K., Koffler, R. and Curtis, W. R.*, 1970: The determination of sea-surface temperature from satellite high resolution infrared window radiation measurements. *Monthly Weather Review 98*, 504 – 510.
- Winston, J. S. (Ed.)*, 1979: Quantitative meteorological data from satellites. *WMO Technical Note No. 166*. Geneva.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Geteoreológiai Szolgálat folyóirata. 88. évf. 3. szám. 1983. május—június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 87. No 3. May—June 1983. Budapest

A tényleges párolgás számításához használt növénykonstansok értékei többévi mérés alapján

POSZA ISTVÁN—STOLLÁR ANDRÁS, Központi Légekörfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf 39

Plant constants evaluated by several years' measurements for the calculation of effective evaporation. A detailed description of the concept of evapotranspiration and the *Antal* method of determining the effective evapotranspiration is given. A biological factor *b* is introduced and its calculation technique is presented. The Hungarian network of evapotranspiration stations is listed, and all the plant species grown into the experiment are reviewed. The pentad mean values of *b* for the different phenological plant phases are tabulated on the basis of the measurements carried out in Szarvas, Keeskemét and Érd.

✕

A tényleges párolgás számításához használt növénykonstansok értékei többévi mérés alapján. A szerzők ismertette az evapotranspiráció fogalmát, kitérnek a tényleges evapotranspiráció meghatározásának *Antal*-féle módszerére, s azt is részletesen ismertetik. Ennek során bemutatják a biológiai faktor meghatározásának módját. Felsorolják az evapotranspirométeres hálózat állomásait, ismertetik a kísérletbe vont növényfajokat és fajtákat. A szarvasi, kecskeméti és érdi mérések alapján 19 növényfajra közlik a „*b*” értékeket táblázatok formájában pentádátlagokra, a növény fenológiai fázisaihoz kötve.

✕

A növényzettel borított talajfelszínről a párolgás egyrészt a talajból és a növényzet felszínén felfogott vízből — *evaporáció* —, másrészt a növényzetből — *transpiráció* — történik. Az evaporáció és transpiráció folyamata általában nehezen szétválasztható, ezért rendszerint együttesen kezelik mind a számítások, mind a mérések során, s mint együttes folyamatot *evapotranspirációnak* nevezik.

A transpiráció fő oka ugyan a légkör párologtató képessége azonban a meteorológiai tényezőkkel szemben a növény nem egy passzív élőlény. A leveleken levő sztomák bezárásával korlátozhatja a transpirációját akkor, amikor a növény vízfelvevő és vízszállító képessége kisebb, mint a transpiráció intenzitása.

Az evapotranspirációt tehát részben fizikai folyamatok (meteorológiai és talajtényezők), részben pedig fiziológiai sajátságok határozzák meg. Ennél fogva ez nem is tekinthető az evaporáció és transpiráció egyszerű összegeként. A légkör párologtató képessége, potenciális evapotranspirációja ugyanis folyamatos, fizikai jelenség amit csak bizonyos ingadozással követ a növényállomány tényleges evapotranspirációja a szabálytalan csapadékhullás és a változó talajnedvesség következtében.

A tényleges evapotranspiráció mérésére számos módszer és műszer használatos, de legelterjedtebben a különféle számítási módszereket alkalmazzák. Ilyen számítási módszert dolgozott ki *Antal* (1968), az 1963—1968 időszakban Szarvason mért párolgási és meteorológiai adatok alapján:

$$ET = \frac{w+b}{1+b} w ET_p \quad \text{mm/nap} \quad (1)$$

ahol: ET_p a potenciális evapotranspiráció,
 b az úgynevezett biológiai konstans,
 w a relatív talajnedvesség a következőképpen:

$$w = \frac{TV - HV}{DV} = \frac{TDV}{DV} \quad (2)$$

ahol: TV a tényleges vízkészlet,
 HV a holtvíztartalom,
 DV a diszponibilis víz,
 TDV a tényleges diszponibilis víz.

Az (1)-es összefüggés magában foglalja az időjárás párolgásra gyakorolt hatását (ET_p), a talaj szerkezetére és víztartalmára jellemző információkat (w), a növény fajtájától és fejlettségi állapotától függő ún. biológiai tényezőket (b).

Természetesen mint minden empirikus összefüggés, így ez is rengeteg elhanyagolást tartalmaz, mivel minden ható tényezőt nem ismerünk, és számuk szaporítása a formula használhatatlanságához vezetne. Legegyszerűbb a meteorológiai tényezők figyelembevétele, mert itt a párolgásra ható domináns tényezők szerepelnek (ET_p). Nehezebb a dolog a talajtényezőkénél, ahol a talajösszetétel, szín, szerkezet, stb. is hat. Természetesen a legdőntőbb a párolgás szempontjából a felvehető talajnedvesség (w).

Az ET számításánál a legtöbb problémát a transpirációra ható növényi tényezők figyelembevétele okozza. A vízveszteség legnagyobb része ugyanis a sztómákon keresztül történik. A sztómák száma egy adott növényfajtánál a levélfelület nagyságának függvénye, nyitottságuk a megvilágítás, a fényerősség és a vízellátottság eredménye. A számítások során figyelembe kellene venni a növényállomány sor- és tőtávolságát, a borítottság mértékét, az aktív gyökérzóna mélységét és a fejlődés fázisát is. Mindezek a növényi jellemzők számszerűleg nehezen kezelhetők, ezért a fenti tényezők párolgásra gyakorolt együttes hatását az ún. biológiai faktoriall jellemezhetjük.

Növénykonstansokat használt *Penman* (1949) is a fű ET_p -jének kiszámításához, ahol a vízfelszín párolgását havonta változó tényezőkkel szorozta meg. Ezek az értékek:

nov. – febr.	0,6
márc. – ápr.	0,7
szept. – okt.	0,7
máj. – aug.	0,8
Évi átlag	0,75

Hasonló jellegű konstansokat alkalmaz *Turc* (1961) az ET számítására, konstansai a tenyészidőszakra a következők:

kukorica, répa	0,67
burgonya	0,83
gabona	1,00
borsó, lóhere	1,17
lucerna, legelő	1,33

Ezek a növényi tényezők azokon a területeken adnak használható eredményt, ahol ezeket mérésekkel meghatározták. Ezeket más éghajlati körzetekre

változtatás nélkül átvinni nem lehet, ellenőrző méréseket kell végezni. E célból kezdtünk *Thornthwaite*-(1955) féle kompenzációs evapotranspirométerekkel méréseket Szarvason 1963-ban, majd 1966-tól Kisvárdá, Kecskemét, Érd-Elviramajori, Kapuvár, Keszthely stb. meteorológiai állomásokon is. Ezekkel az evapotranspirométerekkel szántóföldi körülmények között a növényállományok ún. optimális evapotranspirációját (ET_{opt}) határoztuk meg – a műszer jellegéből adódóan – pentád értékekben.

A vizsgálatba vont növényfajták a következők:

kukorica (MV – 1, MV – 580, MV – 620)
 burgonya (K. rózsza, Desire, Rezi, Carina)
 cukorrépa (Betapoli – 2)
 lucerna (Szarvasi kékvirágú, Nagyszénási)
 vöröshere
 gyep (sportkeverék)
 zöldborsó (Grüne Perle)
 zöldbab (Valja)
 szója (Iregszemcsei)
 szamóca (Gorella, Pocahontas)
 szőlő (Afuz Ali, Itália, Szőlőskertek)
 alma (Starkrimson)
 őszi búza (Bezostaja)
 őszi árpa
 zab
 tavaszi árpa
 vöröshagyma (makói)
 uborka (Kecskeméti bőtermő, Kecskeméti csemege)
 paradicsom (K. Jubileum, K – 549).

Ezek közül a leghosszabb mérési sorozat (2, 5, 10 és 20 év) Szarvason folyt, a többi helyen a feladat jellegéből adódóan más-más fajtákkal folytak a kísérletek. Ezért a növénykonstans meghatározására, a növények zöménél a szarvasi eredményeket, a szőlőnél a kecskemétiéket, az almánál az érdeket használtuk fel. A többi helyen az esetenként végzett számítások eredményeit ellenőrzésként hasznosítottuk.

Az ET_{opt} átlagos mért értékeiből a „*b*” biológiai konstanst *Antal* (1968) a következőképpen definiálta:

$$b = \frac{ET_{opt} - E}{ET_{optm} - E} = T_{otp}/T_{optm} \quad (3)$$

Itt ET_{opt} a sokévi átlagos pentád érték, ET_{optm} ennek legnagyobb értéke, E pedig a vetés vagy a tenyészidőszak kezdetén az átlagos evaporáció, vagyis a „*b*” közelítőleg a relatív transpiráció.

Nagyon nagy előnye e biológiai faktornak, hogy 0,00 és 1,00 között változó szám, mert így gyakorlatilag már egy. év alapján is adhatunk tájékoztató értékeket, ha csak nem extrém időjárású a szóban forgó év tenyészidőszaka. Ezt elkerülve használtuk számításainknál a többéves mérési eredményeket, amikor is az átlagos fenológiai fázisok jól reprezentálják a növényállomány fejlődését. Az általunk számított „*b*” értékek erősen fenológiai fázisfüggők, így felhasználásuknál ismerni kell azokat. Az eredmények bemutatásánál is, az egyes értékeket fázisokhoz kötöttük. A 0,00 érték mindig a vetés idejére vonatkozik, az első ettől eltérő érték a kelés idejére esik, majd az egyes fázisok során

az 1,00 érték szintén a növény egy jól meghatározható fejlődési fázisához – rendszerint a virágzáshoz – kapcsolódik. Ilyenképpen az általunk meghatározott „b” értékek csak a növények fejlődési fázisától függnék, és függetlenek a hazánk területén meglévő éghajlati különbségektől, mint azt az ellenőrző számításaink is igazolták.

A következő táblázatokban az így meghatározott „b” értékek pentád átlagait mutatjuk be naptári dátumokhoz kötötten (könnyebb kezelhetőség miatt), de a felhasználásnál értelemszerűen figyelembe kell venni a vetés, kelés és a többi fenofázis időpontját.

Az *I. táblázat* három kapás és három szálas takarmánynövény „b” értékeit tartalmazza. A kukorica vetés-kelés időszakában – mint korábban említettük – ez az érték nulla. A kelést követően fokozatosan növekszik és a címerhánycsofőfejlődés időszakában éri el a legnagyobb értéket. A tejes éréstől kezdve rohamosan csökken a „b” értéke. A burgonya esetében a „b” legnagyobb értékeit a virágzás után a gumófejlődés idején éri el. A cukorrépánál az állomány záródása jelenti azt az időszakot, mikor a legmagasabb a „b” érték, majd amikor a levélzet növekedése megáll és az alsó levelek kezdenek száradni, a konstans értéke csökken. A lucerna, vöröshere és gyepp állomány esetén a kaszálások jelentik a törést a „b” értékek menetében, ekkor a konstans értéke visszacsik és a zöldtömeg gyarapodásával újra emelkedő értéket mutat, kivéve a negyedik, ill. az ötödik kaszálást követő időszakot, amikor is mindhárom növénynél fokozatos csökkenés tapasztalható. Mindhárom takarmánynövény több éves állomány volt, ezért kezdődik a tenyészidőszak eleje is aránylag magas „b” értékekkel.

A *II. táblázatban* a zöldborsó kelésével kezdenek emelkedni a „b” értékek és a rövid tenyészidőszakból következően az emelkedés gyors és a virágzás után a hüvelyek megjelenésekor éri el a maximumát, majd az érés megkezdődésével gyorsan csökken. Hasonló a helyzet zöldbab esetében is, eltérés a tenyészidőszak eltolódásában van, a maximum a zöldérés idejére esik. Természetesen egyszeri betakarítás esetén a zöldborsó és a zöldbab a maximum idején fejeződik be, de ha többszöri szedéssel takarítják be a termést, akkor a „b” értékeknek a táblázatban megadott értékeivel kell számolni.

A szója esetén a lényegesebb növekedés a virágzás után indul meg és a hüvelyek kifejlődéséig tart, majd az érés kezdete után rohamosan csökken.

A szamócából két fajtának a biológiai konstansait is bemutatjuk. A két fajta között lényeges különbség nincs, eltérés az egy-két pentádot kivető fenológiai fáziskülönbség miatt van. A maximális érték itt az érés idejére esik.

Egy közepes tenyészidejű szőlő „b” értékeinek menete szerepel a táblázatban. A nullától eltérő értéket a rügyfakadás után veszi fel, a virágzás után kezd rohamosan emelkedni a maximumát a zsendülés fázisában éri el, majd az érés után gyorsan csökken.

Az alma relatív transpirációja a kezdeti lassú növekedés után május végén, június elején egyre meredekebb lesz és tartós magas értékei július – augusztus hónapban vannak, majd az érés után fokozatos csökkenés indul meg.

A *III. táblázat* első két oszlopában két kalászos növény „b” értékeinek alakulását láthatjuk. Mind az őszi búza, mind az őszi árpa magas értékkel indul a tenyészidőszak kezdetén. Fokozatos emelkedés után a legmagasabb értéket a kalászhányás és virágzás idején éri el. Hasonló mondható el a két tavaszi kalászosra is, azzal a különbséggel, hogy mind a zab, mind a tavaszi árpa természetesen nulláról indulva fut be az előzőkhöz hasonló menetet.

I. TÁBLÁZAT — TABLE I
A „b” értékek pentádátlagai
The pentad-averages of “b”-values

Pentád	Kukorica	Burgonya	Cukorrépa	Lucerna	Vöröshere	Gyep
április						
1.			0,00	0,25	0,38	0,32
2.		0,00	0,01	0,27	0,40	0,33
3.		0,00	0,02	0,29	0,43	0,34
4.	0,00	0,02	0,04	0,32	0,49	0,36
5.	0,00	0,04	0,05	0,36	0,57	0,42
6.	0,02	0,06	0,07	0,42	0,64	0,52
május						
1.	0,03	0,08	0,09	0,49	0,71	0,63
2.	0,04	0,10	0,11	0,58	0,74	0,70
3.	0,05	0,13	0,14	0,67	0,78	0,57ka.
4.	0,07	0,16	0,16	0,78	0,80	0,66
5.	0,08	0,22	0,20	0,50 ka.	0,43	0,78
6.	0,10	0,32	0,27	0,55	0,55	0,90
június						
1.	0,13	0,43	0,35	0,61	0,66	0,95
2.	0,18	0,56	0,45	0,67	0,77	0,83 ka.
3.	0,24	0,68 vir.	0,55	0,75	0,86	0,90
4.	0,32	0,82	0,67	0,84	0,95	0,95
5.	0,44	0,92	0,78	0,98	0,98	0,98
6.	0,55	1,00	0,86 áll. 2.	0,60 ka.	1,00	1,00
július						
1.	0,68	0,99	0,92	0,64	0,68 ka.	0,88 ka.
2.	0,82	0,97	0,97	0,72	0,75	0,92
3.	0,94 c. h.	0,93	1,00	0,87	0,81	0,95
4.	1,00	0,88	0,97	0,93	0,86	0,98
5.	0,97	0,83	0,91	0,97	0,92	1,00
6.	0,93	0,77	0,86 növ. al.	1,00	0,96	0,90 ka.
augusztus						
1.	0,88 t. é.	0,70	0,79	0,65 ka.	0,98	0,94
2.	0,82	0,61	0,72	0,72	1,00	0,97
3.	0,74	0,51	0,63	0,78	0,72 ka.	0,98
4.	0,65	0,43	0,54	0,84	0,82	1,00
5.	0,57	0,36	0,47	0,88	0,86	0,66 ka.
6.	0,48	0,30	0,40	0,90	0,88	0,62
szeptember						
1.	0,40	0,23	0,34	0,92	0,89	0,57
2.	0,30	0,17	0,29	0,93	0,89	0,52
3.	0,20	0,11	0,25	0,55 ka.	0,90	0,47
4.	0,10	—	0,22	0,53	0,41 ka.	0,42 ka.
5.	0,03	—	0,18	0,51	0,40	0,36
6.	0,00	—	0,15	0,48	0,39	0,32
október						
1.	.	.	0,12	0,44	0,37	0,27
2.	.	.	0,08	0,40	0,35	0,22
3.	.	.	0,07	0,36	0,32	0,17
4.	.	.	0,06	0,31	0,27	0,12
5.	.	.	.	0,26	0,23	0,08
6.	.	.	.	0,22	0,18	0,03

Rövidítések: c.h. — címerhányás; t. é. — teljes érés; vir. — virágzás; áll. 2. — állomány záródása; növ. al. — növekedés megáll, alsó levelek száradni kezdenek; ka. — kaszálás.

II. TÁBLÁZAT – TABLE II
A „b” értékek pentádátlagai
The pentad-averages of “b”-values

Pentád	Zöldborsó	Zöldbab	Szója	számóca			Alma
				Gorella	Pocahontás	Szőlő	
március							
3.				0,00	0,00	.	.
4.	0,00	.	.	0,00	0,00	.	.
5.	0,00	.	.	0,01	0,01	.	.
6.	0,01	.	.	0,02	0,02	.	.
április							
1.	0,02	.	.	0,03	0,03	0,00	0,00
2.	0,03	.	.	0,06	0,04	0,00	0,01
3.	0,06	.	.	0,10	0,08	0,00	0,02
4.	0,10	.	.	0,13	0,12	0,01 rf.	0,04 rf.
5.	0,16	.	.	0,17	0,15	0,02	0,06
6.	0,22	.	.	0,22 vir.	0,19	0,03	0,07
május							
1.	0,29	.	.	0,27	0,24 vir.	0,04	0,10 v. k.
2.	0,39	0,00	.	0,33	0,29	0,05	0,14
3.	0,60	0,01	0,00	0,40	0,36	0,07	0,18
4.	0,93 vir.	0,03	0,00	0,48	0,43	0,10	0,25
5.	1,00	0,09	0,01	0,57	0,52	0,14	0,32
6.	0,97	0,16	0,02	0,68	0,61	0,19	0,41
június							
1.	0,88	0,23	0,03	0,82	0,72	0,25	0,50
2.	0,63 ér. v.	0,32	0,06	0,95 ér.	0,82	0,31 vir.	0,60
3.	0,51	0,42	0,09	1,0	0,90	0,37	0,70
4.	0,45	0,52	0,12	0,99	0,95 ér.	0,42	0,77
5.	0,42	0,64	0,16	0,96	0,99	0,48	0,83
6.	.	0,78 vir.	0,20	0,91	1,00	0,53	0,88
július							
1.	.	0,92	0,25	0,85	0,97	0,59	0,92
2.	.	1,00 ér.	0,29	0,79	0,91	0,66	0,96
3.	.	0,99	0,35 vir.	0,73	0,83	0,74	0,98
4.	.	0,91	0,41	0,67	0,77	0,80	1,00
5.	.	0,78	0,47	0,61	0,70	0,86	0,99
6.	.	0,65	0,54	0,54	0,64	0,91	0,98
augusztus							
1.	.	0,57	0,61	0,49	0,57	0,97	0,96
2.	.	0,50	0,68	0,44	0,52	1,00 zs.	0,93
3.	.	0,46	0,77	0,39	0,47	0,96	0,88
4.	.	.	0,85	0,35	0,42	0,89	0,84
5.	.	.	0,94	0,31	0,38	0,80	0,79
6.	.	.	1,00	0,27	0,35	0,71	0,74
szeptember							
1.	.	.	0,97	0,23	0,32	0,62 ér.	0,68
2.	.	.	0,89	0,20	0,28	0,53	0,63
3.	.	.	0,77	0,17	0,25	0,44	0,59
4.	.	.	0,64 ér.	0,13	0,21	0,38	0,54 ér.
5.	.	.	0,51	0,11	0,18	0,32	0,48
6.	.	.	0,36	0,09	0,16	0,28	0,44
október							
1.	.	.	0,21	0,06	0,13	0,24	0,38
2.	.	.	0,08	0,04	0,11	0,20	0,33
3.	.	.	.	0,03	0,08	0,17	0,28
4.	.	.	.	0,01	0,06	0,14	0,23
5.	.	.	.	0,00	0,03	0,12	0,18
6.	0,00	0,10	0,13

Rövidítések: vir. – virágzás; ér. – érés; rf. – rügyfakadás; zs. – zsendülés; v. k. – virágzás kezdete.

III. TÁBLÁZAT – TABLE III

A „b” értékek pentádátlagai
The pentad-averages of “b”-values

Pentád	Őszi búza	Őszi árpa	Zab	Tavaszi árpa	Vörös-hagyma	Uborka	Paradicsom
április							
1.	0,24	0,23	0,00	0,00	0,00	.	.
2.	0,28	0,25	0,00	0,00	0,01	.	.
3.	0,33	0,28	0,01	0,01	0,03	.	.
4.	0,38	0,32	0,03	0,04	0,07	.	.
5.	0,46	0,36	0,06	0,09	0,12	.	.
6.	0,57	0,41	0,13	0,16	0,17	.	.
május							
1.	0,69	0,46	0,21	0,24	0,22	0,00	.
2.	0,78	0,53	0,28	0,33	0,26	0,00	.
3.	0,85	0,59	0,34	0,43	0,32	0,01	0,10
4.	0,93 kal.	0,66	0,41	0,54	0,36	0,02	0,12
5.	0,96	0,71 kal.	0,47	0,64	0,41	0,04	0,14
6.	0,99	0,77	0,55	0,73 kal.	0,46	0,07	0,17
június							
1.	1,00	0,83	0,63	0,83	0,51	0,12	0,20
2.	0,99	0,88	0,76 kal.	0,90	0,56	0,15	0,23
3.	0,97	0,93	0,88	0,95	0,61	0,22	0,28 vir.
4.	0,93	0,97	0,96	0,99 vir.	0,67	0,28	0,34
5.	0,84	1,00	1,00	1,00	0,74	0,36	0,41
6.	0,77	0,98	0,96	0,99	0,82	0,45	0,51
július							
1.	0,68	0,94	0,85	0,95	0,89	0,55	0,64
2.	0,57	0,87	0,72	0,88	0,95 max. l.	0,68 é. k.	0,78
3.	0,40	0,75	0,56	0,76	1,00	0,82	0,94
4.	.	0,46	0,42	0,55	0,96	0,91	1,00
5.	.	.	0,28	.	0,84	0,97	0,97
6.	0,72	1,00	0,88 é. k.
augusztus							
1.	0,57	0,95	0,81
2.	0,44	0,77	0,72
3.	0,33	0,59	0,64
4.	0,20	0,44	0,54
5.	0,29	0,43
6.	0,18	0,33
szeptember							
1.	0,12	0,24
2.	0,07	0,16
3.	0,04	0,10
4.	0,00	0,06
5.	0,03
6.	0,00

Rövidítések: kal. – kalászhányás; vir. – virágzás; max. l. – maximális levélszám;
é. k. – érés kezdete;

A vöröshagyma biológiai faktorainak menetére az egyenletes emelkedés jellemző, a maximális levélszám eléréséig, majd erős lineáris csökkenés következik be.

Az uborka evapotranspirációját jellemző növénykonstansai kezdetben lassan, majd rohamosan emelkednek az érés kezdetéig. Augusztus elején van a maximum és innen rohamosan csökken.

Végül a paradicsom „b” értékeinek alakulása szerepel ebben a táblázatban (Kecskeméti Jubileum). A palántázás miatt itt nem nulláról indulnak az értékek, hanem 0,10-ről. A virágzásig lassan, majd erőteljesebben emelkedik és már az érés kezdete előtt eléri az 1,00-ás értéket. Itt a csökkenés folyamatos, de nem túl gyors.

Az itt bemutatott értékek mint már említettük pentád értékek ugyan, de a tényleges evapotranspiráció számítására kimunkált módszer eredetileg napi adatok számítására alkalmas. Ezért a számításhoz ezekből az adatokból kell kiindulni és a „b” értékeket lineáris interpolációval előállítani és a megfelelő fenológiai fázisokhoz illeszteni.

A számítás menete ezek után úgy történik, hogy megállapítjuk a kezdeti talajnedvesség értéket, majd meghatározzuk a tényleges diszponibilis vízkészletet és a relatív talajnedvességet, a w -t. Az ET_p ismeretében a megfelelő „b” behelyettesítésével kiszámítjuk az aznapi ET -t, amit a TDV -ből levonunk, így megkapjuk a következő napi TDV -t, majd a számítást így folytatjuk naponta. Csapadék esetén a talajnedvesség a talajban megnövekszik és azt a számolásnál is figyelembe kell venni. A számítások során ügyelni kell még arra, hogy a növény a vizet egyre mélyebb talajrétegekből veszi fel, ezért a számolásnál a fokozatosan megnövelt talajréteg DV -vel kell dolgoznunk. A gyökérszóna számításba vétele lehetőleg 10 cm-enként történjék, hogy ne legyen túl nagy ugrás a w értékében.

A módszer alkalmazható a napi értékek számításán kívül pentád és dekád összegek meghatározására és eképpen a havi összegek előállítására is. Ebben az esetben hibát okozhat a csapadék nem eléggé egyértelmű hovatartozása és néha ellentmondásos hatása.

IRODALOMJEGYZÉK

- Antal, E., 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés*. Budapest.
- Penman, H. L., 1949: The dependence of transpiration on weather and soil condition. *J. Soil Sci.* 1.
- Thornthwaite, C. W. and Mather, J. R., 1955: The water balance. *Drexel Inst. of Techn., Lab. of Clim VIII. No 1. N. J.*
- Turc, L., 1961: Evaluation des besoins en eau d'irrigation evapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.* 12.

BENCZE PÁL – MAJOR GYÖRGY – MÉSZÁROS ERNŐ: Fizikai meteorológia. Akadémiai Kiadó, Budapest 1982. 300 oldal (Szerkesztette: Mészáros Ernő).

A háromszerzős mű bevezetője mint kézikönyvet és a meteorológus képzés segítőjét ajánlja a szakmai olvasóközönség részére. El kell fogadnunk a bevezető magyarozatát a légköri mozgások témakör elhagyására is, tekintve, hogy csupán egy évvel korábban jelent meg a korszerű szemléletű „A dinamikus meteorológia alapjai” c. tankönyv az említett terület beható tárgyalására. A könyv értékelésekor a bevezető iránymutatásához igazodtunk.

A *légkört alkotó gázok fizikai tulajdonságait* összefoglaló 1. fejezet a mű címével összhangban rövid, de közhasznú összefoglalását adja a légköri statikának.

A *meteorológiai sugárzástan alapjai* címmel jelzett 2. fejezet az ismerni szükséges és a WMO által is egységesített korszerű fizikai, sugárzási alapfogalmakat közérthetően sűríti. A sugárzásátvitel korrektt matematikai tárgyalása a hazai irodalom részére részben új ismereteket szolgáltat. A Föld légkörének és felszínének sugárzási jellemzőit taglaló rész is következetes és áttekinthető matematikai apparátussal írja le az alapvető folyamatokat. A bőven méretezett fejezethez csatolt alkalmazások szemléletmódjukban is pedagógiai indíttatással íródtak.

A *légköri elektromossággal* foglalkozó 3. fejezet szerkezetében is eltér az előzőktől, kevés, a gyakorlatban felhasználható kiinduló adatot tartalmaz, kizárólag elméleti megfontolásokat, levezetéseket, magyarozatokat közöl. Több helyen utal át a kötet más fejezeteire. A légköri elektromos tér leírásánál rákényszerül a magasabb ionoszféra rétegek megemlítésére, amelyekkel azutáni a további fejezetek nem foglalkoznak. Alégekőri villámok által keltett elektromágneses tér leírására igen elegáns elméleti villamosságtani levezetéseket ismertet, azonban az így kapott eredmények meteorológiai jelentőségét már nem tárgyalja. Hiányolni lehet e fejezetnél is – legalább a bevezetőből – az e téren jelentős hazai eredmények felsorolását, annál is inkább, mivel magyar származású Nobel-díjas tudósok nevéhez is fűződik jelentős lélegektromos felfedezés (*Kénárd, Gábor*). Ezen túlmenően szükséges lenne más hazai munkák jelzése (talán az irodalomjegyzékben), így pl. nem elhanyagolható *Riegl Sándor, Szabó Bálint, Réthly, Marcell, Flórián* az *Időjárásban* publikált tevékenysége, de az OMI Évkönyvei, az *Időjárás* további évfolyamai, A Nemzetközi Geofizikai Év, a Nyugodt Nap Éve méréseinek katalógusai is jeleztek jelentős hazai lélegektromos irodalmi tevékenységet. A villámok elméletére is sok alapvető hazai megállapítás található *Verebély, Simonyi, Horváth* munkáiban.

A 4. fejezet – a *légköri magnetohidrodinamika* – bevezetője sokatígérően a teljes ionoszféra korszerű leírását sejteti, azonban néhány oldal után a tematika leszűkül az alsó ionoszféra fizikájára és végig ki is tart e résztema mellett, noha az újabb szemléletmód a légkör felső határát nem az alacsony ionoszférában rögzíti. A munka bevezetője ugyan kézikönyvet és egyetemi tanulmányokhoz segédletet ígért, de ennél a csonka fejezetnél ez a kitűzött feltétel nem valósult meg. Az úrkutatás eredményeképpen már több mint negyedszázada rendelkezünk részletes mérésekkel az ionoszféra összetételéről; a szerző szűkebb kutatói területe, érdeklődése nem lehet iránymutató a hézagpótló munka igényével íródott hazai szakkönyv összeállításánál. Nem valószínű, hogy a fejezetben az idézett helyen a barometrikus magassági formula a sztratoszféra felső határa fölött is használható eredményeket szolgáltat (4.3 formula), éppen az ionoszféra ismert szerkezete miatt. Az alacsony ionoszféra egyik lényeges fizikai jellegzetessége, a benne haladó rádióhullámok abszorpciója síncs kellően kifejtve. E fejezet irodalomjegyzéke is sajátságosan szűk körű. Jelentős magyar és főleg szovjet irodalmat lehetne még igénybe venni. Lényegében azzal a szemléletmóddal száll szembe a bíráló, amely a legrangosabb magyar tudományos kiadó

egy magyar nyelvű szakkönyvéből éppen a hazai eredményeket — mégha azokat parciálisnak is tartja — hagyja ki. Ki más foglalja össze a hazai tudomány eredményeit, ha nem mi magunk?

Az 5. fejezet a *légkör radioaktivitása* tárgykörét klasszikus formában tárgyalja és a szerző saját kutatási eredményeit jól beilleszti az általános újabb vizsgálatok körébe, megmaradva az elméleti fizikai leírás keretei között.

A 6. fejezet a *felhők mikrofizikája* címet kapta. Az indító 6.1 ábra adatai és az ugyancsak 1982-ben megjelent *Czelnai — Götz — Iványi: A mozgó légkör és óceán c. OMSZ kiadvány* azonos tartalmú 167 ábrája között lényeges — nagyságrendi — különbségek találhatók. Igaz mindkét ábra becslésen alapszik, talán mégis célszerű lett volna az egy időben íródott művek között koordinálni. A jelzett ábra lehet megtévesztő, a jelen mű szempontjából azonban nem, zavaró mivel a fejezet lényegét adó kondenzációs elméleteket a legkisebb mértékben sem érinti. A légköri csapadékképzés legvalószínűbb elméletét is kellő megalapozottsággal tárgyalja a fejezet. A zivatarelektromos jelenségeket taglaló 6.5 pont talán szervezesebben illeszkedett volna a 3. fejezet végéhez, ha annak célja ténylegesen a légkörben lezajló meteorológiai folyamatok fizikai leírása lett volna és nem elméleti villamosságtani közelítés.

Az Akadémiai Kiadó vállalkozása, hézagpótló fizikai meteorológiai kézikönyv kiadása, végeredményben sikeres vállalkozásnak értékelhető, annak ellenére, hogy a szerkesztés a különálló szerzők eltérő elméleti közelítését nem tudta teljes egészében összehangolni. Sajnálatos, hogy a fejezetek lektorai a kötetben nincsenek megnevezve, így velük személyesen nem lehetett vitába szállni. A különállóan dolgozó szerzőknek, akik szűkebb szakterületüknek közismerten kiváló művelői, kutatói, nem róható fel a nem teljesen azonos elméleti közelítési mód. A könyv használhatóságát nagyban növeli a fejezeteket záró irodalomjegyzék (mégha azok nem is teljesen átfogók) és a kötetet záró részletes tárgymutató. A mű nyomdai kivitele és kötése megfelel az Akadémiai Kiadó megszokott jó színvonalának.

Simon Antal

UGRJUMOV, A. I.: *Teplovoj rezsim okeana i dolgozrocsnue prognozü pogodü. (Az óceán mint hőforrás, és az időjárás hosszútávú előrejelzése)*. Hidrometeoizdat Leningrád, 1981. 176 old., 24 ábra, 9 tábl., 204 irod. hivatk.

A Szovjetunióban évtizedek óta számos tudományos tengeri expedíciót szerveztek és benyújtottak le. Ezen expedíciók célja az óceánok hő- és áramlási viszonyainak, valamint a légkör-óceán kölcsönhatásoknak minél alaposabb megismerése volt mind a trópusokon, mind az északi és déli félgömb magasabb szélességein. Az expedíciókon számos meteorológus is részt vett, ezek sorába tartozik néhai *A. L. Kac*, a moszkvai távelőrejelző osztály volt vezetője. A szerző az ő emlékének szenteli e könyvet.

Az óceánokon folyó kutatást, mint a könyv címe is elárulja, a szerző összekapcsolja az időjárás hosszútávú előrejelzésének lehetséges javításával. Megállapítja, hogy a meteorológiai megfigyelő rendszerek korszerűsödése, valamint a számítógépek alkalmazása és a hidrodinamikai módszerek fejlesztése nyomán az utóbbi évtizedekben jelentősen javult a rövidtávú előrejelzések megbízhatósága. Az időjárás hosszútávú előrejelzése terén ez idő alatt nem volt látványos előrehaladás. Ennek valószínű okát *Ugrjumov* abban látja, hogy a távprognosztikai módszerek kidolgozásakor nem vették kellőképpen figyelembe a légkört érő külső hatásokat. Ilyen lehet pl. a naptevékenység, amelynek az időjárásra gyakorolt befolyása ugyan nem bizonyított, de hosszabb időtartamra vonatkoztatva nem kizárt. A másik fontos külső tényező az óceán-légkör kölcsönhatás.

A történelmi visszapillantás során érdekes tényekre derül fény. Neves kutatók (*Meinardus, Pettersen, Baur* stb.) foglalkoztak a XIX. és XX. sz. fordulóján az óceán-légkör kapcsolatának vizsgálatával. Az Atlanti-óceán északi része, valamint Európa hőmérséklete között az 1861 — 90 évekre 0,73, az 1891 — 1920 évekre -0,3 korrelációt kaptak. A statisztikai kapcsolatoknak egyik idősről egy másikra való áttéréskor tapasztalt hasonló romlása, sőt előjelváltása elég gyakori a meteorológiában.

Könyvében a szerző részletesen foglalkozik az óceán és a légkör közötti hőcsere-folyamatokkal, továbbá ezek hatásával a légkör zónális áramlásában kialakuló háborgásokra. Különbséget tesz az ún. elsőfajú és másodfajú légköri hőerőgép között: az előbbi hőerőgépben a hőforrás a trópusi öv, a hőnyelő a sarkvidék, az utóbbiban a hőforrás ill. hőnyelő a szárazföld ill. a tenger — évszaktól függően. A légkör legfontosabb hőtartálya az óceán, ahonnan a hőtánpótlás 75 — 80 %-át kapja. A vízfelszín anomáliája, legalábbis az Atlanti-óceán északi felén, jól reprezentálja az aktív vízréteg hőállapotát. A vízfelszín hőmérsékletének anomáliája befolyásolja a légtömegek transzformációját és így közvetve a planetáris frontálzónák intenzitását. Meglepő a szerzőnek az a sommás megállapítása, hogy a levegő transzformáció karakterisztikus ideje néhány nap. Ez akkor lehet igaz, ha a levegő és víz hőmérséklete között jelentős különbség van, ami nem mindig áll fenn. Maga a szerző is utal arra az általános tapasztalatra, hogy az óceán hőmérsékleti anomáliái és az időjárás közötti kapcsolat annál meggyőzőbb, minél hosszabb időre átlagolt adatokat hasonlítunk össze.

A könyv talán legfőbb értéke az, hogy betekintést nyújt az óceánok vízhőmérsékleti adatainak interpretálásába, beleértve az adatok pontosításának eljárását, a hőmérsékletingadozások térbeli kiterjedésének vizsgálatát, egy-egy mérőpont reprezentativitásának (információs értékének) meghatározását. Ez utóbbi alapján informatív területeket határoz meg a szerző az Atlanti-óceán északi részén, majd ezen területek vízhőmérsékletének anomáliái és az 500 mb-os felszín magassága között kapcsolatokat állapít meg. Ez utóbbi befolyásolja a középtroposzféra cirkulációs rendszerét, legalábbis az eurázsiai kontinensen.

Kár, hogy a szerző kevés figyelmet fordít arra a tényre, amire ugyan könyvében is közöl adatokat, miszerint az óceán vízének hőmérséklete általában alig tér el a normál értéktől, az anomália legtöbbször néhány tized fok, a 2–3 fokos anomália pedig már csaknem ritkaságnak tekinthető. Egy-egy azonos előjeltű anomáliaterület az Atlanti-óceán vízében mindössze néhány száz, esetleg 1–2 ezer km kiterjedésű, mivel pedig az óceán fölött áramló levegő legtöbbször 1–2 napnál rövidebb idő alatt áthalad ezen a területen, így a vízhőmérséklet anomáliája alig befolyásolja a levegő transzformációját. (A légtömeg transzformációnak kitüntetett területei a szubtrópusi és egyenlítői tengerek, továbbá télen az északi félgömbön az óceánok nyugati része, ahová a kontinensek felől a vízfelszínél 30–50 fokkal hidegebb légtömegek sodródnak). Mindezek alapján bizonyos óvatossággal szabad csak fogadnunk a vízhőmérséklet anomáliáinak a légtömegek transzformációjára gyakorolt hatásáról tett megállapításokat.

Koppány György

P. BRADSHAW, (szerk.) *Turbulence (Turbulencia)* Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York 1978. 47 ábra, 339 old. Ára 738 Ft.

A talajközeli légréteg létezési formája a turbulencia. Nem csoda tehát, hogy a meteorológusok figyelmét mindig éber, ha turbulenciáról megjelent műről van szó.

Az ismertetendő könyv az „Alkalmazott fizikai témák” című sorozat 12. kötete, és második javított és korszerűsített változatban jelent meg. A könyv általános és nem speciálisan meteorológiai érdeklődők számára íródott, de több fejezete kifejezetten érinti a meteorológusok által művelt területeket is.

A 339 oldal terjedelmű művet 8 szerző írta: az egyes fejezetek témáinak elismert szaktekin-télyei.

A bevezető – és meteorológusokat is közelről érintő – sorok szerzője a szerkesztő. A szerény bevezetés címszó nagyon átgondolt munkát takar; a turbulencia alapegyenleteit írja le tömörségében is nagyon világos módon. Különösen érdekes számunkra az 1.8. paragrafus, melyben a talajközeli határreteg problémáival rokon kérdésekről olvashatunk. A nyírási rétegek örvényes szerkezete című paragrafus pedig nagy segítséget nyújt a légköri turbulencia spektrális eloszlásának a megismerésénél.

A H. H. Fernholz által megírt „Külső áramlások” és J. P. Johnson által összeállított „Belső áramlások” című fejezetek inkább műszaki érdeklődésre tarthatnak számot, de a két dimenziós határretegről és az áramlás zavarairól írt sorok annyira általános érvényűek, hogy elolvasásuk meteorológusok számára is alapvető.

A szerkesztő és J. D. Woods által megírt „Geofizikai határreteg” című fejezetben légköri példákrol is olvashatunk, de szó van itt az óceánokban fellépő áramlásokról is.

Az 5. fejezetet W. C. Reynolds és T. Cebeci írta. Ez a nem terjedelmes fejezet a turbulens áramlás számítási módszereit mutatja be, modelleket tárgyal. Az egyszerű módszerek közül említést érdemel az integrál, a differenciál és a „rövid-levégás” módszere.

A B. E. Launder által megírt „Hő- és tömegátvitel” a meteorológusokat elsődlegesen érintő téma. Különösen érdekessé teszi a fejezet mondanivalóját az, hogy a meteorológiában megszokottól eltérő tárgyalásmóddal találkozunk benne. Meg kell azonban állapítanunk, hogy a fejezet tárgya inkább az elméleti szakembereket, mint a gyakorlati igényeket elégíti ki.

Nagyon érdekes a témája, és meteorológiai vonatkozása is van, a 7. „két-fázisú és nem Newton-i áramlások” című fejezetnek. Érzésünk szerint itt a legmodernebb ismeretek összegyűjtéséről van szó és a különböző halmazállapotú részecskék és a folyadékok kölcsönhatásáról. E fejezetet J. L. Lumley írta.

A könyv mondanivalóját azok élvezhetik maradéktalanul, akik a tenzorszámításban némi jártassággal rendelkeznek. A szerkesztő munkáját dicséri, hogy a több szerzőt úgy irányította, hogy ez a sok szerzősség csak itt-ott érezhető meg a művön. Emeli a könyv olvashatóságát a világos és bő ábraanyag, a szép nyomdatechnikai munka; kár, hogy a könyv kötésében – legalábbis a kezünkre került példánynál – hiba csúszott be.

A könyvet a turbulencia témájában specializálódni akarók számára ajánljuk.

Rákóczi Ferenc

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

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

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

Címresz: 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: Alóimékkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

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

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

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

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



83. 0070 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329