

500.004

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

86. ÉVF. ★ 5. SZÁM ★ 1982. SZEPTEMBER — OKTÓBER

TARTALOM

Saikó János—Tánczer Tibor: Csapadékbecslés infravörös műholdképek digitális kiértékelése alapján (angol nyelven) 261

Major György—Sizov, A.: A hőmérséklet és a napsugárzás kétdimenziós eloszlásának modellje (angol nyelven)..... 270

Bérces Tibor—Mészáros Ernő: Fotokémiai szmog keletkezésének kémiai és meteorológiai feltételei 276

Götz Gusztáv: Néhány gondolat a klíma dinamikus meteorológiai értelmezéséről 287

Rákóczi Ferenc: A planetáris határréteg kutatásának problémái és eredményei 300

Irodalom 315

Krónika 317

CONTENTS

Saikó, J.—Tánczer, T.: Rainfall estimation by digitizing APT infrared images (in English) 261

Major, G.—Sizov, A.: A model for the two-dimensional distribution of temperature and solar radiation (in English) 270

Bérces, T.—Mészáros, E.: Meteorological and chemical conditions of photochemical smog formation 276

Götz, G.: Some thoughts about the dynamic meteorological interpretation of climate... 287

Rákóczi, F.: Planetary boundary layer researches—shortcomings and results..... 300

Literature 315

Chronicle 317

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 86. ★ NO. 5 ★ SZEPTEMBER—OKTÓBER ★ BUDAPEST

5

9

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)
ANTAL E. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)
BÖHME, W. (Potsdam)
BUDYKO, M. I. (Leningrád)
FEDERER, B. (Zürich)
FISHER, B. (Leatherhead)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)
GÖTZ G. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsaw)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)
LOGVINOV, K. (Kijev)
MAJOR GY. (Budapest)

MESINGER, F. (Beograd)
PÉCZELY GY. (Szeged)
RÁKÓCZI F. (Budapest)
RENOUX, A. (Paris-Créteil)
ŠAMAJ, F. (Bratislava)
SPÁNKUCH, D. (Potsdam)
STELCZER K. (Budapest)
SZEPESI D. (Budapest)
TAYLOR, F. W. (Oxford)
TÁNCZER, T. (Budapest)
VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
VITEK, V. (Prahá)
WHELPLEDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
WIRTH E. (Pécs)

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (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. 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept. – Oct. 1982, Budapest

Rainfall estimation by digitizing APT infrared images

J. SAIKÓ and T. TÄNCZER, Institute for Atmospheric Physics, H-1675 Budapest, P.O.B. 39

Csapadékbecslés infravörös műholdképek digitális kiértékelése alapján. A szerzők a reggeli órákban készült infravörös NOAA-6 műholdfelvételek alapján kísérletet tesznek a nappali csapadékmennyiség becslésére Magyarország területén. A felvételek digitális értékelése alapján a kisugárzási hőmérsékleteket számítják ki. A vizsgálatot 1980 nyarára és telére végzik el, külön az ország nyugati (Dunántúl), és keleti (Alföld) részére. Jó párhuzamot kapnak a felhőtető hőmérsékletek illetve magasságok és a csapadékhullás valószínűsége valamint mennyisége között. A műholdadatokat mellett megpróbálkoznak a 850 mb-os geosztrifikus örvényesség bevonásával. A csapadék mennyiségét 4 osztályba sorolva (0, 0,1–0,9, 1–4,9, ≥ 5 mm) I kategória tűréssel sikerül 88–93%-os megbízhatóságú becsléshez jutniuk. Évszakosan nyáron, területileg az Alföldön kaptak jobb eredményt.

✱

Rainfall estimation by digitizing APT infrared images. The estimation of the daily rainfall is attempted on the basis of infrared images taken by NOAA-6 in the morning hours. The estimations are given for the territory of Hungary for summer of 1980 and for winter of 1980/81. Brightness temperatures are calculated by means of digitizing the images using an equipment MOMCOLOR-D. Close relations have been obtained between the cloud top temperatures or heights and the rainfall probabilities and amounts. Besides the satellite data, the relative geostrophic vorticity at 850 mbar level is incorporated into the estimation procedure. In this way, ranging the rainfalls into four categories (0, 0.1–0.9, 1–4.9, ≥ 5 mm) the estimations are verified as correct in 88–93 percent of the cases.

✱

Introduction. Simultaneously with the perfection of the satellite pictures a great number of papers have been published which tend to draw conclusions for the analysis or forecasting of some meteorological elements by using characteristics of the cloud field. Of these, the attempts aiming at the rainfall estimation are of prominent importance. The possibility to do such work is especially given by the imagery in the infrared atmospheric window and by digital data transmission and processing. This approach of rainfall estimation is based on the fact that the cloud top temperatures derived from satellite images are in a close connection with physical parameters of the cloudiness, playing a part in its precipitation efficiency. A number of attempts attest the successful utilization of satellite images in rainfall forecasting. The present paper makes an effort to examine how the average rainfall, recorded in the west part (Transdanubia) and the east part (Great Plain) of Hungary in the daily hours, can be estimated by digitizing the infrared images taken in the morning.

1. Considerations on the connection between the cloudiness and the microphysics of precipitation

As is known, the principal conditions for precipitation formation are the mixed phase, the large vertical extent of the cloud and a considerable ascending motion in it (Zveryev, 1977). Under the realization of these conditions the cloud elements are growing to such a size by condensation, deposition and coagulation that after falling out of the cloud they reach the ground. Here we should notice the intensive crystallization temperature (T_{ik}), at which the rate of the formation of ice crystals creates favourable cloud physical conditions to heavy rainfall. It ranges from -10°C to -15°C , depending on the vertical motion.

If we consider the condition of the formation of notable precipitation from this point of view, it may be expressed by an inequality $T_{h1} > T_{ik} > T_{h2}$, where T_{h1} and T_{h2} are temperatures at the lower and the upper boundary of the cloud, respectively. Consequently, T_{ik} must be located inside the cloud. *If we examine the rainfall against the thickness of the cloud layer, we come to the surprising conclusion that under favourable conditions, a cloud layer thickness of 400 m can be sufficient to give rise to notable rainfall* (in more detail see Zveryev, 1977). Additional problem is the thickness and the saturation of the air layer beneath the cloud, which can cause evaporation of the precipitation.

To estimate the rainfall from satellite images, we have to set out from the physical background, outlined above, of the formation of precipitation. It is known that the brightness of the cloudiness in the visible pictures relates to its thickness, phase and precipitable water content, besides the optical parameters (sun angle, etc.). At the same time, it should be noted that this information has to be considered as qualitative at any rate. At most, the cloud forms (cumuliform or stratiform) and roughly their height can be determined by means of the structural features of cloudiness.

In the infrared pictures – eliminating the atmospheric attenuation – the cloudiness appears as bright as corresponding to its effective radiating temperature. However, the effective radiating temperature depends also on the radiative transmittance of the cloudiness and the resolution of the sensor equipment, as well as on the distance of the examined cloud element from the subpoint track in case of vertically well-developed clouds.

Owing to these factors, the effective radiating temperature agrees with the actual cloud top temperature only after applying some correction. Nevertheless, considering the entire cloud field, the effective radiating temperatures (brightness temperatures) and cloud top heights derived from them well inform us on the distribution of the clouds in the vertical.

The phase of the cloud and the occurrence of T_{ik} within the cloud can also be deduced from the cloud top temperature. The fact that the cloud is viewed from above may be regarded as one of the greatest problems in cloud observation by satellite. After all, the thickness of the cloudiness from satellite data may be just hypothetical. Approximately correct information can be acquired from the ground observations and radiosoundings. In default of those, however, no precipitating clouds (e.g. dense cirrus clouds) can be interpreted as rainy area on the basis of the brightness temperatures. *Consequently, results may be expected particularly, when very thick clouds (e.g. cumulonimbi) are observed.*

2. Results of rainfall estimation by satellite

A good review on using satellite observations in rainfall forecasting was compiled by *Martin* (1973).

The first attempts at satellite rainfall estimation were made in the tropical one, in the second half of the sixties. As the predominant proportion of precipitation falls from convective clouds in this area, our attention should be focused on the identification of cumulonimbi and, as is known, satellite information (images, radiation data) is appropriate for such a task. A number of results were obtained by works (*Radok*, 1966; *Lethbridge*, 1967; *Gerrish*, 1970) using polar orbiting satellite imagery. It was soon shown that the best results may be hoped by joint use of the visible and the infrared pictures (*Lethbridge* and *Panofsky*, 1969; *Davis* and *Weigman*, 1973). A well-founded method was developed by *Barrett* (1970) over the Australia-East Indies region, in which a statistical relation based on cloud-types in the nephanalysis was established for estimating the 24-hour rainfall. The success of the method gave impetus to its adoption for other territories. *Follansbee* (1973), later *Follansbee* and *Liver* (1975) demonstrated that the method stood the test in different parts of the earth (Zambia, USA, India, Thailand), and for longer periods.

The first bold attempts to extend satellite rainfall estimation to the middle latitudes started in the beginning of the seventies. As is well-known, precipitation processes are more complex in the temperate zone than in the tropics, therefore the estimation technique should evidently be more complicated as well. *Davis et al.* (1971) worked out a 24-hour rainfall estimation technique for a northern state of USA, Montana, by using visible satellite images. Considering the precipitation efficiency of the cloudiness, nine categories were established. A 24-hour forecasting method was developed by *Barrett* (1973) for Ireland (Valentia) based on the interpretation of the cloud field to be displaced through a chosen point in the next 24 hours. The cloud coverage, the cloud types and the weather situation were taken into account. In this way a verification of 74% was attained by applying four categories for the rainfall data.

It was also proved that in the tropical zone the images taken by geostationary satellites can be excellently used in rainfall forecasting, by identifying the intensity, extent and frequency of the convective precipitation (*Sikdar* and *Uomi*, 1971).

3. Rainfall estimation for the territory of Hungary

In our attempts the daily rainfall (in hours from 6 to 18 GMT) was estimated. Areal averages are used because of the limitations of the precipitation recast for a point. The territory of Hungary is divided into two parts: Transdanubia and the Great Plain. The period investigated is the summer (June–July–August) of 1980 and the winter (December–January–February) of 1980/81. The estimations are based on the infrared APT images (0.5–11.5 μm) taken in the morning hours by satellite NOAA-6. The satellite crossed the equator at 7.30 local time. Thus the images taken over Hungary between 6–7.30 GMT were available for the estimation. Owing to series IROS-N, so-called linearized images with almost uniform resolution (4 km) can be received by the APT stations. This circumstance facilitates the meteorological interpretation of the images.

3.1. *Preparation of the investigation.* The brightness temperatures are derived from the infrared images by digitalization and an appropriate calibration. For this purpose the equipment MOMCOLOR-D developed by Hungarian Optical Works was used, which can digitize defined domains of a picture of different tones or different colours. In this study 64 levels are differentiated in the black-white images, and a digital value relates to a circle of 1.5 cm

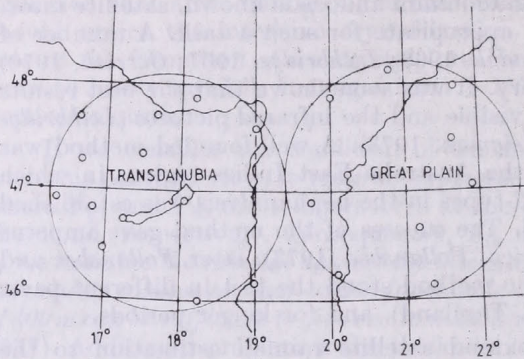


Fig. 1: The investigated territories and the stations used for the verification of the rainfall estimation

diameter in the image, corresponding to 225 km on the average. The centers of circles are located in the area of lake Balaton and in the middle region of river Tisza, respectively. It is supposed that the deficiency of the evaluation due to the inaccurate geographical rectification is decreased to a negligible rate by assuming an area of this size.

The brightness of a picture element is determined not only by the effective radiating temperature, but by the parameters of both the satellite and the recorder. The calibration owing to the satellite instruments can be accom-

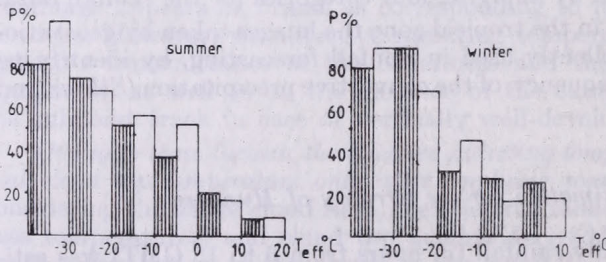


Fig. 2: The rainfall probabilities in percentages (P) against the cloud top temperatures (T_{eff}). The hatched area refer to Transdanubia and blank areas represent the Great Plain

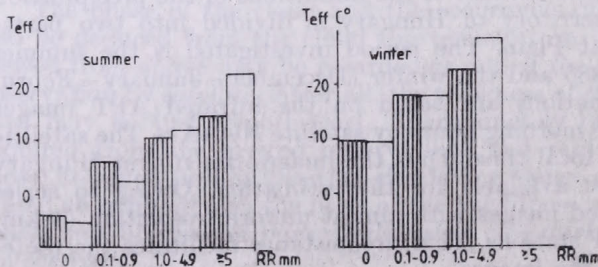


Fig. 3: The average cloud top temperatures (T_{eff}) in case of different rainfall categories (RR). The hatched areas refer to Transdanubia and the blank areas represent the Great Plain

lished by telemetry data transmitted together with other image information. The grey scales are converted into brightness temperatures with the aid of the indications of a Data Manipulator of type EMR Model 810. In order to take into account the effect of the recorder, the calibration curve is corrected on the basis of the real brightness of an extensive territory whose temperature is known and changes little in time. We consider such a surface to be the open parts of the Mediterranean sea, which are assumed to be of temperatures of 2°C in summer and of 15°C in winter. In the investigated territories average brightness temperatures are calculated from day to day. The atmospheric attenuation by absorption of water vapor is neglected.

To calculate the territorial averages for verifying the estimations, rainfall records of 13 synoptic stations in Transdanubia and 10 stations in the Great Plain are used. The investigated territories and the network of precipitation observing stations are shown in *Fig. 1*. Though the distribution of stations is pretty irregular, data from all the stations have been taken into consideration.

3.2. Relation of cloud top temperatures and heights to precipitation. First of

all, the rainfalls are brought into connection with the average cloud top temperatures. In *Fig. 2* the 12-hour rainfall ($RR \geq 0.1$ mm) probabilities in percentage (p) are shown in Transdanubia (hatched areas) and in the Great Plain (blank areas) versus the brightness temperatures (T_{eff}). The brightness temperatures are ranged into classes of 10 degrees. On the left side (*a*) the distribution of the cases in summer and on the right side (*b*) the same in winter can be seen. The rainfall probability increases approximately linearly with the decrease of the brightness temperatures, and below -30°C it reaches 80%. Above -20°C a given brightness temperature is related to greater rainfall probability in summer than in winter. This may be explained by the fact that the same temperatures mean thicker cloud layer in summer than in winter. The changes of the cloudiness in the 12-hour period account for the rainfalls with positive brightness temperatures.

In *Fig. 3* the average brightness temperatures for Transdanubia and the Great Plain in summer and in winter, respectively, are shown in the cases of different rainfall categories (0, 0.1–0.9, 1.0–4.9, ≥ 5 mm); the marking agrees with that of *Fig. 2*. It is clearly seen that the rainfall efficiency of the cloudiness grows with the decrease of the brightness temperatures or, in other words, with the increase of the vertical extension of the cloudiness. Systematic

TABLE I.

The rainfall probabilities in percentage in case of different cloud top heights (h_{eff}). (The number of cases is given in brackets)

h_{eff} km	Transdanubia		Great Plain	
	summer	winter	summer	winter
0–1.5	34 (29)	23 (22)	26 (19)	17 (23)
1.6–3	53 (15)	32 (28)	39 (18)	29 (24)
3.1–6	73 (30)	52 (31)	64 (36)	44 (34)
>6	81 (16)	80 (5)	81 (16)	100 (5)

deviation between the two territories is found only in the case of rainfall exceeding 0.9 mm, namely with lower temperatures in the Great Plain. The differences between the summer and winter values indicate that the seasonal variation of the temperature of the troposphere decreases with increasing height.

To point out the role of the thickness of the cloud layer, the brightness temperatures (T_{eff}) have been converted into cloud top heights (h_{eff}). It is supposed that the cloudy layer reaches down to the base of low clouds con-

TABLE II.

*The average cloud top heights in meters in case of different rainfalls (RR).
(The number of cases is given in brackets)*

$\overline{\text{RR}}$ mm	Transdanubia		Great Plain	
	summer	winter	summer	winter
0	2380 (36)	2352 (52)	2843 (41)	2352 (55)
0.1 - 0.9	2623 (34)	3360 (25)	3676 (21)	3512 (23)
1.0 - 4.9	4293 (15)	3989 (9)	5033 (21)	5512 (8)
≥ 5.0	5216 (6)	—	6587 (8)	—

tiguously. To calculate the heights for Transdanubia, the radiosounding data of Budapest, for the Great Plain those of Szeged are used.

Firstly, it has been evaluated what rainfall probability is associated with different cloud top heights. For illustrating this relation *Table I* is presented, in which the cloud top heights are ranged into four classes. A growth in the rainfall probability follows the intensification of the vertical extension of the cloudiness. Generally, lower rainfall probability is related to clouds of the same height in winter than in summer time, which can be explained by the high liquid water content of the summer clouds. Under the same vertical extension of cloudiness, the rainfall probability is less in the Great Plain than in Transdanubia. Discrepancies in the configuration of the terrain and in the precipitable water content (Transdanubia is located nearer the sea than the Great Plain) account for this occurrence.

Besides the rainfall probabilities, the average cloud top heights occurring in the precipitation categories defined above have also been calculated and are shown in *Table II*. It can be seen that h_{eff} changes barely as against T_{eff} seasonally, and that the rainfall efficiency grows with vertically more extended clouds. At the same time, it is remarkable that the average cloud tops are higher in the Great Plain than in Transdanubia, meaning that a thicker cloud layer is needed for the same rainfall in the Great Plain than in Transdanubia. If we search the causalities, we should refer to circumstances mentioned in the interpretation of *Table I*.

Figures 2 and 3, as well as *Tables I* and *II* show the utility of satellite images in the rainfall estimation in the territory of Hungary, but they demonstrate the concomitant problems as well. First of all, we should think of using the morning satellite images and of the temporal variability of the cloudiness. Mainly the convective rainfalls in summer can be estimated deficiently, as in the morning hours, in spite of the potential instability, the cloudiness may be absent. Another problem arises from the advection of clouds. Owing to the advection, the cloud coverage may be exchanged altogether in the investi-

gated territory in the 12-hour period. It should be noted that during the studied period the TIROS-N images were not received regularly in the afternoon, therefore their use was eliminated. Additional problems are connected with the uncertainty in the determination of the vertical extension of the cloudiness and in the decision of the suitability of the cloud coverage for precipitation, i. e. with the difficulty in the judgement of the realization of conditions described in Section 1.

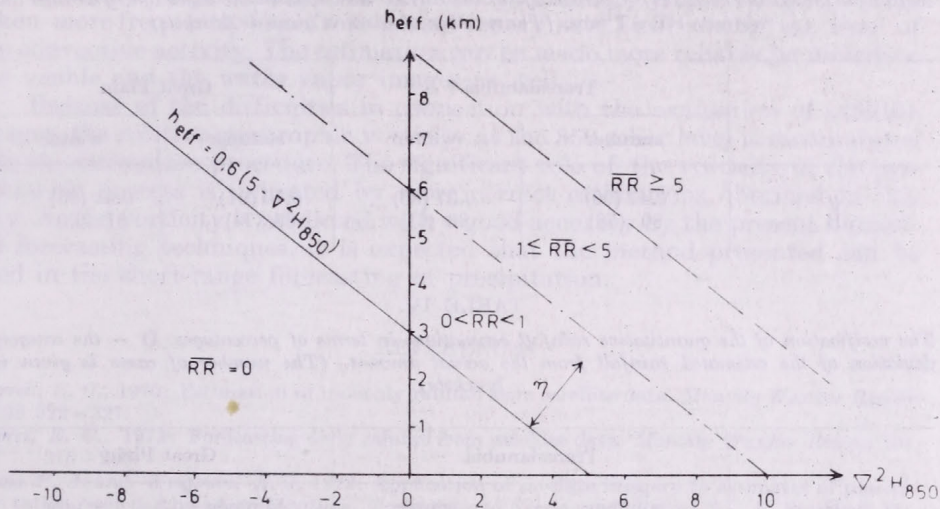


Fig. 4: The field $\nabla^2 H_{850}$, h_{eff} and the parameter η used in the rainfall estimation

3.3. *Incorporation of $\nabla^2 H_{850}$ into the estimation.* Because of the problems arising from the interpretation of satellite pictures, the relative geostrophic vorticity at the 850 mbar level ($\nabla^2 H_{850}$) has been used as complementary information to take into account the thickness and the rainfall efficiency of the cloudiness. It may be supposed that clouds are present in the lower troposphere at large positive values of $\nabla^2 H_{850}$ and, if at the same time there are very low brightness temperatures, i.e. very high cloud tops, the conditions are favourable for rainfall. The vorticities are computed for the centers of the investigated territories on the 12 GMT contour charts by using a grid distance of 600 km.

The distribution of the cases is studied in an $x = \nabla^2 H_{850}$, $y = h_{\text{eff}}$ Cartesian coordinate system (Fig. 4). It is found that a straight $h_{\text{eff}} = 0.6 \nabla (5 - \nabla^2 H_{850})$ separates the dry and the rainy cases relatively well. Therefore a fitting test is accomplished so that the distance (η) of each case (values x, y) from the separating straight line is calculated and that is correlated to the 12-hour rainfall data (\overline{RR}). In the calculation values $\eta < 0$ are related to $\overline{RR} = 0$. The result is presented in the first line of Table III. It is remarkable that the correlation coefficient is greater in summer than in winter. Another point of interest is a more successful rainfall estimation in the Great Plain than in Transdanubia. In this fact the failure of the estimations in months August and December plays a prominent part besides the terrain discrepancies.

It has been tried to make the parameter η apt to a quantitative estimation by assuming further straight lines parallel to the originating separating line and by defining different rainfall categories in the areas between them, as seen in *Fig. 4*. In fact, just a little domain of the field x, y is real, namely it is not probable that great positive values of $\nabla^2 H_{850}$ might be associated with very low cloud tops (h_{eff}) or *vice versa*.

TABLE III.

The relation of parameter η to the estimated rainfall. ρ - the correlation coefficient for all the cases, B - percentage of the correct decisions in the cases of dry weather and rainfalls $RR \geq 1$ mm. (The number of cases is given in brackets)

	Transdanubia		Great Plain	
	summer	winter	summer	winter
ρ	0.47 (90)	0.37 (86)	0.76 (91)	0.61 (86)
B	80 (58)	86 (61)	85 (71)	81 (63)

TABLE IV.

The verification of the quantitative rainfall estimation, in terms of percentages. D - the category deviation of the estimated rainfall from the actual amount. (The number of cases is given in brackets)

D	Transdanubia		Great Plain	
	summer	winter	summer	winter
0	60 (54)	60 (52)	55 (50)	51 (44)
1	28 (25)	33 (28)	37 (34)	37 (32)
2	11 (10)	7 (6)	8 (7)	10 (8)
3	1 (1)	0	0	2 (2)

A contingency table has been compiled for the dry weather and for the cases of rainfall exceeding 0.9 mm. The cases of the actual rainfall between 0.1–0.9 mm are omitted. The estimations in this latter category are assumed to be successful and faulty in fifty-fifty. For characterizing the success of the estimations the percentage (B) of the correct decisions are calculated and indicated in the second line of *Table III*. The verification higher than 80 percent seems to be reassuring.

A quantitative verification has been made so that the case numbers of the correct estimations and those of the mistakes with 1, 2, 3 categories have been calculated and they are expressed in the percentage of all the cases. This result is presented in *Table IV*. It can be seen that 51–60 % of all the cases is correct, but 88–93 % of the estimations is acceptable with one category tolerance. Deviations with two categories occur only in 7–11 %. The number of heavy errors (estimation of rainfall of ≤ 5 mm in dry weather or *vice versa*) is insignificant (0–2 %). It is interesting that considering the totally concordant cases, the estimations are more successful for Transdanubia than for the Great Plain.

4. Conclusions

Though the estimation of the *daily* rainfall is attempted on the basis of the *morning* satellite images, the results demonstrate the usefulness of such an approach as a complementary information in the short-range forecasting of precipitation over Hungary. The study indicates that a joint analysis of brightness temperatures and cloud top heights provides a more complete knowledge on the precipitation process, and gives a more successful estimation.

A further improvement can be achieved by applying satellite pictures taken more frequently (e.g. from geostationary satellites) and in the time of the convective activity. The estimation can be made more reliable by including the visible and the water vapor images as well.

Because of the difficulties in connection with the evaluation of satellite images, the relative geostrophic vorticity at the 850 mbar level is incorporated into the estimation procedure. The significant role of the vorticity in the precipitation process is indicated by more correct estimations obtained in this way. As the vorticity is predicted with a good accuracy by the present numerical forecasting techniques, it is expected that the method presented can be used in the short-range forecasting of precipitation.

REFERENCES

- Barrett, E. C., 1970: Estimation of monthly rainfall from satellite data. *Monthly Weather Review* 98 322-327.
- Barrett, E. C., 1973: Forecasting daily rainfall from satellite data. *Monthly Weather Review* 101, 215-230.
- Davis P. A. and Weigman, E. J., 1973: Application of satellite imagery to estimates of precipitation over northwestern Montana. *Technical and Semiannual Report No. 1*. Stanford Research Institute.
- Davis, P. A., Weigman, E. J. and Serebreny, S. M., 1971: Estimation of precipitation over Flathead drainage basin using meteorological photographs. *Final Report*. Stanford Research Institute.
- Hollansbee, W. A., 1973: Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs. *NOAA Technical Memorandum*. NE SS 44.
- Hollansbee, W. A. and Oliver, V. J., 1975: A comparison of infrared imagery and video pictures in the estimation of daily rainfall from satellite data. *NOAA Technical Memorandum*. NESS 62.
- Levish, H. P., 1970: Satellite and radar analysis of mesoscale features in the tropics. *Final Report*. AEC. 45.
- Levish, M., 1967: Precipitation probability and satellite radiation data. *Monthly Weather Review* 95, 487-490.
- Levish, M. and Panofsky, H. A., 1969: Satellite radiation measurements and synoptic data. *Final Report*. Pennsylvania State University.
- Martin, D. W., 1973: Review of satellite rainfall estimation methods. *Bull. Am. Met. Soc.* 54, 661-674.
- Radok, U., 1966: An appraisal of TIROS III radiation data for Southeast Asia. *Atmospheric Science Paper No. 102*. Colorado State University.
- Radkar, D. N. and Suomi, V. E., 1971: Time variation of tropical energetics as viewed from a geostationary altitude. *J. Atmos. Sci.* 28, 170-180.
- Verzhev, A. S., 1977: *Synopticheskaya Meteorologiya*, Gidrometizdat, Leningrad.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept. – Oct. 1982, Budapest

A model for the two-dimensional distribution of temperature and solar radiation

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

A. SIZOV, *Technical University, Riga, USSR*

A hőmérséklet és a napsugárzás kétdimenziós eloszlásának modellje. Ebben a dolgozatban annak a munkának előzetes eredményeiről számolunk be, amelyet a hőmérséklet és a globál sugárzás kétdimenziós eloszlásának meghatározása céljából végeztünk. Ha a kétdimenziós eljárást normálisnak tekintjük, akkor azt teljesen jellemzi az egyes változók átlaga, szórása és a két változó korrelációs együtthatója. A téli hónapokban a hőmérséklet és sugárzás korrelációs együtthatója a várt negatív érték helyett pozitívnak adódott. Az elkészített TESOL program az említett 5 bemenő paraméterből kiszámítja a kétdimenziós eloszlást jellemző táblázatot és az egydimenziós eloszlások táblázatait.

✱

A model for the two-dimensional distribution of temperature and solar radiation. Preliminary results are presented for determining the two-dimensional distribution of temperature and global radiation. If the two-dimensional distribution is a normal one, it is fully characterized by the mean, and the standard deviation of the single variables and their correlation coefficient. For the winter months the correlation coefficient between the radiation and temperature is positive instead of the expected negative value. A computer program named TESOL calculates from the above listed 5 input parameters the two-dimensional distribution tables, as well the single distribution tables.

✱

Introduction. The proper heating or cooling of buildings or the efficient utilization of solar collectors require the knowledge of actual values of several meteorological elements. The occurrence of a given combination of meteorological elements statistically can be characterized by the multidimensional distribution function. Sizov (1975, 1981) has developed a method to construct the two-dimensional distribution of temperature and humidity from simple parameters. Using his results the expenses of operation of air conditioners could be estimated very well.

In this paper the above-mentioned method is modified for modelling the temperature–global solar radiation two-dimensional distribution.

Method

A two-dimensional normal or uniform distribution is fully characterized if the mean values and variances for both variables and moreover their correlation coefficient are known. In this case the distribution can easily be handled by computer using a simple formula. For any actual distribution the best fitting two-dimensional normal or uniform distribution can be determined

from the above-mentioned 5 simple parameters, even in the case when there are not enough data available to derive a well-detailed empirical distribution table. The application of the approximate formula causes significant error only at extreme values of the variables. Some examples are shown in the papers cited above.

TABLE I.

Basic statistical parameters of Budapest-Lőrinc (1971-1975) *h*: hours of observation; \bar{t} : mean temperature; σ_t : temperature standard deviation; \bar{s} : mean global radiation; σ_s : radiation standard deviation; r_{ts} : correlation coefficient

h	Parameters				
	\bar{t} °C	σ_t °C	\bar{s} J/cm ² hour	σ_s J/cm ² hour	r_{ts}
January					
01 00	—	—	—	—	—
07 00	—	—	—	—	—
10 00	-0.7	3.8	32.6	20.8	0.06
13 00	1.1	3.8	58.7	34.4	0.19
19 00	—	—	—	—	—
March					
01 00	4.4	4.6	—	—	—
07 00	3.3	4.9	40.4	21.3	0.27
10 00	—	—	—	—	—
13 00	9.9	6.5	162.9	68.2	0.67
19 00	8.3	5.6	0.5	2.0	0.3
June					
01 00	15.3	2.8	—	—	—
07 00	16.1	2.8	117.8	49.1	0.48
10 00	—	—	—	—	—
13 00	22.1	4.0	235.6	86.0	0.75
19 00	21.0	3.3	36.2	13.8	0.49
December					
01 00	—	—	—	—	—
07 00	—	—	—	—	—
10 00	1.1	3.6	32.6	17.3	-0.08
13 00	3.0	3.3	66.4	32.8	0.23
19 00	—	—	—	—	—

It is practical to calculate the aforementioned 5 statistical parameters from climatological observations, and later to construct formulae describing their daily and yearly variations.

Data

The basic statistical parameters have been derived from the measurements made in Budapest-Lőrinc in the period 1971-75. These parameters are shown in *Table I*. (In the winter months there are no radiation data at 7 or 19 hours.) The variance of global radiation can be approximated using *Fig. 1*.

In winter the correlation between the temperature and global radiation is high as compared with our previous speculative expectances; significant

solar radiation was usually observed in the cold air-mass, therefore a stronger negative correlation had been expected. The results definitely show that the solar heating is significant even in December and January (see also *Fig. 2*). The daily course of the correlation coefficient could be approximated by a second order polynomial.

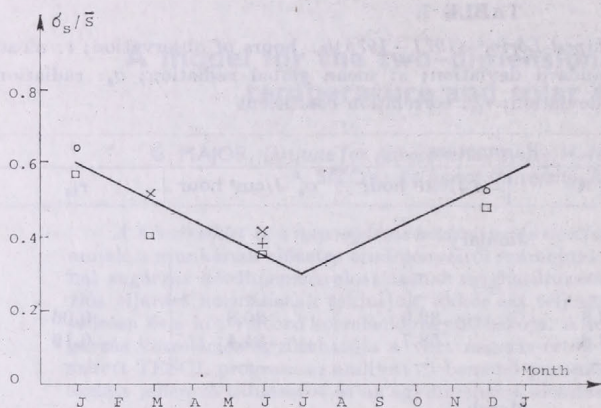


Fig. 1: The ratio of standard deviation to the mean value for global solar radiation. Symbols: × 7 hours, ○ 10 hours, □ 13 hours, + 19 hours

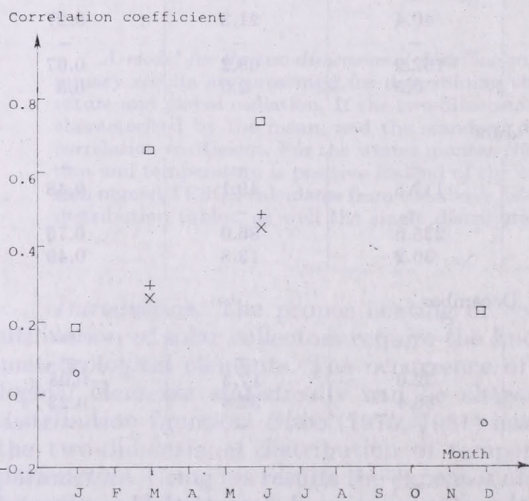


Fig. 2: The correlation coefficients between temperature and global solar radiation. The meaning of the symbols is the same as in *Fig. 1*

Results

The distribution of the temperature is nearly normal, while that of the radiation is highly asymmetric (see *Fig. 3*). To apply a two-dimensional normal distribution analytic approximation, the radiation values have been transformed into a dimensionless X value by the equation:

$$\frac{S}{S_{\max}} = \frac{1}{1 + \exp[-X]}$$

where S_{\max} is the possible solar radiation at the time of observation.

The TEMPERATURE-SOLAR radiation two-dimensional distribution is realized by a computer program named "TESOL". The existence of this program is the main result of our work. TESOL is capable of deriving the two-dimensional distribution for each hour (when the solar radiation is not zero) of the average day of any month. The required input parameters are: the mean va-

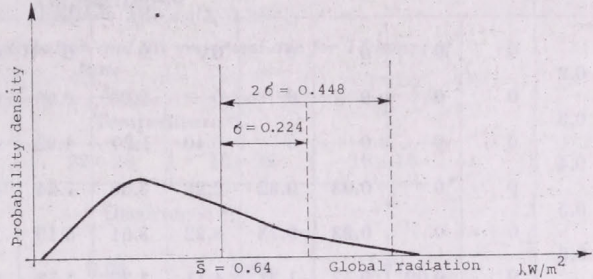


Fig. 3: The distribution of global radiation from the model

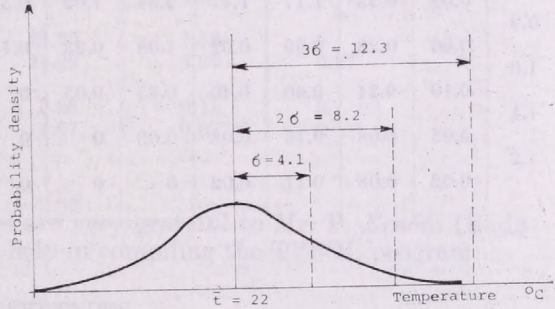


Fig. 4: The distribution of temperature from the model

ues and standard deviations of temperature for 1, 7, 13 and 19 hours; the mean values of global radiation for 4 different hours, and the correlation coefficients between the two variables for 4 different hours. First, the program fits appropriate type of curves to obtain the daily course of the above-mentioned parameters. In the second phase the two-dimensional occurrence table is computed. Finally, the one-dimensional distributions are also printed.

As an example of application, the results of calculations for 13 hours of the average day of June are shown.

Table II contains the two-dimensional distribution model, Fig. 3 and 4 demonstrate the one-dimensional ones. The difference is remarkable compared with the December results (see Table III).

To check the fitting of the approximation, an empirical distribution table has been prepared from the June values. Since the number of observations is only 150, this empirical table is not so detailed as that derived from the model. In Table IV the upper numbers are the percentual model-probabilities, the lower numbers are the corresponding empirical ones.

TABLE II.

The temperature-radiation distribution for 13 hours of June, Budapest

Radiation kW/m ²	Temperature °C											
	32-34	30-32	28-30	26-28	24-26	22-24	20-22	18-20	16-18	14-16	12-14	10-12
	Occurrence %											
0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.06	0.13	0.02
0.3	0	0	0	0	0	0.03	0.46	0.84	2.01	1.27	1.08	0.19
0.4	0	0	0	0	0.40	1.20	4.32	4.11	5.11	1.71	0.78	0.02
0.5	0	0	0.03	0.32	2.22	3.58	7.64	4.37	3.26	0.61	0.13	0
0.6	0	0	0.23	0.73	3.22	3.61	5.19	1.97	1.00	0.11	0	0
0.7	0	0.02	0.57	1.31	4.11	3.37	3.53	0.96	0.34	0	0	0
0.8	0	0.12	0.97	1.66	3.72	2.21	1.70	0.33	0.04	0	0	0
0.9	0.02	0.23	1.17	1.47	2.38	1.02	0.58	0.04	0	0	0	0
1.0	0.06	0.28	0.99	0.92	1.08	0.33	0.11	0	0	0	0	0
1.1	0.10	0.24	0.60	0.40	0.35	0.05	0	0	0	0	0	0
1.2	0.03	0.08	0.16	0.08	0.03	0	0	0	0	0	0	0
	0.02	0.08	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0

TABLE III.

The temperature-radiation distribution for 13 hours of December, Budapest

Radiation kW/m ²	Temperature °C										
	12-14	10-12	8-10	6-8	4-6	2-4	0-2	-2-0	-4--2	-6--4	-8--6
	Occurrence %										
0.1	0	0.39	1.80	5.08	9.75	12.94	11.96	7.66	3.40	1.00	0.05
0.2	0.05	0.67	2.21	5.06	8.05	8.86	6.75	3.56	1.30	0.28	0
0.3	0	0.22	0.68	1.37	1.89	1.81	1.20	0.55	0.13	0	0
0.4	0	0.01	0.14	0.28	0.35	0.30	0.16	0.03	0	0	0
	0	0	0	0.01	0.04	0	0	0	0	0	0

Conclusions

The heat loss of solar collectors depends on the temperature difference between the collector itself and the surroundings. It can be readily seen from Tables II and III that the efficiency of solar collectors is less in December than in June. Using our TESOL program, the difference can be quantitatively obtained for any hour of any month.

TABLE IV.

Comparison of the model distribution and the empirical one for 13 hours of June

Radiation kW/m ²	Temperature °C			
	28-34	22-28	16-22	10-16
	Occurrence %			
0.3	0	0.03	3.33	2.75
	0	0.67	3.33	2.00
0.6	0.26	15.28	36.97	3.36
	0.67	14.00	30.67	4.67
0.9	3.10	21.25	7.52	0
	3.33	24.00	8.67	0.67
	2.75	3.26	0.11	0
	2.00	4.67	0.67	0

Acknowledgement. The authors are very grateful to Mr. P. *Ernödi* (Budapest, Technical University) for his help in compiling the TESOL program.

REFERENCES

- Sizov, A.*, 1981: Statistical parameters of climate characteristics for building-machinery planning (in Hungarian). *Épületgépészet* (in press).
- Sizov, A.* 1975: Probability model of climate for calculating the expenses of energy. In: *Ventilation and air-conditioning* (in Russian). Riga, R.P.I., 141-149.

Fotokémiai szmog keletkezésének kémiai és meteorológiai feltételei*

BÉRCES TIBOR, MTA Központi Kémiai Kutatóintézet, H-1525 Budapest, Pf. 17 és
MÉSZÁROS ERNŐ, Központi Légtérfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39

Meteorological and chemical conditions of photochemical smog formation. After defining the smog phenomenon the meteorological situations leading to its formation are briefly presented. The pollutants and pollution sources important for smog formation are enumerated. The oxidation of nitrogen monoxide and the formation and destruction of ozone as well as the typical daily variation of the concentration of some components (NO_x , O_3 , PAN and hydrocarbons) are discussed. Further, the importance of inorganic free radicals (OH and HO_2) and hydrocarbons (olefins, paraffins and aldehydes) in the chain reactions is stressed. Finally, the methods of the numerical simulation of photochemical smog and the possibilities of its forecasting are mentioned.

✱

Fotokémiai szmog keletkezésének kémiai és meteorológiai feltételei. A fotokémiai szmog fajtáinak definiálása után röviden ismertetjük a szmog keletkezéséhez vezető meteorológiai helyzeteket. Felsoroljuk azokat a szennyezőanyagokat, illetve szennyezőanyag forrásokat, amelyek a szmog-képződésben alapvető szerepet játszanak. Tárgyaljuk a nitrogén-monoxid oxidációjának, valamint az ózon keletkezésének és felbomlásának különböző módjait és leírjuk a folyamatban résztvevő egyes komponensek (nitrogén-oxidok, ózon, PAN és szénhidrogének) koncentrációjának tipikus napi menetét. Külön figyelmet szentelünk a szerves szabad gyökök (OH és HO_2) és szénhidrogének (olefinok, paraffinok és aldehidek) legfontosabb kémiai reakcióinak. Végül vázoljuk a fotokémiai szmog számítógépes szimulálásának módjait és rámutatunk előrejelzésének lehetőségeire.

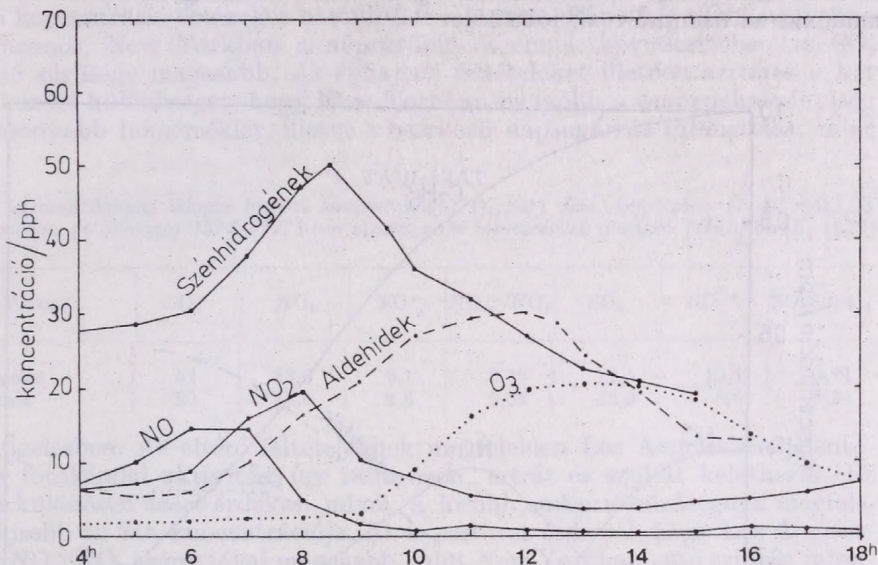
✱

Bevezetés. A „szmog” kifejezést elsőnek Des Voeux alkalmazta 1905-ben (lásd Green és Lane, 1957) olyan légszennyeződési helyzetek leírására, amelyekben egyszerre figyeltek meg magas füst („smoke”) és köd („fog”) koncentrációt. A jelenlegi szóhasználat szerint a szmog általában városi erős légszennyeződést jelent, amikor a jelentős mértékű szennyezőanyag kibocsátás tartósan kedvezőtlen hígulási viszonyokkal párosul.

Ezt az általános definíciót szűkítve ebben a tanulmányban csak azokkal az esetekkel foglalkozunk, amikor az erős légszennyeződés kialakulását fotokémiai reakciók indítják meg. Ilyen ún. fotokémiai szmogban az egészségügyi és egyéb problémákat a reakciókkal keletkező másodlagos komponensek okozzák. Történeti okokból egyes szerzők a szmog két típusáról, Los Angeles-i és londoni típusú szmogról beszélnek. Régebben úgy gondolták, hogy a Los Angeles-i szmogban az oxidánsok és nitrogénvegyületek, míg a londoni szmogban a kénvegyületek dominálnak. Az első esetben az elsődleges szennyezőket

* Előadás, elhangzott a Meteorológiai Tudományos Napokon, Budapesten, 1981. november 19 – 20.

a gépkocsiforgalom, a másodikban a fosszilis tüzelőanyagok (szén, olaj) elégetése juttatja a levegőbe. Ez a felosztás nyilvánvalóan önkényes és mesterséges, mivel a két szennyezőforrás általában együttesen hat. Az viszont igaz, hogy a meteorológiai és egyéb pl. domborzati tényezők függvényében a kémiai reakciók sebessége különböző helyeken jelentősen különbözhet, ami a végtermékek koncentrációjában kimutatható eltéréseket okoz (lásd később).



1. ábra: Néhány szennyezőanyag koncentráció alakulása a nap folyamán Los Angelesben szmogos helyzetekben végzett mérések alapján (Haagen—Smit and Wayne, 1976)

Kaliforniában a szmog keletkezését az ottani speciális időjárási és földrajzi helyzet segíti elő. Nappal, amikor a tenger felől fúj a szél a partvidék fölött inverzió van és a hegyek gátolják a levegőbe került szennyező anyagok elkeveredését. Ilyen esetekben az intenzív napsugárzás fotokémiai reakciókat indít el. Általában azt mondhatjuk, hogy a fotokémiai szmogok nyugodt, inverziós meteorológiai helyzetekben keletkeznek, amikor a légáramlás sebessége kicsi, és a napsugárzás erőssége jelentős (anticiklonális helyzetek).

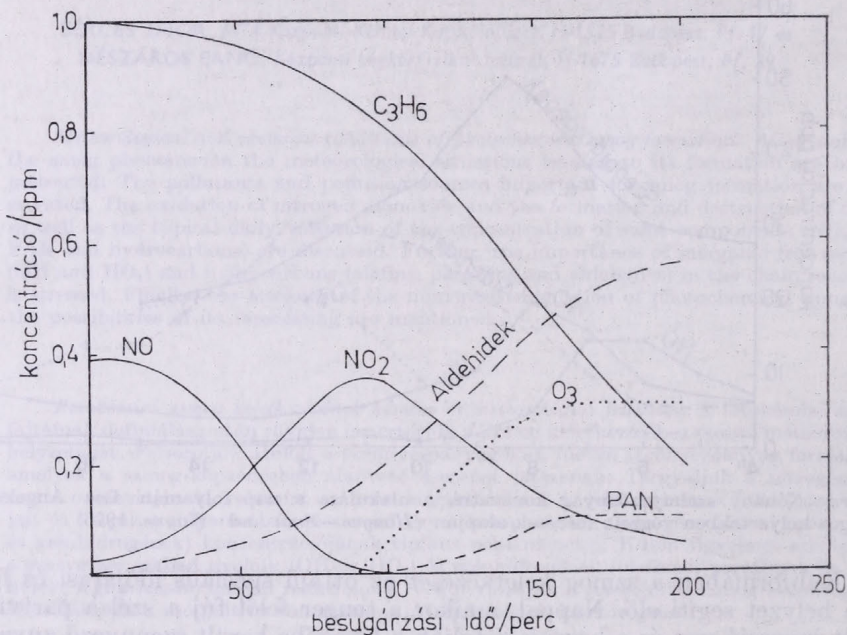
A továbbiakban az a célunk, hogy röviden összefoglaljuk azokat a kémiai folyamatokat, amelyek fotokémiai szmog kialakulásához vezetnek és felvázoljuk a jelenség számítógépes szimulálásának elvi lehetőségeit.

1. A jelenség lefolyása; a légszennyező anyagok koncentrációja

Az 1. ábra néhány szennyezőanyag koncentrációjának tipikus napi menetét mutatja Los Angeles belvárosában szmogos légköri helyzetekben végzett mérések alapján (Haagen—Smit és Wayne, 1976). A görbék menete a következő módon magyarázható. A hajnali óráktól kezdve a gépkocsiforgalom egyre intenzívebbé válik, ennek következtében egyre több nitrogén-monoxid, szén-monoxid¹ és szénhidrogén kerül a levegőbe (elsődleges légszennyezők).

¹ Az ábrában a szén-monoxid koncentrációjának menetét nem tüntettük fel, mivel ez lényegében az NO menetével párhuzamos.

Napfelkelte után a nitrogén-monoxid koncentrációja csökkenni kezd, mivel az NO a levegőben nitrogén-dioxiddá alakul át. A napsugárzás intenzívebbé válása miatt, a levegőben megjelenik az ózon és a kibocsátott elsődleges szénhidrogének (pl. olefinek) aldehidekké alakulnak át. A maximális ózon koncentráció a koradélutáni órákban mérhető. Az ózon szint növekedésével a NO₂ koncentrációja egyre kisebb lesz. A késődélutáni és koraesti órákban az ózon mennyisége csökken, mivel a gépkocsikból a levegőbe kerülő nitrogén-monoxid az ózonnal reakcióba lép.



2. ábra: Jellegzetes koncentráció változások C₃H₆-NO elegyek besugárzása során, levegőben (Heicklen, 1976)

A fenti elképzelés laboratóriumi kísérletekkel ellenőrizhető. A 2. ábra, Heicklen (1976) munkája alapján, ilyen kísérlet eredményeit mutatja. A kísérlet alkalmával az ún. szmog-kamra nyomanyagoktól mentes, tiszta levegőjébe nitrogén-monoxidot és propilént (C₃H₆) juttattak, majd a gázkeveréket megfelelő fényforrással ($\lambda > 290$ nm) megvilágították. A különböző anyagok koncentrációjának időbeli változása azonos jellegű az 1. ábrán bemutatott menetekkel. Az ilyen típusú kísérletek azt is kimutatták, hogy a szmogokban egyéb komponensek, pl. HNO₃ és nitrátok (peroxi-acetil nitrát = PAN, lásd 2. ábra) is keletkeznek.

Ha a kamrába a fenti nyomanyagokon kívül kén-dioxidot és vízgőzt is juttatunk, akkor az aeroszol részecskék képződése különösen intenzívvé válik. Kémiai analízisek eredményei szerint a keletkezett részecskék elsősorban kén-savból állnak (Friedlander, 1978). A részecske-tömeg nagyság szerinti eloszlásának 0,1–0,2 μm környezetében maximuma van.

A laboratóriumi kísérletekkel megállapított fotokémiai szulfátképződési

olyamatokat hazai légköri megfigyelések is bizonyítják. *Mészáros* (1973) ugyan-
 Budapest mellett, a déli órákban végzett megfigyelések alapján kimutatta,
 egy az aeroszol szulfátion-tartalma és az $[\text{SO}_4^{2-}]/[\text{SO}_2]$ koncentráció-arány a
 yári félévben a napsugárzás intenzitásával arányos.

A másodlagos légszennyező anyagok keletkezését különböző éghajlati és
 lójárési feltételek között jól reprezentálják az *I. táblázat* adatai (*Hidy et al.*,
 1978). A táblázat alapján két városban, Los Angelesben és New Yorkban mért
 égköri koncentráció-értékeket hasonlíthatunk össze. Bár a két város nagysága
 özel azonos, New Yorkban a népsűrűség és ennek következtében az SO_2
 misszió sűrűsége magasabb. Az éghajlati feltételeket illetően az okoz a két
 áros között különbséget, hogy New Yorkban nagyobb a csapadékmennyiség
 s alacsonyabb hőmérséklet, illetve a beérkező napsugárzás intenzitása, mint

I. TÁBLÁZAT

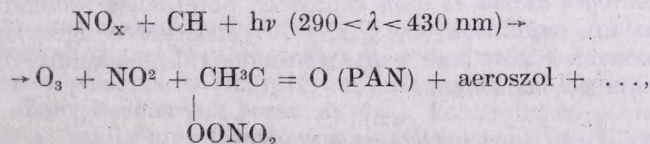
*Néhány szennyezőanyag átlagos légköri koncentrációja ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) Los Angelesben (7 állomás) és
 ew Yorkban (4 állomás) 1974–1975-ben végzett napi mintavételek alapján (Hidy et al., 1978)*

Város	O_3	NO_2	NO_3^-	$\text{NO}_3^-/\text{NO}_2$	SO_2	SO_4^{2-}	$\text{SO}_4^{2-}/\text{SO}_2$
Los Angeles	52	83,9	9,1	0,10	12,5	10,1	0,81
New York	20	67,6	2,6	0,04	42,9	8,9	0,21

Los Angelesben. Az eltérő feltételeknek megfelelően Los Angelesben jelentő-
 ebb a fotokémiai aktivitás, így több ózon, nitrát és szulfát keletkezik. Ez
 többi különösen azért érdekes, mivel, a kisebb emisszió-sűrűségnek megfele-
 ően, kisebb az SO_2 koncentrációja. Az is említést érdemel, hogy Los Angele-
 sen az $\text{NO}_3^-/\text{NO}_2$ arány jóval magasabb, mint New Yorkban, ami szintén inten-
 ívebb aeroszol-képződésre utal. Láthatjuk, hogy az eltérő éghajlati feltételek
 másodlagos szennyezőanyagok keletkezésében jelentős eltéréseket okoznak.
 Ennek ellenére nem szerencsés a szmog két típusáról beszélni, mivel a szulfát-
 oncentráció — amelyet a londoni szmog indikátorának tartottak — Los
 Angelesben is igen jelentős.)

2. Másodlagos légszennyező anyagok keletkezési mechanizmusa

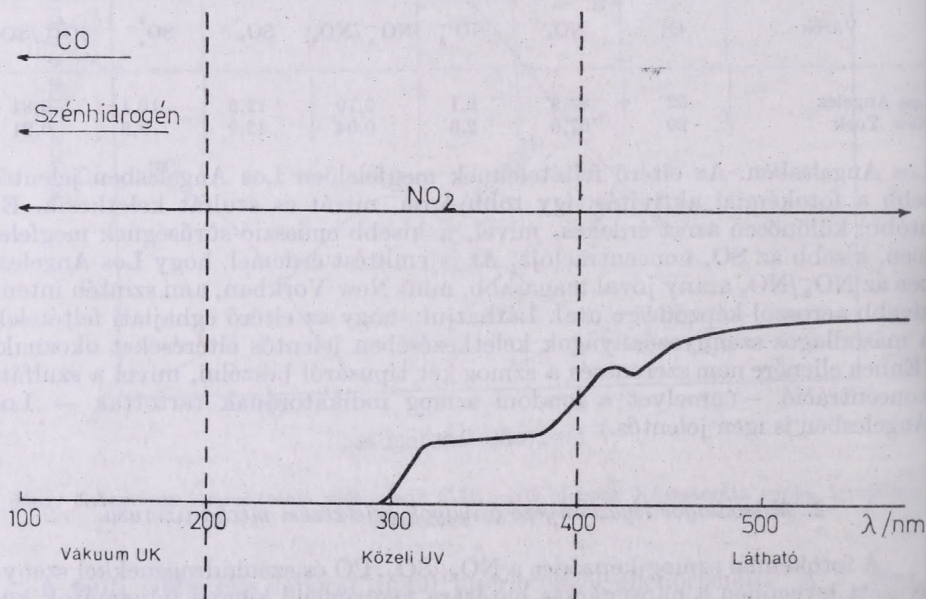
A fotokémiai szmog-képződés a NO_x , SO_x , CO és szénhidrogénnel szeny-
 yeztet levegőben a napsugárzás hatására végbemenő kémiai folyamatok kö-
 etkezménye. A Napnak a troposzféra j utó ultraióbolya sugárzása hatására
 gen boyolult kémiai átalakulások, ún. fotooxidációs folyamatok játszód-
 iak le,



emelyekben oxidánsok — köztük O_3 és PAN — valamint nagyszámú egyéb
 reakciótermékek, ún. szekunder szennyezőanyagok képződnek. Ezek közül né-
 iány fontosabbat az *1. ábrán* bemutatattunk. Ez az ábra többé-kevésbé jól
 zemlélteti a szmog-jelenség néhány leglényegesebb jellemzőjét.

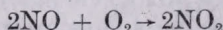
1. Az aldehidek felhalmozódása a szénhidrogének fogyásával többé-kevésbé párhuzamosan történik.
2. A szmog esemény kifejlődése során az NO koncentráció viszonylag gyorsan csökken, miközben NO₂-vé oxidálódik.
3. Az O₃ és a PAN oxidánsok megjelenése és erőteljes felhalmozódása abban a fázisban történik, amikor az NO koncentráció már kicsi, de az NO₂ koncentráció jelentős.

A szmog esemény említett jellemzőinek és a másodlagos légszennyező anyagok keletkezésének megértéséhez meg kell vizsgálnunk azokat a kémiai reakciókat – ún. elemi folyamatokat – amelyek a szennyezett légkörben az ultraibolya sugárzás hatására lejátszódnak. E kémiai reakciók felderítésével – Haagen–Smit és munkatársainak az 1950-es évek elején végzett úttörő vizsgálataitól (lásd pl. *Haagen–Smit* (1952), *Haagen–Smit et al.* (1953), *Haagen–Smit and Fox* (1955)) – világszerte igen kiterjedt kutatások foglalkoztak és a főbb folyamatok napjainkig jórészt felderítették.



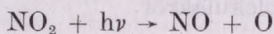
3. ábra: A troposzférába jutó napsugárzás hullámhossz eloszlása és néhány légszennyező anyag fényelnyelési tartománya

2.1. *A nitrogén-dioxid és ózon képződése.* Sötétben a szénhidrogének oxidációja és az ún. oxidánsok (O₃, PAN, ...) keletkezése igen lassú. Az NO₂ ilyen körülmények között csak a nitrogén-monoxid molekuláris oxigénnel történő oxidációjában képződhet:

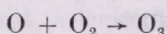


Ez a folyamat kb. két nagyságrenddel lassúbb mint amit a nitrogén-dioxid a szennyezett légkörben megfigyelt gyors felhalmozódásának magyarázata megkívánna.

A fotokémiai szmog-képződés csak a napfény hatására megy végbe. Azonban — mint a 3. ábráról látható — az elsődleges légszennyező anyagok, az NO, a CO és a szénhidrogének, csak a színkép ún. vákuum ultraióbolya tartományában ($\lambda > 290$ nm) nyelnek el sugárzást. Ilyen fény a troposzférát érő sugárzásban nem található. A földfelszín-közeli rétegekbe 290 nm-nél hosszabb hullámhosszúságú közeli ultraióbolya és látható fény jut el (lásd a 3. ábrán eltüntetett görbét). Ezeknél a hullámhosszaknál az elsődleges szennyezőanyagként megjelenő és főleg a lassú oxidációban képződött nitrogén-dioxid képes elnyelni (lásd az ábrát), amely a 290–430 nm tartományban elbomlik lapállapotú oxigénatomokra és nitrogén-monoxidra:



Ia egyszer létrejöttek az oxigénatomok, akkor már egyszerűen végbemegy az ozonképződés, ugyanis az oxigénatomok molekuláris oxigénnel egyesülnek:



Ia a szennyezett levegőben jelentősebb mennyiségű nitrogén-monoxid található, akkor a képződött ózon gyorsan elreagál a nitrogén-monoxiddal:



Iz O_3 és az NO nem létezhetnek egymás mellett nagy koncentrációban. Egy istván szervesetlen anyagokat (pontosabban nitrogén-oxidokat és levegőt) tartalmazó rendszerben az ózon képződéséhez és ózon eltüntetéséhez vezető reakciók egy stacionárius ózon szintet alakítanak ki. Könnyen kimutatható, hogy ez a fotostacionárius ózonkoncentráció arányos az NO_2 és NO koncentráció viszonyával:

$$[\text{O}_3] = \text{konstans} \times \frac{[\text{NO}_2]}{[\text{NO}]}$$

Ezzel a három reakcióból álló reakciómechanizmussal — egyszerűsége elnére — a fotokémiai szmog-jelenség több fontos jellemvonása értelmezhető:

1. Értelmezhető a fény szerepe a szmog-képződésben, magyarázható a 290 és 430 nm közötti hullámhossztartomány hatékonysága;
2. Értelmezhető az ózon képződése; és
3. megérthető, hogy az ózon miért készleltetve, a fotokémiai szmog esemény egy későbbi szakaszában jelenik meg, amikor az NO koncentrációja már kicsi, de az NO_2 koncentráció jelentős (vagyis amikor a $[\text{NO}_2]/[\text{NO}]$ arány nagy).

Ez a klasszikus reakciómechanizmus azonban több igen fontos kérdésben tapasztalatokkal összeegyeztethetetlen következtetéshez vezet: A légköri szennyezettség mérésekkel és laboratóriumi szmog-kamra kísérletekkel kimutatták, hogy szmog-események során az ózon koncentráció jóval magasabb szinteket érhet el, mint ami a fotostacionárius állapotnak megfelelő; továbbá NO oxidációja NO_2 -vé, valamint a szénhidrogének fogyása sokkal nagyobb sebességgel megy végbe a valóságban mint amit az egyszerű mechanizmusok alapján várnánk. Az 1960-as évek végén és az 1970-es évek elején nyilvánvalóvá vált, hogy a szmog-jelenség kiváltásában, azaz a $\text{NO} \rightarrow \text{NO}_2$ átalakulásában és a szénhidrogének gyors elreagálásában egy addig föl nem ismert igen reaktív

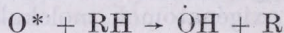
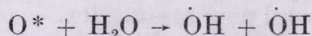
részecske játszik meghatározó szerepet. Megállapították, hogy ez a részecske a hidroxilgyök (lásd később).

2.2. *A hidroxilgyök képződése.* Mielőtt bemutatnánk az OH-gyökök szerepét a légköri foto-oxidációs folyamatban, vizsgáljuk meg a hidroxilgyök keletkezés módját.

A napsugárzás 319 nm-nél rövidebb hullámhosszúságú komponensei hatására az ózon fotodisszociációjával gerjesztett (szingulett) oxigénatomok képződhetnek:

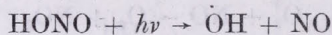


Ezek a nagyon reaktív atomok hidrogént szakítanak le a levegőben jelenlevő víz és szénhidrogén (RH) molekulákról

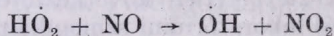
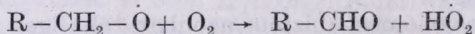
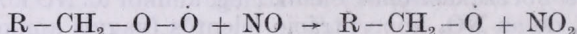
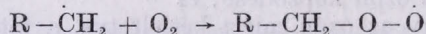


miközben hidroxilgyökök képződnek.

Az OH-gyökök fő forrása azonban nem az ózon fotolízis, hanem valószínűleg a szennyezett levegőben található salétromos sav fotodisszociációja. A salétromos sav 315 és 390 nm között nyel el fényt és elbomlik OH és NO termékekre:



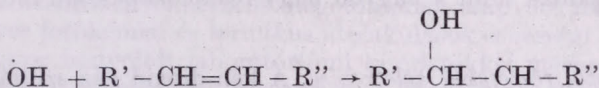
2.3. *Az NO → NO₂ átalakulása és másodlagos termékek keletkezése szénhidrogén jelenlétében.* A hidroxilgyökök szerepének felismerése a troposzféra kémiai folyamataiban elsősorban két kutatócsoport nevéhez fűződik. Heicklen és munkatársai (Heicklen et. al., 1971), valamint Niki és munkatársai (Weinstock et. al., 1971) 1971-ben publikált munkáiban állapították meg először, hogy a nitrogén-monoxid gyors oxidációjáért és a szénhidrogének gyors elreagálásáért a hidroxilgyökök által megindított ún. láncciklusok (reakcióláncok) a felelősek. A reakcióláncok alatt olyan egymásután lejátszódó elemi kémiai reakciókat értünk, amelyekben visszaképződik a reakciósort elindító szabad gyök. Az R-CH₃ általános képlettel jelölt telített szénhidrogén esetében a reakcióláncot alkotó tipikus reakciók a következők:



Az első reakció a szénhidrogén fogyasztó folyamat, amelyben az OH-gyök egy hidrogénatomot szakít le a szénhidrogénről, miközben egy szénhidrogéngyök (másnéven alkilgyök) képződik. Ez a gyök igen gyors reakcióban egyesül a levegő oxigénjével alkil-peroxil-gyökké. A következő lépésben a nitrogén-monoxid egy oxigénatomot von el a peroxilgyökből, miközben önmaga nitrogén-dioxiddá oxidálódik és egy ún. alkoxilgyök képződik. Az alkoxilgyökről az

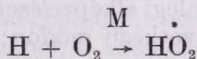
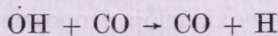
oxigén molekula hasít le egy hidrogénatomot. Ebben a reakcióban képződnek az aldehidek, a szénhidrogénekből származtatható fő másodlagos légszennyező anyagok, és felszabadul egy HO₂ (hidroperoxil-)gyök. Végül az utolsó lépésben ez a hidroperoxilgyök egy újabb NO molekulát oxidál NO₂-vé és visszaképződik a reakciósort elindító hidroxilgyök. Ezzel a reakciólánc bezárult és egy újabb láncciklus indulhat meg.

Teljesen hasonló módon játszódik le az oxidációs láncciklus a telítetlen szénhidrogének, az ún. olefinek esetében. A reakcióláncokat ez esetben is az OH-gyökök indítják, de eltérően a telített szénhidrogénektől, a fotooxidáció első lépése az OH-gyök addíciója (rárakódása) az olefin molekula kettőskötésére:



A további reakciólépések ugyanazok mint a telített szénhidrogének esetében megismert folyamatok, azaz peroxilgyök képződése, stb.

A szerves vegyületek mellett, a légkörben jelenlévő CO is résztvehet hasonló oxidációs láncciklusokban:

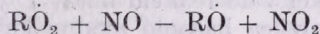
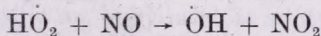


A reakcióláncokat itt is a hidroxilgyök indítja. A képződött hidrogénatom oxigénnel hidroperoxilgyökké egyesül. Ez a már megismert reakcióban oxidálja az NO-t NO₂-vé, miközben visszaképződik a hidroxilgyök.

Mindezeknek az oxidációs láncciklusoknak közös vonásuk, hogy

1. a láncokat a hidroxilgyök reakciói indítják;
2. az NO → NO₂ átalakulásban a tulajdonképpeni oxidáló ágensek a HO₂

és RO₂ és az oxidációs lépések a



reakciók.

II. TÁBLÁZAT

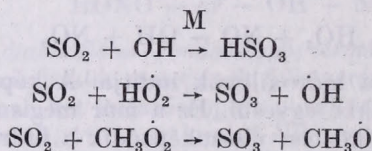
Néhány reaktív anyagfajta tipikus koncentrációja szennyezett levegőben

Reaktív anyagfajta	O	O ₃	OH	HO ₂	CH ₃ O ₂
Koncentráció molekula/cm ³	10 ⁴	10 ¹¹ – 10 ¹³	2 × 10 ⁶ – 5 × 10 ⁶	5 × 10 ⁸ – 5 × 10 ⁹	2 × 10 ⁷

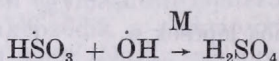
A hidroxilgyököket először 1975-ben sikerült kimutatni és mérni a szennyezett légkörben. (Davis et. al., 1976 és Perner et. al., 1976). Így ma már általánosan elfogadott az az álláspont, hogy a hidroxilgyökök, hidroperoxilgyökök

és az alkilperoxilgyökök meghatározó szerepet játszanak a fotokémiai légszennyezésben, és valószínűleg az SO_2 -nak szulfát részecskékké történő gyors oxidációjában is, amelyre még visszatérünk. Az OH , HO_2 , RO_2 és néhány más reaktív anyagfajta szennyezett levegőben mért, illetve kinetikai adatok felhasználásával becsült koncentrációját (molekula/ cm^3 -ben) a II. táblázatban mutatjuk be. Az adatok közül feltűnik a HO_2 és RO_2 gyökök (azaz a peroxilgyökök) nagy koncentrációja és ezekhez képest nagyságrendekkel kisebb hidroxilgyök koncentráció. Az eltérés oka az, hogy a peroxilgyökök reakciója NO -val (az NO_2 képződési reakció) viszonylag lassú a hidroxilgyök és szénhidrogének közötti reakcióhoz képest. Ennek következtében a peroxilgyökök jobban felhalmozódnak mint a nagyon nagy reakcióképességű hidroxilgyökök.

2.4. *Aeroszol részecskék keletkezése.* A kén-dioxid gáz szulfát részecskékké történő fotokémiai átalakulását az ötvenes évek kezdete óta tanulmányozzák. A kezdeti vizsgálatok leglényegesebb vonása az, hogy a kutatók a jelenség magyarázatakor az SO_2 molekulák közvetlen fotooxidációját tételezték fel. Úgy gondolták, hogy a gerjesztett SO_2 molekulák az oxigénnel könnyen reakcióba lépnek. Az újabb vizsgálatok azonban kimutatták (Calvert et al., 1978), hogy a kén-dioxid direkt fotooxidációja troposzferikus feltételek mellett gyakorlatilag elhanyagolható. Jelenlegi elképzeléseink szerint az SO_2 -t a különböző szabad gyökök oxidálják a következő módon:

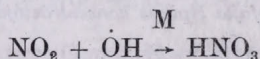


Calvert et al., (1978) úgy véli, hogy az első folyamat a döntő, amelyet a következő reakció kísér:



Modell számítások eredményei szerint az SO_2 átalakulási sebessége szennyezett levegőben az OH gyökökkel való reakció miatt 1%/óra nagyságrendű.

A nitrát részecskék elvileg hasonló módon keletkeznek, mint a szulfát részecskék. A nitrogén-dioxid molekulákat OH -gyökök alakítják át salétromsav molekulákká:



A homogén kémiai reakciókkal keletkezett kénsav, illetve salétromsav gőz a vízgőzzel együtt kondenzálódik és aeroszolt hoz létre. Ezek a kis méretű oldatcseppek egymással, esetleg más aeroszol részecskékkal gyorsan koagulálnak, ami az átlagos méret növekedésével, illetve a koncentráció csökkenésével jár. Elsősorban a salétromsav gőz kondenzációja már meglévő aeroszol részecskéken (kondenzációs magvakon) megy végbe (Kiang et al., 1973). Ennek köszönhetően a nitrát részecskék átlagos sugara nagyobb, mint a szulfát részecskéé.

3. Szmogban végbemenő folyamatok numerikus modellezése

A szmogban végbemenő folyamatok numerikus modellezése úgy történik, hogy felírjuk az egyes anyagfajták kémiai átalakulásának kinetikus egyenleteit. Ezek olyan differenciálegyenletek, amelyek a különböző komponensek koncentrációinak időbeni változását a szennyezőanyag koncentrációk függvényében adják meg (lásd pl. *Heicklen*, 1976). Az elsődleges szennyezőanyagok koncentrációjának megadásához természetesen az emisszió-mező időbeli változásának ismerete szükséges.

Az egyenletrendszer numerikus megoldásának alapvető feltétele, hogy ismerjük az egyes fotokémiai és termikus átalakulások sebességi állandóit. Ezek pontos és sokszor bonyolult laboratóriumi kísérletekkel mérhetők meg. A sebességi állandók a hőmérséklet (esetenként a légnyomás) függvényei, de sok esetben függnek a levegő vízgőz tartalmától is. Sőt a fotokémiai reakciók kinetikai paramétereinek kiszámításához a beeső napsugárzás-intenzitásának és az intenzitás hullámhossz szerinti eloszlásának ismerete is elengedhetetlen.

Ha tehát számításokat akarunk végezni, akkor az emisszió-mező változásain túlmenően, a különböző meteorológiai paraméterek időbeli menetének ismeretére is szükségünk van. A numerikus szimulálás nagy jelentőségét éppen az adja, hogy amennyiben megbecsüljük az elsődleges szennyezők várható emisszióját (a gépkocsiforgalomból, a hőmérséklet alapján várható fűtőanyag felhasználásból, stb.), és megmérjük a kezdeti koncentrációkat, akkor a meteorológiai helyzet (napsugárzás, felhőzet, hőmérséklet, stb.) előrejelzése lehetővé teszi a koncentrációk időbeli menetének prognózisát. Abban az esetben, ha a légáramlás nem hanyagolható el, és az inverzióig való keveredés nem teljes, vagy a domborzati viszonyok bonyolultak, akkor a modellezés természetesen sokkal nehezebbé, de nem kivihetetlené válik.

A számítási (előrejelzési) output adatokat nyilvánvalóan mért értékekkel kell ellenőriznünk. Ez megköveteli a legfontosabb komponensek koncentrációjának folyamatos regisztrációját. Különösen fontos az ózon (oxidánsok) állandó monitoringja, mivel ezt az anyagot a fotokémiai szmog jellemző indikátorának tekintik.

A modellezés végső célja az, hogy mielőtt adott anyag várható koncentrációja a megengedett felső határt eléri, a kijelölt szervek megfelelő védő intézkedést tegyenek. Ehhez természetesen levegőminőségi normák megállapítása szükséges, amely részben egészségügyi, részben egyéb intémények feladata. Az USA-ban pl. a fotokémiai oxidánsok óras koncentrációja nem haladhatja meg a $160 \mu\text{g m}^{-3} = 0.08 \text{ ppm}$ értéket. Ez az érték megegyezik a védett területekre vonatkozó tervezett magyar normával azzal a különbséggel, hogy a hazai norma félórás időintervallumra vonatkozik majd.

Láthatjuk tehát, hogy a fotokémiai szmog kutatásához, illetve az ellene való védekezéshez számos szerv és intézmény együttműködése szükséges. Véleményünk szerint erre hazai vonatkozásban is szükség lenne, mivel Budapesten (esetleg más városokban is) és nyáron a Balaton környékén a fotokémiai szmog keletkezésének meteorológiai és kémiai feltételei adóttak. A kutatások és intézkedések megszervezése a hazai környezetvédelem hatékonyságát fokozná.

Az elmondottak alapján azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az aeroszol részecskék szmogban való megjelenésének alapvető feltétele a szabad gyökök előzetes keletkezése.

- Calvert, J. G., Fu Su, Bottenheim, J. W. and Strausz, O. P., 1978: Mechanism of the homogeneous oxidation of sulfur dioxide in the troposphere. *Atmospheric Environment* 12, 197-226.
- Davis, D. D., Heaps, W. and McGee, T., 1976: Direct measurements of natural tropospheric levels of hydroxyl via an aircraft borne tunable dye laser. *Geophys. Res. Lett.* 3, 331-333.
- Friedlander, S. K., 1978: A review of the dynamics of sulfate containing aerosols. *Atmospheric Environment* 12, 187-195.
- Green, H. L. and Lane, W. R., 1957: *Particulate clouds: dusts, smokes and mists*. Spon LTD, London.
- Haagen-Smit, A. J., 1952: Chemistry and physiology of Los Angeles smog. *Ind. Eng. Chem.* 44, 1342-1346.
- Haagen-Smit, A. J., Bradley, C. E. and Fox, M. M., 1953: Ozone formation in photochemical oxidation of organic substances. *Ind. Eng. Chem.* 45, 2086-2089.
- Haagen-Smit, A. J. and Fox, M. M., 1955: Automobile exhaust and ozone formation. *S.A.E. Trans.* 63, 575-580.
- Haagen-Smith, A. J. and Wayne, L. G., 1976: Atmospheric reactions and scavenging processes. In *Air pollution* (ed. A.C. Stern) vol. I. Academic Press, New York, San Francisco and London, 235-288.
- Heicklen, J., Westberg, K. and Cohen, N., 1971: Discussion on paper presented by E.R. Stephens. In *Chemical reactions in urban atmospheres* (ed. C.S. Tuesday). Elsevier, Amsterdam, 54-55.
- Heicklen, J., 1976: *Atmospheric chemistry*. Academic Press, New York, San Francisco and London.
- Hidy, G. M., Mueller, P. K. and Tong, E. Y., 1978: Spatial and temporal distribution of airborne sulfate in parts of the United States. *Atmospheric Environment* 12, 735-752.
- Kiang, C. S., Stauffer, D., Mohnen, V. A., Bricard, J. and Vigla, D., 1973: Heteromolecular nucleation theory applied to gas-to-particle conversion. *Atmospheric Environment* 7, 1279-1283.
- Mészáros, E., 1973: Evidence of the role of indirect photochemical processes in the formation of atmospheric sulphate particulate. *J. Aerosol Sci.* 4, 429-434.
- Perner, D., Ehhalt, D. H., Pätz, H. W., Platt, U., Röth, E. P. and Volz, A., 1976: OH-radicals in the lower troposphere. *Geophys. Res. Lett.* 3, 466-468.
- Weinstock, B., Daby, E. and Niki, H., 1971: Discussion on paper presented by E.R. Stephens. In *Chemical reactions in urban atmospheres* (ed. C.S. Tuesday). Elsevier, Amsterdam, 54-55.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept. – Oct. 1982, Budapest

Néhány gondolat a klíma dinamikus meteorológiai értelmezéséről*

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

Some thoughts about the dynamic meteorological interpretation of climate. The physical laws which govern the behaviour of the atmosphere are commonly expressed as a set of partial differential equations. It is often assumed that we may replace these equations by a set of n ordinary differential equations in n dependent variables, and with time as the dependent variable. If we treat the n variables as coordinates in an n -dimensional phase space, a particular state of the atmosphere becomes a point, the sequence of these states, i. e. weather, becomes an orbit, and climate is looked upon as the totality of points in phase space as time approaches infinity. The problem of characterizing climate consists of determining the probability distribution of the ensemble of phase points. In order to be able to consider climate as changing with time, climate is often defined in terms of some large but finite time interval. In this case some difficulties arise, among which the separation of weather from climate, as well as the distinction between the internal climatic system and the external climatic forcing are discussed. From a dynamic meteorological point of view, global climate may be defined as the stationary state of the atmosphere which is in equilibrium with the external influences. In this context, catastrophe theory seems to be a promising tool for investigating the structural stability of climate, i. e. the behaviour of the phase portrait of the climatic system under perturbations of the climatic forcing.

✱

Néhány gondolat a klíma dinamikus meteorológiai értelmezéséről. A légkör viselkedését meghatározó fizikai törvényeket parciális differenciálegyenletek rendszerével szoktuk kifejezni, és gyakran feltételezzük, hogy ezek n számú függő változót és az időt mint független változót tartalmazó közönséges differenciálegyenlet-rendszerrel helyettesíthetők. Ha az n változót egy n -dimenziós fázistér koordinátáinak tekintjük, akkor ebben a térben a légkör pillanatnyi állapotát egy pont, az időjárást egy pálya, az éghajlatot pedig a végtelenhez tartó idő során előálló pontoknak az összessége jelenti. Az éghajlat jellemzése a fázispontok halmaza valószínűségi eloszlásának a meghatározásából áll. Hogy az éghajlatot időben változónak tekinthesstük, ezt a feladatot gyakran hosszú, de véges időszakokra értelmezzük. Az ebben az esetben előálló nehézségek közül részletesebben az időjárás és az éghajlat, valamint a belső éghajlati rendszer és a külső éghajlati kényszerek elhatárolásával foglalkozunk. Dinamikus meteorológiai szempontból a globális éghajlat a légkörnek az a stationárius állapota, amely egyensúlyban áll a külső kényszerekkel. Ebben az értelmezésben a katasztrófaelmélet hasznos eszköznnek ígérkezik az éghajlat strukturális stabilitásának, azaz annak a problémának a vizsgálatához, hogy miként viselkedik az éghajlati rendszer fázisképe az éghajlati kényszerek perturbációja során.

✱

Bevezetés. Ismeretek átadása az ifjabb nemzedéknek: *minden* tanár kötelessége. A gondolkodásra tanítás: a *jó* tanár elengedhetetlen ismérve. Ám szemléletet nyújtani, mégpedig olyat, amely egy életen át elkísér, csak *kivétele*s

* Az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságának *Bodolai István* munkásságát méltató kibővített ülésére készített tanulmány.

képességű tanárok tudnak. Ilyen egyéniség volt – legmélyebb meggyőződéseim szerint – egyetemi éveim dinamikus meteorológia tanára, majd egy évtizeden keresztül közvetlen szakmai vezetőm: *Bodolai István*.

Szerette a meteorológiáról vallott nézeteit jelképes formában kifejezni. „Meg kell tanulnunk a légkör fejével gondolkozni” – állította, és tagadott minden ettől a gondolkodástól idegen, tehát végeredményben a jó kutatást gátló kötöttséget. Tagadta a dinamikus és szinoptikus meteorológia merev szétválasztásának jogosultságát, és tagadta az ember alkotta időskálákhoz kötődést (amilyen például akár a hét, akár a hónap), amely – mint ilyen – nem lehet értelmezve a légkör számára. Bizonyára tagadta volna ezért a klíma merev elhatárolását is a dinamikus meteorológiától – ha ilyen beszélgetésre valaha is sor kerülhetett volna közöttünk. *Bodolai István* mindvégig megmaradt az *időjárás* folyamatok lankadatlan kutatójának – engem a körülmények a légkör hosszú időskálákon mutatott viselkedésének a tanulmányozása felé irányítottak. A tőle kapott szemléletmódot azonban igyekeztem a *klimatológia* szférájában is megőrizni. Hogy mennyire bizonyul a dinamikai szemlélet gyümölcsözőnek a meteorológiának ebben a sokáig mostohán kezelt – sokak szerint inkább a geográfiához tartozó – ágában? Ennek elbírálására hivatottak az alábbi gondolatok.

1. A légkör kormányzó differenciálegyenlet-rendszere és annak fázistere

A dinamikus meteorológia felfogása szerint a légkör viselkedését egy sor fizikai törvény határozza meg. Ezeket a törvényeket matematikailag a legkézenfekvőbb differenciálegyenletek rendszerével reprezentálni. Ezekben az egyenletekben az ismeretlen függvények a légkör $x^{(1)}$, $x^{(2)}$, ..., $x^{(n)}$ termodinamikai és hidrodinamikai állapotjelzői, tehát például a levegő hőmérséklete, nyomása, vízgőztartalma, mozgásának a karakterisztikái, stb. Mivel ezek az állapotjelzők nemcsak a t időtől, hanem egymástól is függenek, azaz az ismeretlenek többváltozós függvények, ezért az egyenletek *parciális differenciálegyenletek* lesznek. Továbbá, mivel a légkörnek az egyik legalapvetőbb tulajdonsága, hogy állapotjelzői magával a mozgással transzportálódnak – azaz fellép az *advekcio* folyamata –, ezért az egyenletekben $x^{(i)}$, $x^{(j)}$ típusú tagok is megjelennek, tehát a parciális differenciálegyenletek *nem-lineáris* jelleget öltenek.

Közismertek azok a matematikai nehézségek, amelyek az ilyen típusú egyenletek megoldásánál jelentkeznek. E problémák megkerülése érdekében, tehát abból a célból, hogy ezeket az egyenleteket például egy időjárás prognózis elkészítéséhez numerikus módszerekkel integrálni tudjuk, kénytelenek vagyunk eredeti egyenletrendszerünket egyváltozós, azaz *közönséges* differenciálegyenletek nagyszámú rendszerével helyettesíteni. Ennek során – igazodva a légköri folyamatok természetéhez és a megoldandó feladatok igen széles köréhez – független változónak a t időt szoktuk választani, amit egy kezdeti időpont és egy időegység előírásával a valós számok halmazával írunk le.

A légköri folyamatokat meghatározó közönséges differenciálegyenletek így előálló normál rendszere általánosságban

$$\frac{dx^{(1)}}{dt} = f^{(1)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}; u^{(1)}, u^{(2)}, \dots, u^{(m)})$$

$$\frac{dx^{(2)}}{dt} = f^{(2)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}; u^{(1)}, u^{(2)}, \dots, u^{(m)})$$

$$\frac{dx^{(n)}}{dt} = f^{(n)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}; u^{(1)}, u^{(2)}, \dots, u^{(m)})$$

alakú, vagy vektoriálisan

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = f(t, \mathbf{x}; \mathbf{u}), \quad (1)$$

ahol

$$\mathbf{x} = (x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}),$$

$$\mathbf{u} = (u^{(1)}, u^{(2)}, \dots, u^{(m)}).$$

Ebben az n -edrendű normál egyenletrendszerben a t idő a független változó, \mathbf{x} a lékör állapotát meghatározó ismeretlen függvény, \mathbf{u} pedig a légkört kívülről vezérlő ismert, vagy előírt függvény. Az $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}$ változókat nevezzük *belső paramétereknek* is, az $u^{(1)}, u^{(2)}, \dots, u^{(m)}$ mennyiségeket pedig *külső paramétereknek*; ez utóbbiak sorába tartozik például az ultraibolya napsugárzás illetve az infravörös teresztikus sugárzás intenzitása és spektrális eloszlása, vagy a felszín eltérő hőkapacitása (mint *termikus kényszerek*), továbbá a felszín eltérő érdessége, vagy a hegyvonulatok elrendeződése (mint *mechanikai kényszerek*). Azokat a dinamikai rendszereket, amelyeknek az (1) alakú ún. *kormányzó egyenletében* az \mathbf{u} „kényszer” explicit formában megjelenik, *kényszerített rendszereknek* nevezzük. Az \mathbf{u} kényszer minden esetben az energia *cseréjét* jelenti maga a rendszer és annak „környezete” között. Közlebbbről: a kényszer nem csupán az energiának a rendszerbe történő betáplálódását jelenti, hanem az onnan történő kivonódását, ún. *disszipálódását* is. E körülményt hangsúlyozandó, az (1) típusú rendszereket *kényszerített disszipatív rendszereknek* is szokás nevezni.

Az (1) egyenletben megjelenő

$$f^{(i)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}) \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

függvényekről általában feltételezzük, hogy értelmezési tartományukban folytonosak, továbbá, hogy

$$\frac{\partial f^{(i)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)})}{\partial x^{(j)}} \quad (i, j = 1, 2, \dots, n)$$

alakú parciális deriváltjai léteznek és szintén folytonosak.

Az (1) egyenlet komplex voltának redukálása érdekében gyakran alkalmazunk két egyszerűsítő feltételezést:

(i) a külső kényszerek a dinamikai rendszernek csak a $t = t_0$ időponthoz tartozó kezdeti állapotát befolyásolják, ezt követően az állapotváltozások a rendszer belső törvényszerűségeit követve „szabadon” mennek végbe;

(ii) a t független változó az egyenletben explicit formában nem fordul elő,

azaz azok a belső törvényszerűségek, amelyek szerint az állapotváltozások végbemennek, függetlenek az időtől: a dinamikai rendszer ún. *autonom rendszer*.

E feltételek bevezetésével az (1) egyenlet a

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = f(\mathbf{x}) \quad (2)$$

alakra redukálódik.

Legyen

$$\mathbf{x} = \boldsymbol{\varphi}(t) \quad (3)$$

a (2) normál autonom rendszernek egy tetszőleges megoldása, ahol

$$\boldsymbol{\varphi}(t) = (\varphi^{(1)}(t), \varphi^{(2)}(t), \dots, \varphi^{(n)}(t)).$$

A (3) megoldást, illetve magát a (2) egyenletet szemléletesen interpretálhatjuk, ha a következő megfontolásokat alkalmazzuk. Tekintsük az \mathbf{x} vektor $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}$ komponenseit egy n -dimenziós euklideszi tér koordinátáinak. Ebben az esetben a $t = t_0$ időpillanathoz tartozó \mathbf{x}_0 vektor $x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)}$ komponensei ennek a térnek egy *pontját* jelölik ki, az időfüggő (3) megoldás pedig az $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}$ koordinátájú pontnak ebben a térben történő *mozgását* jelenti. A pont a mozgása során a térben egy görbét ír le; ezt a görbét a mozgás *trajektóriájának* vagy *pályájának* nevezzük. Végül a tér minden egyes $(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)})$ pontjának megfeleltethető egy olyan n tagú

$$\begin{aligned} f^{(1)}(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)}) \\ f^{(2)}(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)}) \end{aligned}$$

⋮

$$f^{(n)}(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)})$$

számsorozat, amelyet felfoghatunk az $(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)})$ pontból kiinduló $\mathbf{f}(x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)})$ vektor koordinátáiként. Ha mármost az $\mathbf{x} = \boldsymbol{\varphi}(t)$ megoldásnak megfelel a trajektóriát leíró pont mozgása, s emellett a $t = t_0$ időpillanatban ez a mozgó pont áthalad az $\mathbf{x}_0 = (x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)})$ ponton, akkor a (3) megoldással leírt mozgásnak az \mathbf{x}_0 ponton történő áthaladásakor a *sebességvektora* egybeesik az $\mathbf{f}(x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)})$ vektorral. Ezt az egybeesést pontosan a (2) egyenlet fejezi ki az

$$\begin{aligned} \mathbf{x} &= \mathbf{x}_0 \\ t &= t_0 \end{aligned}$$

esetben.

Azt az n -dimenziós euklideszi teret, amelyben a (2) autonom rendszer (3) megoldásait trajektóriákkal, magát a (2) autonom rendszert pedig vektortérrel interpretáljuk, a (2) rendszer *fázistérének* nevezzük. A fázistérben a dinamikai rendszer meghatározott t időpillanathoz tartozó \mathbf{x} állapota egyetlen pont, állapotváltozása pedig egyetlen (autonom rendszerben önmagát nem metsző) trajektória. A tetszőleges t -re fennálló

$$\boldsymbol{\varphi}(t + \vartheta) = \boldsymbol{\varphi}(t)$$

egyenlőség esetében a (3) megoldás ϑ periódusú *periodikus megoldás*, amelynek a fázistérben *zárt trajektória* felel meg. Ha pedig minden t -re fennáll a

$$\varphi(t) = \mathbf{a}$$

egyenlőség, ahol $\mathbf{a} = (a^{(1)}, a^{(2)}, \dots, a^{(n)})$ a fázistér olyan rögzített pontja, amely független az időtől, akkor az \mathbf{a} pont a dinamikai rendszer *egyensúlyi helyzete*. Az \mathbf{a} pontot szintén trajektóriaként értelmezzük: ez a *pontrajektória* (Pontrjagin, 1972).

2. Az éghajlat fogalmának definíciója

Ha a (2) rendszert a légköri folyamatokat kormányzó egyenletrendszernek tekintjük, akkor lehetővé válik néhány meteorológiai alapfogalom pontos értelmezése és szemléltetése a fázistérben. A légkörnek a $t = t_0$ rögzített időpillanathoz tartozó $\mathbf{x} = \mathbf{x}_0$ állapota a meteorológiai értelemben használt *idő*; az időt a fázistérben egyetlen *pont* reprezentálja. A (3) megoldás az egymást követő éghajlati állapotok sorozatát írja le, ez az *időjárás* – az időjárás a fázistérben egyetlen trajektória képviseli. Annak a $t > t_0$ időpillanathoz tartozó $\mathbf{x} = \varphi(t)$ megoldásnak a megkeresése, amely kielégíti a $\varphi(t_0) = \mathbf{x}_0$ kezdeti feltételeket, a t időpontra szóló *időjárás előrejelzés* feladatának felel meg; az időjárás prognosztizálása tehát annak a trajektóriának az előállítását jelenti a fázistérben, amely a $t = t_0$ időpillanatban az \mathbf{x}_0 ponton áthalad. Az \mathbf{x}_0 ponthoz tartozó \mathbf{f} vektor megadásával értelmezhetjük a légköri állapot megváltozásának pillanatnyi rányát és sebességét is; a matematikában ezt a karakterisztikát *fázissebességek* nevezik, a meteorológiában erre a fogalomra nem alakult ki önálló terminológia. Végül abban az esetben ha azoknak az \mathbf{x} pontoknak a *sokaságát* vizsgáljuk a fázistérben, amelyeken a $t = t_0$ időpillanatban az \mathbf{x}_0 pontot érintő trajektória a $(-\infty, +\infty)$ időintervallum során áthalad, akkor az *éghajlat* matematikájával találjuk szemben magunkat. Ebben a közelítési formában tehát az *éghajlat a légköri állapotok összessége*, az éghajlat meghatározása pedig az időjárás előrejelzésének az a speciális esete, amikor „végtelen időtávra szóló prognózist” kell végrehajtani (von Neumann, 1960; Charney, 1960).

Az éghajlat fogalmának a fentiekben bevezetett értelmezése számos elvi kérdést vet fel, lényegesen többet, mint azt talán első pillanatban gondolnánk. A következőkben – inkább logikai, mint fontossági sorrendet követve – ezek közül az általunk leglényegesebbnek ítélt kérdéseket tekintjük át.

a) *Az éghajlat jellemzésének módszere*. Ha az éghajlat a légköri állapotoknak a $t \rightarrow \infty$ során előálló összessége, akkor egy adott földrajzi pontban (pontosabban abban a térrészben, amelyre az \mathbf{x} változó adott időpillanathoz tartozó értékét érvényesnek tekintjük) az egymást követő légköri állapotok az \mathbf{x} változó $\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_t (t \rightarrow \infty)$ *idősoraként* jelennek meg. Az \mathbf{x} vektor idősorában fellelhető sztochasztikus törvényszerűségek a *matematikai statisztika* módszereivel írhatók le. Ennek a metodikának a lényege az, hogy az idősor $\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_t (t \rightarrow \infty)$ elemeit az \mathbf{x} *valószínűségi vektorváltozó* sorozatának tekintjük, és a feladatot az \mathbf{x} változó

$$F(\mathbf{q}) = P(\mathbf{x} < \mathbf{q})$$

alakú *eloszlásfüggvényének*, illetve az $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(n)}$ *valószínűségi változók* n -változós

$$F(q^{(1)}, q^{(2)}, \dots, q^{(n)}) = P(x^{(1)} < q^{(1)}, x^{(2)} < q^{(2)}, \dots, x^{(n)} < q^{(n)})$$

alakú *együttes eloszlásfüggvényének* a meghatározása jelenti. Az $F(\mathbf{q})$ függvény minden \mathbf{q} vektorra (azaz minden $q^{(1)}, q^{(2)}, \dots, q^{(n)}$ rendezett szám n -esre) meg-

adja, hogy mekkora valószínűséggel vesz fel az \mathbf{x} állapotvektor a véletlennek tekintett változása során q -nál kisebb értéket (azaz annak a valószínűségét, hogy az

$$\begin{aligned} x^{(1)} &< q^{(1)} \\ x^{(2)} &< q^{(2)} \\ &\vdots \\ x^{(n)} &< q^{(n)} \end{aligned}$$

egyenlőtlenségek egyidejűleg teljesülnek). Az eloszlásfüggvény ismeretében az $\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_t$ ($t \rightarrow \infty$) idősor valószínűségeloszlásának jellemző adatai (várható érték, szórása és magasabb momentumai) meghatározhatók — ezek együttesét *klimaparamétereknek* (vagy *éghajlati jellemzőszámoknak*) nevezzük.

Miután megállapodtunk az éghajlat jellemzésének módszerében, az elméleti klimatológia alapkérdését annak az általánosabb matematikai problémának a speciális eseteként foghatjuk fel, amikor az (1) vagy a (2) kormányzó egyenlet megoldásainak az eloszlásfüggvényét kell magából az (1) vagy a (2) egyenletből előállítani. Ez a probléma közvetlenül elvezet az éghajlat *létezésének és egyértelműségének* kérdéséhez.

Hangsúlyozni szeretnénk, hogy az éghajlat-fogalom fentebb bevezetett definíciója szerint az éghajlat elvileg *független* attól a módszertől, amellyel ezt a fogalmat a gyakorlatban jellemezni kívánjuk. Szigorúan véve tehát a légköri állapotok összessége olyan absztrakció, amelynek az egzisztenciáját *elméletileg* értelmetlen kétségbe vonni. Ugyanakkor azonban jogos igény, hogy ezzel a fogalommal a *gyakorlatban* tudjunk dolgozni — ennek pedig feltétele az, hogy az éghajlat jellemzésére választott metodika valóban alkalmazható legyen, azaz az (1) egyenlet megoldásai valószínűségi változókként is értelmezhetők legyenek. Az éghajlat egzisztenciájának a kérdését a következőkben ebben az értelemben vetjük fel.

b) *Az éghajlat egzisztenciája.* Tudjuk, hogy vannak olyan egyenletek, amelyeknek a megoldásai az integrálási idő növelésével végtelenné válnak, azaz ezek a megoldások nem tekinthetők valószínűségi változóknak. Ha például a (2) egyenletnek nincs $\mathbf{x}_0 = \mathbf{x}_1 = \mathbf{x}_2 = \dots$ stacionárius megoldása, akkor az $f(\mathbf{x})$ függvény feltételezett folytonossága miatt vagy $\mathbf{x}_0 < \mathbf{x}_1 < \mathbf{x}_2 < \dots$, vagy $\mathbf{x}_0 > \mathbf{x}_1 > \mathbf{x}_2 > \dots$. Ezért $\mathbf{x}_t \rightarrow \infty$, vagy $\mathbf{x}_t \rightarrow -\infty$, ha $t \rightarrow \infty$, hiszen bármilyen véges határ stacionárius megoldást jelentene. De még a minden időre korlátos megoldású egyenletek között is vannak olyanok, amelyeknél a partikuláris megoldásoknak a t_0 és t időpontok közötti időintervallumra vonatkozó $\bar{\mathbf{x}}$ átlagai nem konvergálnak semmiféle határértékhez, miközben $t \rightarrow \infty$. Ezekben az esetekben azt mondjuk, hogy a (2) kormányzó egyenlet *nem generál éghajlatot*.

Ami a légkört illeti, általában feltételezzük, hogy az (1) és a (2) egyenlet nem tartozik az egyenletek említett (valószínűleg kivételes) osztályába. Azt azonban világosan kell látnunk, hogy *nincs semmiféle a priori ok arra vonatkozóan, hogy klímának léteznie kell* (Lorenz, 1964).

c) *A klíma stabilitása és unicitása.* Az időjárás előrejelzése matematikai értelemben tipikus *kezdetiérték-feladat*. A klíma meghatározásának problémáját — szembeállítva azt a rövidtávú prognosztikai feladattal — gyakran fogalmazzák meg olyan végtelen távra szóló előrejelzésként, amelynél az eredmény „gyakorlatilag független a kezdeti feltételektől” (von Neumann, 1960), mivel a rendszer ilyen hosszú távon „elfelejti a kezdeti feltételeket” (Smagorinsky, 1974). Felejtetni azonban valójában csak lineáris disszipatív rendszerek tud-

nak, ezért a légkör — mint nem-lineáris rendszer — nem rendelkezik ezzel a szerencsés tulajdonsággal. A légkör emlékezik, de a disszipáció miatt felejt is; így a klíma elméletének kritikusa kérdése az, hogy végsősoron mi marad meg a légkör emlékezetében. *J. von Neumann* már 1955-ben* úgy vélekedett, hogy azok a lehetséges x_0 kezdeti feltételek, amelyekben a légkör a $t = t_0$ időpillanatban áthalad, valamiképpen csoportokat alkotnak oly módon, hogy minden csoport $t \rightarrow \infty$ során ugyanahhoz az együttes eloszlásfüggvényhez vezet, míg két különböző csoport egymástól szignifikánsan különböző eloszlásfüggvényeket eredményez. Várható tehát, hogy különböző általános éghajlati feltételekhez jutunk attól függően, hogy a kormányzó egyenlet kezdeti feltételei melyik csoportba esnek. Következésképpen nem létezik *a priori* ok arra, hogy ha létezik éghajlat, akkor annak *egyértelműnek* kell lennie.

Ha a kezdeti feltételeket kismértékben, de különben véletlenszerűen módosítjuk, és ennek ellenére az eredő eloszlásfüggvény változatlan marad, akkor az éghajlatot *stabilisnak* nevezzük. Ha egy hasonló módosítás eredményeként az eloszlásfüggvény zérus valószínűséggel marad változatlan, akkor az éghajlat *instabilis*.

Tovább lépve, elméletileg arra sincs *a priori* ok, hogy egy stabilis klímának egyértelműnek kell lennie. Azt a rendszert, amely csak egyetlen stabilis klímát generál, *tranzitív* (vagy *ergodikus*) rendszernek nevezzük, míg az egynél több stabilis klímával rendelkező rendszer *intranszitiv*.

Földünk általános cirkulációját nem tudjuk leállítani, hogy megvizsgáljuk: újra indítva vajon ismét az ismert éghajlati kép alakul-e ki. Ezért talán soha nem kapunk választ arra a kérdésre, hogy a földi légkör ergodikus-e. A laboratóriumi és numerikus kísérletek során reprodukált rendszerekben azonban túlságosan is könnyű [például az (1) egyenletben szereplő valamelyik $u^{(i)}$ kényszer csekély módosításával] két stabilis klímát generálni. Ezért a klíma letermináltságának kérdését nem lehet pusztán teoretikus érdekességként kezelniünk (*Lorenz*, 1968; 1975).

3. Az éghajlat fogalmának véges időszakra vonatkozó definíciója

Az éghajlat fogalmát eddig — az időjárás fogalmának egyetlen logikus és önkényes korlátokat nélkülöző kiterjesztésével — a légköri állapotok $t \rightarrow \infty$ időszakot felölelő sokaságaként értelmeztük. Gyakorlati szempontból e definícióval szemben két súlyos ellenérv sorakoztatható fel:

(i) végtelen időszakra gyakorlatilag lehetetlen együttes eloszlásfüggvényeket meghatározni, arról nem is beszélve, hogy ilyen hosszú idősorokkal természetesen nem rendelkezünk;

(ii) $t \rightarrow \infty$ esetén a klímáparamétereket nem tekinthetjük *időben változó* jellemzőszámoknak, azaz értelmetlenné válik minden *éghajlatváltozással*, illetve *éghajlatingadozással* kapcsolatos kérdésfelvetés.

A gyakorlatban ezért kompromisszumra kényszerülünk: az éghajlatot valamilyen „elelegendően hosszú, de véges” időszakra vonatkoztatott paraméterekkel írjuk le. A klimatográfiában konvencióvá vált az ún. *éghajlati normálértékeket* rögzített harminc éves időszakok idősorából előállítani, míg a különböző konkrét igényeket kielégítő vizsgálatoknál a klímáparamétereket olyan idő-

* 1955 októberében *Neumann János* nemzetközi konferenciát hívott össze a Princeton-i (New Jersey, U.S.A.) *Institute for Advanced Study*-ban annak a kérdésnek a megvitatására, hogy miként alkalmazhatók a numerikus integrációs eljárások az általános cirkuláció matematikájában. Valójában ettől az időponttól beszélhetünk a *klíma dinamikájáról*, miként a kilenc évvel korábban ugyanitt megrendezett konferencia is fordulópontot jelentett a tranziens légköri folyamatok dinamikai elemzésének és a numerikus prognosztikának a történetében.

intervallumra vonatkoztatni, amelyre „éghajlati” jellegű következtetéseket akarunk levonni.

Egy ilyen kompromisszumos definíció alkalmatlan arra, hogy biztos alapja legyen a klímaelmélet precíz matematikai kereteinek. A probléma megkerülésének egyetlen egzakt lehetőségeként az az út kínálkozik, amelyet a statisztikus termodinamika megalkotói követtek, amikor elvileg ugyanilyen nehézséggel találták szemben magukat egy fizikai rendszer makroszkopikus jellemzőinek (nyomás, hőmérséklet) értelmezése során. A légkör esetében azonban a *statisztikus sokaság* fogalmának precíz alkalmazásához a Földdel azonos égitestek sokaságát kellene elképzelnünk, tehát ez az út az éghajlat éppen olyan elvont definíciójához vezetne el, mint a légköri állapotok $t \rightarrow \infty$ összességeként értelmezett klíma (Leith, 1977; Götz, 1982). Így a meteorológus számára sem marad más választás, mint arra az álláspontra helyezkedni, amire a tudományos, műszaki és gazdasági élet megannyi problémája vezet: *az éghajlat a légköri állapotok olyan ideális sokasága, amelynek az együttes eloszlásfüggvényét a rendelkezésre álló véges hosszúságú idősorok alapján becsüljük meg.* Ezzel a definícióval az éghajlat jellemzésének kérdését arra az ismert statisztikai problémára vezetjük vissza, amikor egy nagy populáció valószínűségi karakterisztikáit kell véges számú mintából megbecsülni.

Az éghajlatnak ilyen módon történő értelmezése szintén egy sor elvi kérdést vet fel. Ezek közül az alábbiakban csak a két legfontosabbnak vélt kérdést ragadjuk ki.

a) *Az éghajlati időskála megválasztása.* Azzal, hogy elvetettük az éghajlatnak a $t \rightarrow \infty$ időtávra szóló értelmezését, gyakorlatilag szabaddá tettük annak a T időszaknak a megválasztását, amire a klímát, mint a légköri állapotok ezen időszak során előforduló összességét vonatkoztatjuk. Nyilvánvaló, hogy ha T túlságosan rövid, akkor az így jellemzett éghajlat aligha különböztethető meg az időjárás fluktuációjától. A T növekvő értékeire a megfelelő éghajlat fokozatosan egyre függetlenebbé válik a véletlenszerű időjárási jellegű ingadozásoktól (és állandónak feltételezett u kényszer esetén természetesen magától a T megválasztásától is). Hol jelöljük ki T_{\min} értékét, vagy más szóval: *mi legyen az elemi éghajlati időtáv, azaz az éghajlati időskála alsó határa?*

Ha követelményként azt mondjuk ki, hogy már az elemi éghajlati időtávra számított klímaméterekben se a légkör tranzienis jellege domináljon, akkor a kérdésre két, egymástól szemléletileg különböző válasz adható.

(i) Tudjuk, hogy a mérsékelt földrajzi szélességeken a légkör tranzienis viselkedése elsődlegesen azokban a Rossby-hullámokban jut kifejezésre, amelyek a zonális alapáramlás baroklin instabilitása révén alakulnak ki. A baroklin instabilitást a meridionális hőmérsékleti gradiens éleződése kelti, a Rossby-hullámok pedig a meridionális hőátvitel lebonyolításával a gradiens értékét redukálják. Így alakul ki a légkör ún. *index-ciklusa*, amely azt az időszakot fedi le, ami a zonális alapáramlás megbomlása és a zonális elrendeződés visszaállása között eltelik. Mivel az időjárás alakulásának térben és időben egyaránt legnagyobb skálájú meghatározói a Rossby-hullámok, logikusnak tűnik a légkör egy index-cikluson belüli történéseit „időjárási” jellegű eseményeknek tekinteni, az azon túliakat pedig valami másnak — nevezzük ezt „éghajlatinak”. Mivel az index-ciklus karakterisztikus hossza 40 nap, ebből a *szinoptikus jellegű* megfontolásból T_{\min} -ra ez a választás adódik.

(ii) A probléma *statisztikus jellegű* megközelítéséhez jelölje μ az x állapotvektor várható értékét, $\varphi(t)$ és $\varphi(t+\tau)$ pedig a (2) rendszer egymást τ időköz-

yire követő két tetszőleges megoldását. Jelölje továbbá $\Delta\varphi(t)$ a $\varphi(t)$ megoldások anomáliáit a μ várható érték körül; ekkor

$$\varphi(t) = \mu + \Delta\varphi(t)$$

3

$$\overline{\varphi}(T) = \mu + \overline{\Delta\varphi}(T),$$

hol a felülvonás egy véges T időszakra vonatkozó átlagolást jelöl. Legyen $\sigma^2 \Delta\varphi(t)$ anomáliák, σ_T^2 pedig a $\overline{\Delta\varphi}(T)$ anomáliák varianciája. A valószínűségzámítás elméletét felhasználva kimutatható, hogy ennek a két szórásnégyzetnek a hányadosa a

$$\left(\frac{\sigma_T}{\sigma}\right)^2 = \frac{2}{T} \int_0^T \left(1 - \frac{\tau}{T}\right) e^{-\nu|\tau|} d\tau \quad (4)$$

lakban írható fel, ahol ν azt fejezi ki, hogy az \mathbf{x} állapotvektor Markov-folyamatnak feltételezett változása során milyen mértékben határozza meg $\varphi(t+\tau)$ értékét annak $\varphi(t)$ értéke (Leith, 1973). A vizsgálatok szerint a légköri folyamatok esetében a mérsékelt földrajzi szélességeken $\nu \approx 0,3 \text{ nap}^{-1}$, és ennek a paraméternek a segítségével definiálható egy ún. *tényleges függetlenségi idő*:

$$T_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\nu|\tau|} d\tau = \frac{2}{\nu}, \quad (5)$$

mely a $\varphi(t)$, $\varphi(t+\tau)$, $\varphi(t+2\tau)$, ... idősor statisztikai értelemben független $\varphi(t)$, $\varphi(t+T_0)$, $\varphi(t+2T_0)$, ... tagjai közötti karakterisztikus időt határozza meg. A légköri folyamatok esetében $T_0 \approx 6,7$ nap. A T_0 fogalmának bevezetésével (4) a

$$\frac{\sigma_T}{\sigma} = \sqrt{\frac{T_0}{T}} \quad (6)$$

lakban írható fel. Mármost a $\varphi(t)$, $\varphi(t+\tau)$, $\varphi(t+2\tau)$, ... idősor elemeinek σ szórása egyértelműen az *időjárás* fluktuációit jellemzi, a $\varphi_1(T)$, $\varphi_2(T)$, ... idősor elemeinek σ_T szórásától pedig szeretnénk elvárni, hogy *éghajlati jellegű* fluktuációkat fejezzen ki. Mivel az éghajlati jellemzőktől a többi között azt is reméljük, hogy a T időszak növelésével aszimptotikusan egy statisztikai gyensúly felé tartó rendszer állapotát írják le, kézenfekvő igény, hogy σ_T karakterisztikusan kisebb legyen σ értékénél, azaz $\sigma_T/\sigma \rightarrow 0$. Ha (teljesen önkényesen) *minimális* feltételként azt kívánjuk meg, hogy $\sigma_T/\sigma < 0,5$ legyen, akkor i) szerint kell hogy az éghajlati időskála alsó határa, $T \equiv T_{\min} > 27$ nap legyen (Götz, 1982)*.

A gyakorlatban elemi éghajlati időhossznak a naptárilag jól azonosítható

* A μ várható érték elfogadható becsléséhez természetesen a $T \gg T_{\min}$ választás szükséges. harminc év megfigyeléseiből számított és *éghajlati normálként* kezelt $\bar{\mathbf{x}}$ átlag például μ értékét egyes hónapokra 0,08 értékű, az esztendőre vonatkozóan pedig 0,02 értékű relatív standard hibával becsüli.

egy hónapot szokás tekinteni. Más megfogalmazásban: az egy hónapos idősor az a legrövidebb *éghajlati minta*, amelynek alapján *éghajlati jellegű anomáliák* számíthatók.

b) *Éghajlati rendszer, éghajlati kényszerek*. A véges időtávra definiált klíma fogalmának a bevezetése az időjárást az éghajlattól elválasztó időskála kijelölésén kívül egy másik határvonal meghúzását is szükségessé teszi. Ez az elhatárolás lényegében az (1) kormányzó egyenlet jobb oldalán megjelenő függvények szétválasztását jelenti az x függvénnyel leírt *belső rendszerre* és az u függvénnyel leírt *külső rendszerre*. A belső rendszer — eddigi megfontolásaink egyenes következményeként — mindenekelőtt maga a légkör, amelynek állapotát a viszonylag gyors fluktuációk jellemzik. A belső rendszer beleágyazódik az őt körülvevő külső rendszerbe (az őt körülölelő földi és extraterresztrikus szférákba), amely viszonylag lassan változó külső kényszert fejt ki a belső rendszerre. Ilyen nézőpontból közelítve a problémát, *az éghajlat a belső rendszer állapotainak olyan elképzelt sokasága, amely egyensúlyban áll a lassan változó külső kényszerekkel*. A belső sokaságot a légköri állapotok miriádja alkotja; minden egyes állapot ugyanannak az u külső kényszernek a hatására és a belső rendszer fizikai törvényszerűségeinek engedelmessé válva realizálódik.

Az éghajlatnak egy ilyen jellegű definíciója, lényegét tekintve, nem áll messze attól, ahogyan a klasszikus statisztikus termodinamika a fizikai rendszer makroszkopikus állapotváltozóit értelmezi. Ez a definíció lehetővé teszi olyan elméletileg jól meghatározott $\bar{x}^{(1)}, \bar{x}^{(2)}, \dots, \bar{x}^{(n)}$ halmazátlagok kiszámítását, amelyek mentesek az egyedi realizációk sztochasztikus fluktuációitól. A belső rendszer ergoditásának a feltételezése ebben az esetben azt jelenti, hogy változatlan u külső kényszer mellett az $\bar{x}^{(i)}$ halmazátlagok megegyeznek a $t \rightarrow \infty$ időszakra képezett individuális időátlagokkal. Ugyanakkor egy véges időskálán értelmezni tudjuk a halmazátlagoknak a változó külső kényszer következtében előálló változásait, azaz beszélhetünk az egymást követő rövidebb T éghajlati időskálákon a klíma *ingadozásáról*, hosszabb T időskálákon pedig a klíma *változásáról*.

A belső és a külső rendszert elválasztó határvonalat nem könnyű pontosan definiálni. Ennél a problémánál gyakran alkalmazzuk azt a kikötést, hogy a külső rendszer legyen lényegében független a belső rendszertől, azaz a két rendszer között vagy egyáltalában ne alakulhasson ki visszacsatolási folyamat, vagy ha igen, akkor az nagyon lassú folyamat legyen. Ilyen kontextusban szokás a belső rendszert *éghajlati rendszernek*, a külső rendszer összetevőit pedig *éghajlati kényszereknek* nevezni. Nyilvánvaló, hogy ebben az esetben a légkört körülvevő szférák hovatartozását két tényező határozza meg: a T éghajlati időskála megválasztása és a rendszerek paramétereinek a T időskálához viszonyított igazodási ideje.

Közismert, hogy a rendszer egészét tekintve, annak legmobilisabb összetevője maga a légkör: a troposzféra igazodási ideje a változó termikus kényszerekhez a makro-skálán 3 nap. Hasonlóan gyors a száraz talajfelszín termikus igazodási ideje is. Így a legrövidebb éghajlati időskálán (amely, mint láttuk, $T_{\min} \approx 27$ nap) ez a két szféra mindenképpen az éghajlati rendszer része, míg a többi szféra és az extraterresztrikus hatások éghajlati kényszerként működnek. A T időskála fokozatos növelésével egyre nagyobb lesz azoknak a külső kényszereknek a száma, amelyek az adott időtávokon már a légkör állapotával kölcsönhatásban változnak: az óceán mind mélyebb rétegeinek termikus viszonyai, a krioszféra kiterjedése, a földfelszín vegetációja — így fokozatosan ezek a szférák is az éghajlati rendszer komponenseivé válnak. Miközben $T \rightarrow \infty$, az

Éghajlati kényszerek sorában már csak olyanok maradnak, mint a termikus kényszerek közül a napsugárzás intenzitása, a mechanikai kényszerek között pedig Földünk hegyvonulatai.

A klímakutatás fontos területe az, amikor egy-egy paramétert önkényesen emelünk az éghajlati kényszer rangjára, illetve önkényesen változtatjuk meg egy-egy kiemelt éghajlati kényszer természetes értékkészletét. E vizsgálatokkal arra keressük a választ, hogy miként reagál az éghajlati rendszer erre a hipotetikusra, vagy sok esetben nem is annyira elképzelt, mint inkább az emberi tevékenység nyomán reálisan várható változásra. Az ilyen jellegű vizsgálatokat *klimaerzékenységi kísérleteknek* is nevezik, s bár jogosultságuk több oldalról is megkérdőjelezhető (Smagorinsky, 1979; Götz, 1982), gyakorlatilag az egyetlen módszer jelentik a nem kívánt antropogén hatások megbecslésére.

4. Az éghajlat térbeli értelmezése

Az eddigiekben az éghajlatot következetesen egyetlen pontra értelmeztük. A fogalom kiterjesztése a térre – a légkör háromdimenziós egészére – kézenfekvően kínálkozik.

A légkörnek egy adott pontban a $t = t_0$ rögzített időpillanathoz tartozó $\mathbf{x} = \mathbf{x}_0$ állapot (tehát a meteorológiai értelemben használt *idő*) globális értelemben az $\mathbf{x}_0 = x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \dots, x_0^{(n)}$ állapotjelzők n számú háromdimenziós terét az ún. *meteorológiai mezőket*) jelenti. Az *időjárás* globális értelemben ezeknek a meteorológiai mezőknek az $\mathbf{x} = \boldsymbol{\varphi}(t)$ időbeli megváltozása. A térben folytonos meteorológiai mezőket a megfigyelés és a numerikus modellezés gyakorlati lehetőségeit és szempontjait figyelembe véve úgy közelítjük, hogy \mathbf{x} értékeit a tér sok, de véges számú pontjában adjuk meg. Ilyenformán a T időszak során fellépő légköri állapotok együttese többváltozós idősorok együtteseként jelenik meg.

Dinamikus meteorológiai értelemben a *globális éghajlat a légkörnek az a stacionárius állapota, amely egyensúlyban áll a külső kényszerekkel*. Ebből a vizsgálati aspektusból tekintve ugyanis a klíma problémáját, nem a valószínűségi változók együttes eloszlásfüggvényének részletes globális elemzése az elsődleges feladat, hanem sokkal inkább a stacionárius *átlagos állapot* jellemvonásainak az elemzése, az egyensúlyi állapot fenomenológiai és dinamikai tulajdonságainak a leírása. Így a többi között vizsgálni kell ebben az egyensúlyi állapotban a folyamatok karakterisztikus dimenzióit, az energiaciklust, az impulzus, a hő és a vízgőz globális egyensúlyának kialakulását, továbbá azt a problémát, hogy milyen érzékenyek ezek a karakterisztikák a külső paraméterek megváltozával szemben.

Az eddig elmondottakból következik, hogy ha a globális éghajlatot a korábban tárgyalt egyenletekből kívánjuk levezetni, akkor a keresett egyensúlyi állapot az integrációs idő növelésével *aszimptotikusan* áll elő, miközben az egyre függetlenebbé válik a kezdeti feltételek részleteitől. Amit ehhez még hozzá kell tennünk: az egyensúlyi állapot *statisztikai* egyensúlyt képvisel, azaz a rendszerben meg kell engednünk azoknak a fluktuációknak a fellépését, amelyeknek a karakterisztikus Δt életciklusa rövid, pontosabban $\Delta t < T_{\min}$. Ezek a fluktuációk (időjárási diszturbációk) ugyanis azok, amelyek a rendszert energetikailag fenntartják – egy olyan rendszer, amelyik valódi egyensúlyban van, nem maradhat fenn (Smagorinsky, 1974).

A globális éghajlatnak a kormányzó egyenletekből történő levezetése az (1) egyenlet stacionárius megoldásainak a megkeresését jelenti, a globális éghajlat strukturális stabilitásának a vizsgálata pedig annak a kérdésnek az elemzését, hogy a külső kényszerek perturbálásának a hatására miként viselkednek ezek a stacionárius megoldások (Hirsch és Smale, 1974).

A stacionárius megoldások egzisztenciájának igazolását nem-lineáris kényszerített dinamikai rendszerekre Dutton (1976) végezte el. A rendszert kormányzó f függvény strukturális stabilitásának elemzése arra az érdekes eredményre vezetett, hogy nem-lineáris dinamikai rendszerekben a stacionárius megoldások természete gyökeresen megváltozhat, ha a külső paraméterek megváltoznak: stabilis megoldások instabilissá válhatnak, továbbá létezhetnek a külső paramétereknek olyan kombinációi, amelyekre több megoldás is megjelenik (Vickroy és Dutton, 1979)*. Talán meglepőnek tűnik, de ebben a vonatkozásban nem képeznek kivételt – éppen a nem-lineáris voltuk miatt – még a legegyszerűbb nulldimenziós éghajlati rendszerek sem. Fraedrich (1978), majd legutóbb Nicolis és Nicolis (1981) például az (1) egyenletrendszer drasztikusan szimplifikált

$$\frac{d\bar{x}}{dt} = f\left(\bar{x}; u^{(m)}\right) \quad (7)$$

nulldimenziós autonóm alakját vizsgálta, ahol \bar{x} a Föld globálisan átlagolt felszíni hőmérséklete, $u^{(m)}$ pedig az a néhány külső paraméter, amely a globális energia egyensúly kialakításában szerepet játszik (a napállandó, a Föld-légkör rendszer globális albedója, infravörös kisugárzásának intenzitása és termikus tehetetlensége). Azt találták, hogy $u^{(m)}$ megfelelő értékeire a (7) éghajlati rendszer három stacionárius állapotot vehet fel – ezek egyike \bar{x}_+ , ami aszimptotikusan stabilis és a Föld mai klímájának felel meg; a második \bar{x}_- , amit mélyhűlt klímaként szoktak emlegetni és amely szintén aszimptotikusan stabilis; végül a harmadik \bar{x}_0 , amely \bar{x}_+ és \bar{x}_- között van és instabilis. A két stabilis klímát egy ún. potenciálgát határolja el egymástól, amelynek legmagasabb pontja \bar{x}_0 -nál van. Ez a gát biztosítja, hogy klímánk a jelenlegi állapota körül fluktuál. De zérustól különböző valószínűséggel fordulhat elő az $u^{(m)}$ kényszerek kis megváltozásának olyan kombinációja, amelynél a potenciálgát „átszakad”, és \bar{x}_+ a másik stabilis állapotba, a mélyhűlt \bar{x}_- klímába ugrik át.

Ugrások a természetben gyakran tapasztalhatók. A víz hirtelen kezd forrni, a jég hirtelen olvad. De – a földtörténeti időskáláról tekintve – ugrás-szerűek a glaciális és az interglaciális időszakok közötti átmenetek is. Ezeket a hirtelen változásokat a külső feltételek fokozatos megváltozásai idézik elő. A klasszikus fizika (Newton munkásságától egészen az általános relativitáselmélet kifejlesztéséig) a sima viselkedésű folyamatok elmélete – a hirtelen változások ennek az elméletnek és a segédeszközéül szolgáló, Leibnitz által megalkotott matematikának a keretein kívül esnek. Ezért is keltett hatalmas feltűnést René Thom francia matematikus 1972-ben publikált elmélete, amely a dinamikai rendszerek topológiáját alkalmazva éppen az ilyen jelenségek széles

* Hangsúlyozzuk ennek a problémának a különböző voltát a kezdetiérték-feladat unicitásának a kérdésétől. Az időjárás prognózisát képező kezdetiérték-feladat megoldása során a külső kényszereket rögzítjük, és a fázistér egy meghatározott pontjából kiindulva a megoldások időbeli viselkedését vizsgáljuk. Most viszont a külső kényszerek perturbálásával magát a kormányzó egyenletet változtatjuk, és azt vizsgáljuk, hogy ez milyen hatással van a megoldásokra.

körének koherens matematikai kezelésére és fizikai interpretációjára szolgál. Thom a hirtelen változásokat *katasztrófáknak* nevezte – így vált azóta ez a tárgykör *katasztrófaelmélet* néven ismertté (Zeeman, 1976; Farkas, 1976; Poston, és Stewart, 1978).

6. Záró gondolat

Bodolai István gyakran emlegette, hogy megítélése szerint kezdenek szűké válni azok a keretek, amelyekben belül a meteorológia elmélete mozoghat. „Talán egy új Newton vagy egy új Bjerknes színre lépése tárhatná ismét tágabbra tudományunk perspektíváit...” – vélekedett.

A klasszikus fizikát vagy a meteorológiát forradalmasító elmélet megszületése ma is várat magára. René Thom katasztrófa-elmélete azonban egyetemesége révén olyan lehetőséget kínál a hidro- és termodinamika, az optika és lézerfizika, a biológia és ökológia, valamint a társadalom tudományok területén egyaránt, amelynek távlatai ma még felmérhetetlenek.

Nem hiányozhat ebből a felsorolásból a meteorológia és azon belül a klimatológia sem, amely felé az elvárások most, az Éghajlati Világprogram évtizedében fokozottabbak, mint eddig bármikor.

IRODALOM

- Charney, J. G., 1960: Numerical prediction and the general circulation. In *Dynamics of Climate* (ed.: R. L. Pfeffer), Pergamon Press, Oxford, 12–17.
- Dutton, J. A., 1976: The nonlinear quasi-geostrophic equation. Part II: Predictability, recurrence and limit properties of thermally forced and unforced flows. *J. Atmos. Sci.* 33, 1431–1453.
- Farkas, M., 1976: Folyamatok kvalitatív vizsgálata. *Alkalmazott Matematikai Lapok* 2, 237–257.
- Fraedrich, K., 1978: Structural and stochastic analysis of a zero-dimensional climate system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 104, 461–474.
- Götz, G., 1982: Az éghajlat dinamikája. *A mozgó légkör és óceán* c. könyv 5. fejezete (nyomdában). Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Hirsch, M. W. and S. Smale, 1974: *Differential Equations, Dynamical Systems, and Linear Algebra*. Academic Press, New York.
- Leith, C. E., 1973: The standard error of time-averaged estimates of climatic means. *J. Appl. Meteor.* 12, 1066–1069.
- Leith, C. E., 1977: Some objectives for climate research. In *Report of the First Meeting of the JOC Board for the Climate Dynamics Sub-programme*, Joint Planning Staff for GARP, Geneva.
- Lorenz, E. N., 1964: The problem of deducing the climate from the governing equations. *Tellus* 16, 1–11.
- Lorenz, E. N., 1968: Climatic determinism. *Meteorological Monographs* 8, No. 30, 1–3.
- Lorenz, E. N., 1975: Climatic predictability. *GARP Publications Series*, No. 16, 132–136.
- von Neumann, J., 1960: Some remarks on the problem of forecasting climatic fluctuations. In *Dynamics of Climate* (ed.: R. L. Pfeffer), Pergamon Press, Oxford, 9–11.
- Nicolis, C. and G. Nicolis, 1981: Stochastic aspects of climatic transitions – additive fluctuations. *Tellus* 33, 225–234.
- Pontrjagin, L. Sz., 1972: *Közösleges differenciálegyenletek*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 323 pp.
- Poston, T. and I. Stewart, 1978: *Catastrophe Theory and its Applications*. Pitman Publishing Ltd, London.
- Smagorinsky, J., 1974: Global atmospheric modeling and the numerical simulation of climate. In *Weather and Climate Modification* (ed.: W. N. Hess), John Wiley, New York, 633–686.
- Smagorinsky, J., 1979: Overview of the climate modelling problem. *GARP Publications Series*, No. 22, 1–12.
- Thom, R., 1972: *Stabilité Structurelle et Morphogénèse*. Benjamin, New York.
- Vickroy, J. G. and J. A. Dutton, 1979: Bifurcation and catastrophe in a simple, forced, dissipative quasi-geostrophic flow. *J. Atmos. Sci.* 36, 42–52.
- Zeeman, E. C., 1976: Catastrophe theory. *Sci. Amer.* 234, 65–83.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86, No 5, Sept. – Oct. 1982 Budapest.

A planetáris határréteg kutatásának problémái és eredményei

RÁKÓCZI FERENC *Eötvös Loránd Tudományegyetem, H-1088 Budapest Múzeum ktr. 6-8*

Planetary boundary layer researches – shortcomings and results. The paper reviews the technical literature on the planetary boundary layers (PBL) published in the last 10–15 years. Special types of PBL is defined and detailed. The bases of the Monin-Obukhov similarity principle, the mixing length as well as the hypotheses for resistance law are also discussed. Examples for application are also shown.

✱

A planetáris határréteg kutatásának problémái és eredményei. A tanulmány áttekintést nyújt a planetáris határréteg problémáival foglalkozó irodalom utolsó 10–15 éves eredményeiről. Definálja és részletesen leírja a planetáris határréteg egyes típusait. Ismerteti a Monin–Obuhov hasonlósági elv lényegét, a keveredési útra vonatkozó koncepciót, valamint az ellenállási törvényen alapuló hipotéziseket. Szerző az alkalmazási területekre vonatkozó példákat is bemutat.

✱

A planetáris határréteg (PHR) problémáit az elmúlt 10–15 év alatt nagyon sokan és nagyon intenzíven tanulmányozták, de mégsem állíthatjuk, hogy e téren minden részletkérdéssel tisztában vagyunk. Ezeknek a vizsgálatoknak egyrésze elméleti jellegű volt és a PHR-ben fellépő folyamatok parametrizálására és modellezésére irányult, másrésze pedig a torony vagy egyéb mérés technikán alapuló megfigyelési anyag empirikus kiértékelését végezte el.

A PHR intenzív kutatásának nemcsak az az oka, hogy ebben a rétegben foglal helyet a légkör tömegének egytizede, hanem sokkal inkább az, hogy itt zajlik le a felszín–légkör kölcsönhatás minden folyamata. Ebben a rétegben foglal helyet a bioszféra túlnyomó többsége, e réteg a szintere az antropogén hatásoknak.

1. A PHR kiterjedése és típusai

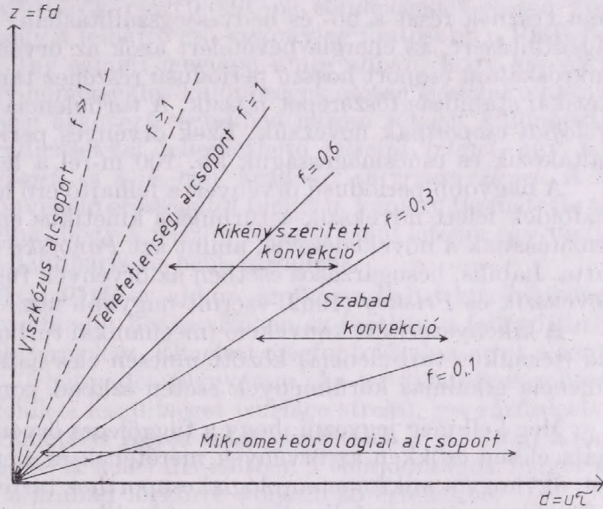
A PHR, mint látni fogjuk, nem egységes réteg, hanem fizikailag jól elkülöníthető rétegek gyűjtőneve. A korábbi szóhasználatban a PHR-et súrlódási rétegnek is nevezték, mert ebben a rétegben a súrlódási erő összemérhető nagyságú a többi (Coriolis erő, nyomási gradiens erő) ható erővel. A PHR-ben a tényleges szélvektor szöveget zár be a geosztrofikus szélvektorral és ezért e réteg felső határát úgy szokás meghatározni, hogy ez az a magasság, ahol a tényleges szélvektor egyben a geosztrofikus szélvektor is.

E rétegen belül nagyon sok légköri jelenség lép fel: itt alakulnak ki a talajközeli ködök, itt lépnek fel a stratocumulus felhők, ez a tér a cellás konvekció,

a hő- és vízgőzfluxus helye és erre a térrészre jellemző a különböző fokon fejlett turbulencia. *Schneider-Carius* (1953) könyvében ezzel kapcsolatban alaprétegről (Grundschrift) beszél, egy olyan rétegről, amelyet felülről a pelopauza határol és a pelopauza alatt egy rossz látástávolsággal jellemezhető turbulens dunst réteg, egy sűrűdési réteg és esetenként egy konvekciós réteg foglal helyet.

A PHR — amint azt neve is mutatja — a légkörnek a talajfelszíntől közvetlen befolyásolt része. A felszín hatása kimutatható a hő, a momentum- és a tömegátvitelben, amelyek folytonosságot követelnek meg a határfelületen.

Azt mondjuk, hogy *valamely meteorológiai elem esetén akkor beszélünk határrétegről, ha az elem profilján kimutathatók a felszín közvetlen hatása.*



1. ábra: A mikro-skálájú turbulencia alcsoportjai Van Mieghem (1973) szerint

A PHR feltűnő és fontos tulajdonsága, hogy benne turbulens áramlás lép fel. Turbulens áramlásban pedig a sebesség, a hőmérséklet, a nedvesség és az egyéb tulajdonságok a tér és az idő véletlen függvényei és így a PHR problémáit statisztikai törvényekkel írhatjuk le. A PHR-ben turbulens háborgások, örvények keletkeznek és ezeknek a teljes spektrumát még a mai napig ismerjük kielégítő részletességgel, pedig alapvető szerepet töltenek be a dinamikus meteorológiát foglalkoztató folyamatokban. Van Mieghem (1973) szerint különbséget kell tenni a turbulencia mikroskálájú tartománya és makroskálájú osztálya között. A PHR-ben fellépő örvények a turbulencia mikroskálájú tartományába esnek. Ebben a tartományban az örvények τ periódusa a másodperc század részétől néhány percig terjed. A mikroskála tartomány magas frekvenciájú, vagy rövidperiódusú részén az örvények d lineáris mérete kicsi a földfelszíntől vett z távolsághoz viszonyítva, így az $f = z/(u\tau)$ úgynevezett redukált frekvencia kisebb, mint az egység. A tapasztalat szerint az átmérőre vonatkozóan a $d = u\tau$ közelítés adható meg, ahol u a horizontális szélsősebességet jelenti.

Az 1. ábrán Van Mieghem nyomán bemutatjuk a mikroskálájú tartományba eső turbulenciát a redukált frekvencia szerinti osztályozásban. Látható, hogy a turbulencia mikrometeorológiai csoportjába tartozik a kikényszerített és szabad konvekció és a turbulencia alsó ága a turbulencia izotrop tartomá-

nyába esik. Nagyon fontos szerepet tölt be a vizskózus alsocsoport, mivel ez az alsocsoport felelős a talajról történő hőátadásért és a nagyobb örvények hővé történő lerombolásáért, míg a hő elszállítását már a mikrometeorológiai csoporthoz tartozó örvények végzik el.

Az ábra alapján megállapítható az is, hogy a $z/(u\tau)$ arány a turbulencia testek növekedésével csökken: az örvények egyre szélesebbek és egyre laposabbak lesznek, mégis a turbulencia mezoskálájú csoportjához viszonyítva a mikroskálájú csoporthoz tartozó örvényeket három dimenziós testeknek kell tartanunk. Ezek a kvázi izotrop tulajdonsággal rendelkező örvények arról nevezetesek, hogy a három sebességösszetevőnek esetükben közel azonos a kinetikus energiája. Ezek az izotrop örvények korrelálatlanok a potenciális hőmérséklet fluktuációjával θ' -vel vagy a nedvesség fluktuációjával, q' -vel; így nem vesznek részt a hő- és nedvességszállításban. A légkörben való tulajdonságszállításért, az energia bevételért azok az örvények a felelősek, amelyek a mikroskálájú csoport hosszú periódusú részéhez tartoznak és amelyek esetén a statikai stabilitás főszerepet játszik. A turbulencia ezen csoportját mikrometeorológiai csoportnak nevezzük. Ezek örvényes periódusa 4 s és 5 perc között váltakozik és csúcsmagasságuk kb. 100 m-rel a felszín felett figyelhető meg.

A nagyobb periódusú örvények a felhajtó erő hatása alá kerülnek és a szárazföldre felett növekszik a turbulens kinetikus energiájuk a napsugárzás intenzitásának a növekedésével, amint azt *Panofsky és McCormick* (1954) kimutatta. Labilis, besugárzásos esetben az örvények függőleges dimenziója is megnövekszik és *Pristley* (1962) szerint nagyobb lesz, mint horizontális méretük.

A kikényszerített konvekció (mechanikai turbulencia) és a szabad konvekció (termikus turbulencia) között nincsen éles határvonal. A mechanikai turbulencia alkalmas körülmények esetén szabad konvekcióba mehet át.

Meg kell még jegyezni, hogy a függőleges örvényes mozgás kinetikus energiája élesen csökken az örvények méretének és élettartamának a növekedésével, úgyhogy a mikrometeorológiai csoporthoz tartozó örvények azok, amelyek a függőleges mozgás teljes örvényes kinetikus energiájához a legnagyobb hozzájárulást adják (*Cramer és Record*, 1955).

A PHR turbulens természetéből következik, hogy bizonyos nehézséggel kell számolnunk e réteg folyamatainak teljes megértését és előrejelzését illetően. E folyamatok esetén a jó közelítő megoldást nyújtó egyenletek is nagyon számításgényesek, és a gyakorlat számára egyetlen eszköz a modellalkotás, azaz, az egzakt kormányzó egyenletek közelítő modellezése.

Ily módon a PHR-re vonatkozó ismereteink túlnyomó többségét a megfigyelések nyújtják. A megfigyelések szerint a PHR turbulens szerkezetére a talajon fellépő viszonyok, mindenek előtt a hőmérséklet, nagy hatással vannak. Ha a felszín például melegebb a levegőnél, akkor *konvektív turbulens cirkulációk* alakulnak ki. Ha a felszín nem melegebb, mint a levegő, nem lép fel felhajtó erő és így konvekció sem; ez a *semleges (neutrális) rétegződés esete*. Ekkor a turbulenciát a szélnyírás okozza. Ha a felszín hidegebb, mint a felette fekvő levegő, sztatikailag stabilis sűrűség-gradiens figyelhető meg; ezt *stabilis* PHR-nek nevezzük. Ez is turbulens, de vékonyabb és a turbulencia intenzitása is kisebb, mint az előző esetekben.

A PHR felett is lehet az áramlás turbulens, de ezek már a „szabad légkör turbulenciájához” tartozó jelenségek, és fellépésük esetleges. Emiatt a PHR-et úgy is elkülöníthetjük a szabad légkörtől, hogy reá a *folytonos turbulencia jellemző*.

Konvektív PHR szárazföld fölött derült napokon, besugárzásos időjárás esetén alakul ki akkor, amikor a felszín melegebb, mint a fölötte fekvő levegő. Ebben a fölmelegedő levegőben felhajtó erő által indukált turbulens mozgások alakulnak ki. Kialakulhat konvektív PHR vízfelszínnek felett is, ekkor a konvekció oka a vízfelület feletti levegő nagyobb nedvességtartalma lesz. Az így kialakuló PHR-et felülről többnyire inverzió zárja le, és ennek az inverzióknak a h_i magassága néhány 100 m és néhány km közé esik. Ezt az inverziós záró réteget alulról a turbulencia lerombolhatja és a PHR függőleges kiterjedése megnövekedhet.

A folyadékok mozgásra vonatkozó elméleti megfontolások, különösen Tennekes és Lumley (1972), valamint Lumley és Panofsky (1964) kutatásai szerint a PHR skálájára vonatkozó, kis Mach-számú mozgások esetén a tehetetlenségi erők és a felhajtó erők már $0,03^\circ\text{C}$ -os túlmelegedés esetén közel azonosak. Ez azt jelenti, hogy a felhajtó erő viszonylag fontosabb a PHR-ben, mint a tehetetlenségi erő. Így semmi meglepő nincs abban, hogy konvektív felhők viszonylag kis relatív hőmérséklet-különbségek esetén is kialakulhatnak. Az elemek eloszlásában ilyen átkevert esetekben három réteget különböztethetünk meg: az erős gradiensekkel jellemezhető *felszíni réteget*, egy a h_i magasságig tartó *kevert réteget*, és a h_i -ben kezdődő *inverziós réteget*. A felszíni réteg vastagsága, a konvekció erősségétől függően, néhány tíz méterig terjed. Meg kell még jegyeznünk, hogy a felszíni rétegen belül létezik egy viszkózus alréteg is, ez azonban lamináris és nem turbulens.

Neutrálisnak nevezzük a PHR-et akkor, amikor adiabatikus hőmérsékleti gradiens ($\Theta = \text{konst}$) uralkodik benne. Ebben az esetben a fellépő turbulencia oka a függőleges szélnyírás lesz. Elméleti megfontolások szerint a semleges PHR vastagsága az u_*f hányados függvénye. Az u_* dinamikus sebesség $(\tau_0/\rho)^{1/2}$ értékű, ahol τ_0 a felületi feszültséget (surface stress), ρ a sűrűséget jelenti, f pedig a Coriolis paramétert. Egyes számításoknál $h = 0,25 u_*f$ adódik a neutrális PHR vastagságára. A neutrális esetben a tulajdonságok függőleges eloszlása lassan belesimul a szabad légkörre vonatkozó értékekbe.

Az elméleti vizsgálatok azt is kimutatták, hogy neutrális PHR esetén is van hajlam a $h_i \approx u_*f$ magasságban inverzió kialakulására. Tipikus értékként $f = 10^{-4}\text{s}^{-1}$ -et és $u_* = 0,4 \text{ ms}^{-1}$ -et feltételezve $h_i \approx 4 \text{ km}$ értéket vesz fel.

Stabil rétegződésű PHR szárazföld felett tipikusan éjszaka lép fel, amikor sugárzásos hővesztés uralkodik. A talajközeli levegő ekkor lehül és pozitív (stabilis) hőmérsékleti gradiens alakul ki a PHR-ben. A stabil rétegződés nagy befolyást gyakorol a turbulenciára és ezen keresztül az egész PHR szerkezetére. Energia főleg a függőleges sebesség fluktuációból adódik át a horizontális összetevőknek.

Ezt az energia-átadást megbecsülhetjük. Legyen az örvényes cirkulációs mozgás függőleges kiterjedése l . A mozgás $l(\partial\Theta_v/\partial z)$ hőmérséklet eltérést okoz, és az egységnyi tömegre $(g/\Theta_v) (\partial\Theta_v/\partial z)l$ visszatérítő erő hat. Az ezzel a visszatérítő erővel szembeni, időegység alatt végzett munka $(g/\Theta_v) \cdot (\partial\Theta_v/\partial z) \cdot l w'$ lesz. Az örvényes tehetetlenségi erő pedig w'^3/l nagyságrendű. Ilymódon az energia származás és az energia input hányadosa

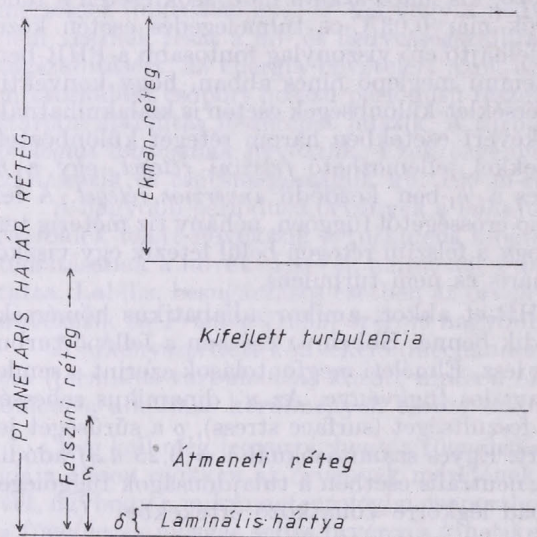
$$\frac{g}{\Theta_v} \frac{\partial\Theta_v}{\partial z} \frac{l^2}{w'^2} \quad (1.1)$$

lesz. Ez azt jelenti, hogyha a számláló és a nevező egyenlő, akkor a nagy ör-

vényekre vonatkozóan jóval erősebb fojtó hatás lép fel, következésképpen a kis méretű örvénytestek fognak eluralkodni. Az (1.1) hányadost egyébként *örvényes Richardson számnak* szokás nevezni. A stabilis rétegződésű PHR-ben az örvények mérete kisebb, mint a neutrális vagy konvektív esetben.

A fenti termodinamikai alapokon nyugvó elkülönítés mellett földrajzi-fizikai különbségtétellel is találkozunk az irodalomban (Mc Bean, 1979).

A sík, közel homogén felszínnek felett kialakuló PHR több alréteget tartalmaz. Különösen kedvező körülmények esetén, amint már említettük, kialakul egy *lamináris hártýának* nevezett rendkívül vékony δ vastagságú réteg. E fölött egy *fejletlen turbulenciájú, ϵ vastagságú réteg* helyezkedik el, amit egy *fejlett*



2. ábra: A PHR sík, homogén felszín felett

turbulenciájú réteg követ. Ezek együttesen alkotják a *felszíni réteget*. A felszíni réteg fölött foglal helyet az Ekman-réteg, amely a PHR tetejéig, a szabad légkörig tart. A rétegek elrendeződését mutatjuk be a 2. ábrán.

Ami a felszíni réteg magasságát illeti, arra vonatkozóan *Dési és Rákóczi* (1970) alapján egy alsó és egy felső becslést adhatunk. Mind a két becslés a talajközeli rétegben fellépő erőviszonyok vizsgálatából indul ki: az alsó becslés eredménye a közepes földrajzi szélességekre 12 m, a felső becslés pedig 100 m körüli értéket ad. Azt mondhatjuk tehát, hogy a talajközeli réteg vastagsága néhány tíz métertől mintegy 100 m-ig terjed.

A *szélfordulási réteg*, vagy Ekman-réteg vastagságát az Ekman-spirál felhasználásával

$$h = \pi \sqrt{K / (\omega \sin \varphi)} \quad (1.2)$$

formában írhatjuk fel, ez a turbulens viszkozitási együttható (K) és a földrajzi szélesség függvénye. A közepes földrajzi szélességeken, átlagos viszonyok között $h = 800 - 1000$ m; ez a közelítés a momentum-fluxus alapján történt.

A felszíni rétegre általában a tulajdonságok áramának konstans értéke

jellemző, azaz e rétegen belül, a függőleges gradiensektől függő konstans momentum-, hő- és nedvesség fluxus lép fel. E rétegen belül a szél sebessége változik a magassággal, de irányát megtartja. Az Ekman-rétegben a szélesebbség a magassággal növekszik és iránya fokozatosan a geosztrofikus szél irányába megy át.

Az *egyenlítői* PHR-ről elkülönülten kell tárgyalnunk, mert alapvető fontosságú a légköri mozgások szempontjából. A $\pm 30^\circ$ szélességi kör között elterülő trópusi régió a Föld felszínének mintegy a felét öleli fel és a napsugárzás szempontjából ez a legfontosabb terület. Az óceáni trópusi PHR az a terület, ahonnan *Malkus* (1962) szerint a légkörbe került vízgőznek több mint a fele származik, és ez a vízgőz nagyon fontos mind a nagyskálájú potenciális energia, mind a troposzférát átölelő szinoptikus skálájú mozgások számára.

A trópusokon és a közepes földrajzi szélességeken fellépő PHR-nek egyik dinamikai különbözősége az f Coriolis-paraméter szélességi körrel való csökkenésében és trópusi PHR nagy nedvességtartalmában van.

Az időjárás fejlődésének a szempontjából az óceáni trópusi PHR a fontosabb; ezért ez tanulmányozottabb is. Számos nemzetközi program foglalkozott a kérdéssel, ezek közül is kiemelkedik a GATE.

A trópusi PHR felépítése bonyolultabb és vastagsága a felszíni rétegtől a passzát-szél inverzióig terjed. Természetesen adott körülmények között a cumulusok áttörhetik ezt az inverziót és jóval magasabb határokig, esetleg a trópusi sztratoszféráig felnyúlhatnak. Az ilyen zavart PHR nagyon jellemző a trópuson belüli konvergencia zónákra. Abban az esetben azonban, ha a passzát-inverzió kifejtő hatását, *Riehl* et al. (1951) szerint jellegzetes, több rétegre felosztható PHR alakul ki a trópusokon.

Ebben a PHR-ben elkülöníthető egy *felszíni réteg*, amelyben a potenciális hőmérséklet a magassággal csökken és erősen csökken a vízgőztartalom is. Ennek a rétegnek a kiterjedése 20 és 100 m között van.

Ezt a réteget az *átkeveredési réteg* követi, közel állandó potenciális hőmérséklettel és vízgőztartalommal. Ez a réteg a felszíni réteg felső határától a felhő alap alatti 100 m-es magassáig terjed.

Az *átmeneti rétegre* az jellemző, hogy benne a potenciális hőmérséklet rétegződése stabilis, és a nedvesség markánsan csökken a magassággal. Ez a réteg a felhők aljáig tart és választó felületet képez a fölötte fekvő konvekciós tartomány és az alatta elterülő mechanikai konvekciós réteg között.

A *felhő rétegben* közel nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens, és az inverziós réteg felé haladva csökkenő nedvességtartalom alakul ki.

Az *inverziós réteg* olyan szélsőségesen stabil tartomány, amely fedőként zárja le a trópusi PHR-et és így a nem zavart PHR felső határa lesz.

A trópusi PHR egyik fontos dinamikai sajátossága, hogy e területeken a Coriolis erő a zérushoz tart, és így a geosztrofikus közelítés sem használható. Ilyen esetekben a fellépő gyorsulások oka a hőmérséklet különbségből eredő és az advekcióból származó hatások, és ily módon *Stokes*-típusú áramlások alakulnak ki.

A városok felett kialakuló PHR tanulmányozása nem elhanyagolható feladat, mivel a világ lakosságának mind nagyobb hányada lesz város lakó és egyben a városok az antropogén hatások fő forrásai is. Az utóbbi években megindult és egyre erősödő városklimalógiai kutatások is hangsúlyozzák a problémák tisztázásának a szükségességét (*Probáld*, 1974).

A városi PHR-ben is jól elkülönülő régiókat tudunk kimutatni, de ezek finomabb szerkezetéről még hiányosak az ismereteink. A WMO *Technical*

Note No 165 szerint elkülöníthető egy városi felszíni réteg, ez az épületek kétszeres magasságát is meghaladja. Ezt a réteget követi a belső városi határréteg, melynek vastagsága az épületek magasságának a függvénye. A belső városi határréteget a külső városi határréteg választja el a szabad légkörtől.

A városi határrétegre vonatkozó korábbi kutatások kimutatták, hogy a szél sebessége hatványkitevős formula szerint változik a magassággal, ahol a hatványkitevő a hőmérsékleti rétegződés függvénye. Újabb vizsgálatok szerint azonban bonyolultabb sebességeloszlások is fellépnek. *Rasztorgujeva* (1974) tanulmánya szerint a városnak hatása van a talajszél és az izobárok által bezárt szögére is.

A városi PHR esetén talán a termális szerkezet a leginkább tanulmányozott jelenség. Számos tanulmányban kimutatták — köztük hazai kutatók is —, hogy a városok hőmérséklete átlagban néhány fokkal magasabb, mint környezetüké. Ezt a jelenséget gyakran városi hőszigetnek is nevezik és a városban fellépő mesterséges hőforrásoknak, az épületek hőkibocsátásának és a párolgás csökkentett értékének köszönhető. Erre vonatkozó energia egyenleg kutatásokról számol be *Oke* és *Maxwell* (1975), de *Probáld* (1964) is nagy figyelmet szentelt e kérdésnek. Ennek a hőszigetnek nagy a hatása a városi PHR termális szerkezetére. Ha a városon kívül stabilis rétegződés van, a városon belül gyakran mutatható ki semleges, vagy labilis rétegződés. Ezt a jelenséget 150–300 m-es magasságig ki lehet mutatni.

2. A PHR-re vonatkozó elméletek

A planetáris határrétegre vonatkozó elméleti munkák különbséget tesznek a felszíni réteg és az Ekman-réteg jelenségeinek a tárgyalása között. A PHR fontos tulajdonsága a momentum, a hő és a tömeg turbulens diffúziós szállítása. Ismeretes, hogy molekuláris folyamatok is képesek diffúziós szállítást végezni a lamináris áramláson belül, de ez a folyamat összehasonlíthatatlanul lassúbb, mint a turbulens diffúziós átkeveredés folyamata.

A turbulens PHR-ben az átviteli fluxusok a turbulencia következményei. Ha az u , Θ_v és q korrelációban vannak a w' függőleges fluktuációval, akkor a teljes fluxusokat

$$\tau = -\rho(\nu + K) (\partial \bar{u} / \partial z), \quad (2.1)$$

$$H = -c_p \rho (\kappa + K) (\partial \bar{\Theta}_v / \partial z), \quad (2.2)$$

$$M = -\rho(D + K) (\partial \bar{q} / \partial z) \quad (2.3)$$

adja meg, ahol τ jelenti a momentum, H a hő, M pedig a nedvesség átvitelt. A mennyiségek fölé írt vonás az időbeli átlagolás szimbóluma. ν a momentumra, κ a hőre, D pedig a nedvességre vonatkozó molekuláris diffúzióviszáltsági együttható, ρ jelenti a sűrűséget, c_p pedig az állandó nyomáson vett fajhőt. $K = \overline{w'l}$ az örvényes diffúzióviszáltsági együttható. Hymódon (2.1)–(2.3) magában foglalja a molekuláris és örvényes szállítás összegét, de mint mondtuk, a

$$K/\nu = \overline{w'l}/\nu = (Re)_\delta \quad (2.4)$$

örvényes Reynolds-szám miatt, a turbulens szállítás a jelentős, mert $w' = 1 \text{ m s}^{-1}$. $l = 100$ mesetén levegőre $(Re)_\delta \sim 7.10^6$, azaz a turbulencia hatékonysága milliószorosa a molekuláris átvitel hatékonyságának.

A turbulens átvitel kérdését homogén, sík felszínre stacionárius barotróp esetre szokás elméletileg vizsgálni. Ekkor a kiinduló egyenletek

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{u'w'}) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v, \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{v'w'}) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{\Theta'w'}) = 0, \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{q'w'}) = 0 \quad (2.8)$$

lesznek, ahol p a légnyomást jelenti, a vesszős mennyiségek pedig az átlagos viszonyoktól való eltéréseket. Azzal, hogy a nyomási mezőt zavartalannak tételezzük fel, kifejezzük a szinoptikus skálájú mozgásoknak a PHR-re vonatkozó hatását. Az átlagok változását leíró tagok mellett fellépő második tagok a *turbulens fluxus divergenciáját* fejezik ki. A turbulens tagokat ismernünk kell, ha a fenti egyenletekkel az átlagos eloszlását akarjuk megoldani.

A nyomási gradienseket a megfelelő geosztrofikus szélösszetevőkkel helyettesítve, stacionárius esetben (2.5) és (2.6) alapján azt írhatjuk, hogy

$$\overline{u'w'} / \partial z = f (v - v_g), \quad (2.9)$$

$$\overline{v'w'} / \partial z = f (u_g - u). \quad (2.10)$$

Integráljunk most $z = 0$ és $z = h$ határok között és válasszuk meg a koordináta-rendszerünket úgy, hogy a talaj szél az x tengely irányába fújjon, ekkor $z \rightarrow 0$ esetén $\overline{u'w'} \rightarrow -u_x^2$ és $\overline{v'w'} \rightarrow 0$ -hoz, és így

$$u_x^2 = f \int_0^h (v - v_g) dz, \quad (2.11)$$

$$0 = f \int_0^h (u_g - u) dz \quad (2.12)$$

eredményre jutunk, ahol u_x a dinamikus sebességet jelenti. Mivel a PHR tetején $u \rightarrow u_g$ és $v \rightarrow v_g$, (2.12) azt jelenti, hogy u a 0 és h rétegen belül meghaladja az u_g értékét.

A (2.11) egyenlet néha a felszíni feszültség meghatározására szolgál és ily módon fontos paraméter becslését teszi lehetővé.

Először a felszíni réteggel foglalkozunk és kikötjük, hogy ez lokálisan homogén legyen. Ha emellett a folyamatok még kvázi-stacionáriusak is, e rétegre alkalmazható a Monin-Obuhov hipotézis. *Monin* és *Obuhov* elméletében abból indult ki, hogy a felszíni réteget konstans fluxus jellemzi és emiatt szerkezete néhány paraméterrel meghatározható. Ezek a paraméterek az alábbiak: a z magasság, a g/Θ_v , a τ_0/ρ felszíni kinematikai feszültség, és a $Q_{ov} = H_{ov}/\rho C$ felszíni virtuális hőmérsékleti fluxus. Feltűnhet, hogy például a kinematikai viszkozitás, az f Coriolis paraméter, vagy a z_0 érdességi paraméter nem szerepel a kormányzó paraméterek között. Ennek az az oka, hogy *Tennekes* és *Lumley* (1972) szerint a talaj közvetlen közeli rétegétől eltekintve a viszkózus erők kicsinyek a tehetetlenségi erőhöz viszonyítva, ez a helyzet a Coriolis

erővel is. A felszíntől távolodva, azaz $z \gg z_0$ esetén az érdességi paraméter is veszít fontosságából. Ezek alapján a Monin és Obuhov hasonlósági hipotézist a $z_0 \ll z \ll h$ magasságok esetén érvényesnek tartanunk.

Monin és Obuhov hipotézisükben az alábbi skalákat definiálták: az $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ sebesség skalát, a $T_* = -Q_{ov}/k u_*$ hőmérsékleti skalát az $L = -u_*^3 \Theta_v/k_g Q_{ov}$ hosszúságskalát. Dimenzió analízis segítségével u_* , T_* és z segítségével z/L dimenzió nélküli mennyiségtől függő univerzális függvényt vezethetünk be. Például a $\partial u/\partial z$ átiagos szélnyírásra azt kapjuk, hogy

$$\partial u/\partial z = (u_* / z) \varphi(z/L), \quad (2.13)$$

ahol a φ univerzális függvény meghatározatlan a Monin-Obuhov-elméletben, meghatározása elméleti, vagy kísérleti úton történik. Yaglom (1977) tudósít e kérdés jelenlegi állásáról és kimutatja, hogy a felszíni rétegben a $\varphi(z/L)$ stabilitási függvény más lesz a momentum és a skalár mennyiségek átvitelekor. A Monin-Obuhov hasonlósági elv egyszerűen módon választja el az erősen labilis (z/L) nagy negatív érték és az erősen stabilis (z/L) nagy pozitív érték eseteket.

Nem minden felszíni réteg tesz eleget a Monin-Obuhov hasonlósági elvben leírt statisztikának. A szél, a hőmérséklet és a nedvesség átlagos függőleges gradiensei igen, de a horizontális sebesség statisztikája nem, mivel ezen utóbbi a nagy örvények hatása alatt áll, amint arra Panofsky et al. (1977) rámutattak. A reális felszínnek többnyire eltérnek az Obuhov és Monin által feltételezett felületektől, mégpedig az alábbi tulajdonságokban: a) a felszíni feltételek az időben változnak, b) a felszín inhomogén, c) sugárzási hatások lépnek fel, d) a felület nem sík.

A felszíni réteget fölött elterülő felső rétegek szerkezetére a stabilitás nagy hatással van. Itt a h/L stabilitási indexszel szokás operálni, ahol L a Monin-Obuhov féle hosszúság skála, h pedig a réteg vastagsága. Semleges PHR esetén $h/L = 0$, negatív h/L érték labilis vagy konvektív PHR-et jelent, pozitív érték pedig stabilis állapotra utal. A tapasztalat, de elsősorban modell kísérletek szerint kis h/L értékek esetén szabad konvekció alakul ki a PHR-ben. A felhajtó erő és a tehetetlenségi erő

$$w_*^2 T_0 / h g \Theta_* \approx 1 \quad (2.14)$$

viszonya azt mutatja, hogy konvektív esetben e két erő azonos nagyságrendű. A konvektív PHR-re a nagy sebesség-fluktuáció a jellemző. Szárazföld felett, besugárzásos esetben $Q_{ov} = 0,3 \text{ m s}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}$, $h = 2 \text{ km}$ a jellemző érték és így $w_* \approx 2,6 \text{ m s}^{-1}$. A konvektív PHR-ben a K turbulens diffúziós együttható $z_i w_*$ nagyságrendű, ahol z_i az inverziós réteg magasságát jelenti. A bemutatott példánk esetében $K = 5 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Ez az élénk függőleges átkeveredés kiegyensúlyozott átlagos szél- és hőmérsékleti profilhoz vezet. Konvektív keveredési rétegben, ha barotrópiát tételezünk fel, a feszültségi tenzorok profilja is egyszerű, ugyanis a geostrofikus szél magasságtól való függetlensége, $\delta V_g/\delta z = 0$ miatt lineáris profilt kapunk.

Ezt a profilt mérésekkel nagyon nehéz kimutatni és ennek kettős oka van. Egyrészt nagyon hosszú ideig tartó átlagolásra van szükség, hogy a feszültségi profilt megkapjuk, és Wyngaard (1973) szerint ekkor már nem tekinthető stacionáriusnak a mező. Más oldalról pedig a PHR sok esetben kifejezetten baroklin, ekkor tehát nem tételezhetjük fel, hogy $\delta V_g/\delta z = 0$, és a termikus szelet is tartalmazó modellekkel kell dolgoznunk.

A neutrális PHR-re vonatkozó megfontolásokkal nem foglalkozunk részletesen, mert a McBean által szerkesztett WMO Technical Note No 165 szerint a neutrális PHR inkább akadémiai, mint gyakorlati téma.

A stabil hőmérsékleti rétegződésnek nagy a befolyása a PHR-re. Elsősorban is ez sokkal alacsonyabb, mint a neutrális, vagy a konvektív PHR. A talajon fellépő fluxusok értéke is egy nagyságrenddel elmarad a konvektív PHR-ben fellépő fluxustól. A turbulencia foka is alacsonyabb és kisebb a turbulens testek l mérete is. Ezekből következik, hogy $K \sim w'l$ turbulens diffúziós együttható értéke is jóval alacsonyabb lesz, mint konvektív esetben.

A virtuális potenciális hőmérséklet (Θ_v) negatív gradiense hullám mozgáshoz vezet, hiszen negatív $\delta\Theta_v/\delta z$ esetén, a függőlegesen elmozduló testekkére visszatérítő erő hat és csillapított amplitudójú sinusoid mozgás alakul ki. Stabil PHR esetén az oszcillációs periódus 30–300 sec. További markáns különbség, hogy stabilis PHR-ben, lejtős felület felett csatorna hatás lép fel és ezzel kapcsolatosan gyorsulási tag a mozgásegyenletekben. A stabilis rétegződésű PHR nem tekinthető kvázistacionáriusnak. Ezt beláthatjuk, ha meggondoljuk, hogy konvektív PHR esetén az örvényes áthatási idő (Eddy turnover time) 5–10 perc, míg ez stabilis PHR esetén több óra. Ez pedig ellentmond a kvázi-stacionaritásra vonatkozó feltételeknek. Ez a nem-stacionárius állapot azonban csak a kialakulás kezdeti értékeire jellemző, későbbi időpontban, amint azt Deagle (1974) számításai kimutatták a felszín közelében, éjjel közel stacionárius viszonyok alakulhatnak ki horizontálisan homogén, sík felszínnek felett.

A vonatkozó szakirodalom mindinkább teret nyerő Monin-Obuhov hasonlósági hipotézis

ött a fenti problémákat a Prandtl-féle keveredési út hipotézise alapján tárgyalták. A hipoté-

$$\partial u / \partial z_0 = u_* / l \quad (2.15)$$

pusú differenciálegyenlet megoldása során l -re, az átlagos keveredési útra vonatkozó kikötése-
t tesz. E kikötések különböző alakú szélprofilok levezetését teszik lehetővé; az $l = kz$ lineáris
keveredési út és az $l = k(z + z_0)$, (Rossby–Montgomery), valamint az $l = k(du/dz)/(du/dz^2)$,
(jármán) feltételezés logaritmikus szélprofilhoz vezet. Sutton a makroviszkózitás fogalmának
bevezetésével még az altalaj egyenetlenségét is figyelembe tudta venni. A szélprofilok hatvány-
tevéis formulájának a bevezetése – a Prandtl-féle koncepcióból belüli – lehetővé teszi a hőmér-
kleti rétegződés figyelembevételét is. Deacon, Budiko és Lajthman formulái is a hőmérsékleti
tegződés szerepét kívánják tisztázni a kieserélődési folyamatok esetére. E problémakörrel rész-
letes leírást találhatunk Götz és Rákóczi (1981)-nál, valamint Haltiner és Martin (1957) dina-
mikus meteorológiájában, de igen részletesen foglalkozik e kérdéssel Lajthman (1976) is. Tekin-
tetel a magyar nyelven elérhető összefoglaló munkákra, e kérdéssel itt részletesebben nem fog-
lalkozunk. Megjegyezzük azonban, hogy a Monin-Obuhov hasonlósági hipotézissel a keveredési
útra vonatkozó elméleteknek is nagy jelentősége van, különösen akkor, ha mérési sorozatból
szarunk olyan fontos paramétereket meghatározni, mint a z_0 érdességi paraméter, az u_* dina-
ikus sebesség és a K turbulens diffúziós együttható. Ilyen természetű munkát végzett el
ndródi (1980).

Korábban már említettük, hogy a PHR esetén inkább célravezető a folya-
latok *modellezése*, mint a kormányzó egyenletek megoldásának kísérlete.
[yanis a momentum egyensúlyt leíró nem lineáris Navier–Stokes-egyenlet
terint a turbulens áramlásban az örvények teljes spektruma összefüggésben
ll egymással (Batchelor, 1953). Ennek néhány következménye, így az energia
ascade (energia robbanás) jelensége Kolmogorov (1941) munkái nyomán jól
mert. E meggondolás fontos eleme, hogy tetszőleges turbulens áramlásban
dinamikailag fontos örvények az áramlás l dimenziójának a méretétől az η
Kolmogorov-féle mikroméretig terjednek. A turbulens kinetikus energia zömé-
ek a hordozói az l méretű örvények, de a viszkózus disszipációért az η méretű
rvények a felelősek. Ha megbecsüljük az l méretű és η méretű örvények há-
yadosát, tüstént belátjuk, hogy miért kihihetetlen feladat a Navier–Stokes-
gyenlet megoldása a PHR-ben, még igen nagy számítógépek esetében is. Tet-
zőleges turbulens áramlásra jellemző az $\varepsilon = w'^3/l$ viszony. Ha $w' = 1 \text{ m s}^{-1}$ és
= 300 m-t tételezünk fel, $\varepsilon \sim 30 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$ értéket kapunk. Ha a levegőre vo-
atkozó ν viszkózitási együtthatót tekintjük az $\eta = (\nu^3/\varepsilon)^{1/4} \sim 0,1 \text{ cm}$ ered-
ényre jutunk. Ily módon olyan rácsálózatot kellene használnunk, amelynek
oldó képessége 0,1 cm lenne és ennek az egész PHR-et ki kellene töltenie.
z $h = 1000 \text{ m}$ esetén 10^{18} rácsponot jelentene.

E példából világos, hogy a numerikus megoldás gyakorlati kivitele lehe-
etlen. Megoldható a probléma azonban akkor, ha durva rácsálózatot hasz-
álunk és az így elvesztett kis örvények hatását valamilyen módon *modellezzük*.
 Ezek az ún. *sub-grid scale* örvények végzik el a viszkózus disszipációs munkát.
 Egy *sub-grid scale* hatást nem parametrizáló modell esetén *run away* (túlsor-
ulási) effektus, azaz a turbulens energia korlátlan növekedése lépne fel.

Deardoff (1974) 40^3 hálózati pontból álló modellt alkalmazott, a rácspont-
ok horizontális távolsága 125 m volt, függőlegesen pedig 50 m-es metszete-
tet használt. Ez lehetővé tette, hogy a számítások energetikailag konziszten-
ek legyenek, de nem ragadta meg a disszipációs struktúrát; ezt parametrizál-
ú kellett. Gyakorlati szempontból nagy hátránya a három dimenziós modell-
nek, hogy a számítások nem végezhetők el *real time* alatt: 24 órás szimulációra
éhány száz óras gép-idő szükséges!

A három dimenziós modellek sokszor gazdagabb célkitűzésűek, mint amilyenre valójában szükség van. A napi gyakorlatban – sok esetben – elégséges az átlagos viszonyok ismerete: az átlagos fluxusok és az átlagos profilok megadása. E célkitűzések egyik alternatív végrehajtása az *átlagos* egyenletek megoldása. Természetesen az egyenletek átlagolása új tagokat fog teremteni az egyenletekben. Ezek többnyire ismeretlenek és *parametrizálásuk* szükséges. Láthatjuk tehát, hogy az átlagoláson alapuló modellek sem mentesek a parametrizálástól. Történelmileg az *átlagos* egyenletek megoldásával foglalkoztak először, egyszerű K profilt használva, de itt legnagyobb probléma a turbulens diffúziós együttható specifikálása. Sajnos a K profilra vonatkozóan nincsen egységesen kialakult nézőpont a szakirodalomban, de *Wippermann* (1973) munkája jó áttekintést ad a kérdésről. Ma a K profilok becslésére elterjedten használják a második momentum módszert. Ez esetben az egyenletben fellépő Reynolds feszültséget, hőáramot, és egyéb második momentumot „lezárják” a harmadik momentumokra vonatkozó közelítésekkel, parametrizálásával.

A felszíni réteg felett fekvő Ekman-réteget gyakran spirál-rétegnek is nevezik. Ebben a rétegben a mozgásmennyiség turbulens átvitele a réteg alján érvényes értékről zérusra csökken a réteg tetején. Tekintettel arra, hogy a turbulens kicserélődési együttható éppen az Ekman-réteg alsó felében lesz maximális, a meteorológiai elemek függőleges gradiense kisebb, mint a felszíni rétegben és kisebb a paraméterek napi ingadozása is. Sokan az Ekman-réteget úgy fogják fel, hogy ez választófelületet alkot a szabad légkör és a felszíni réteg között. Az Ekman-réteget olyan térrésznek kell tekintenünk, amelynek folyamataira az alsó troposzféra és a talajfelszín egyaránt hatással van. Nagyon fontos és karakterisztikus jelenség a súrlódás okozta ageosztrofikus áramlás, amely kapcsolatot teremt a nagyskálájú és a mezoskálájú folyamatok között. Az Ekman-rétegnek van még néhány, csak erre a rétegre jellemző tulajdonsága is: itt áll elő az alacsony szintű jet, itt alakulhatnak ki sajátos hőmérsékleti és nedvesség mezők, ill. profilok.

A felszíni rétegre vonatkozó gazdagabb ismereteinkkel szemben az Ekman-rétegre vonatkozó ismereteink ma még elégtelenek. Bár a reá vonatkozó hasonlósági elméletet már korán kidolgozta *Rossby* (1932), *Rossby* és *Montgomery* (1935) és tökéletesítette *Kazinszkij* és *Monin* (1960), de mégsem mondhatjuk, hogy lezártnak tekinthető ez a probléma, mivel csak neutrális, barotrop és homogén eset tárgyalásáról volt szó.

A PHR-re vonatkozó ismereteink szegényes voltának az oka a megbízható megfigyelések hiánya. Ez az indítéka annak, hogy annyi nemzetközi program, közöttük a BOMEX, ATEX és az AMTEX tekintette feladatának az Ekman-rétegben történő megfigyelések végrehajtását. Örvendetes, hogy az utóbbi tizenöt évben már intenzív kutatási programról és figyelemre méltó eredményekről számolhatunk be. Ezen belül a Szovjetunióban kialakult iskolát *Zilitinkevics* (1967), *Monin* (1970), *Zilitinkevics* és *Monin* (1974) munkái fémjelzik, de *Tennekes* (1974), *de Moor* (1975) és *de Moor* és *André* (1975), valamint *Counihan* (1975) vizsgálatai is nagy előrelépést jelentenek.

A kezdeti modellek esetén (*Ekman*, 1905; *Taylor*, 1915) föltételezték, hogy K minden z -re vonatkozóan állandó érték. Ez a föltételezés a közismert Ekman-spirálhoz vezetett el, de ez a tényleges szélviszonyoknak csak durva közelítése volt. Ha föltételezzük, hogy a K a z függvénye, realisabb közelítést kaphatunk és a félempírikus megközelítéseknél

$$K = l^2 (\partial \bar{V} / \partial z) \quad (2.16)$$

öltételezéssel szokás élni, ahol l a keveredési utat, \bar{V} pedig a szélvektort jelenti. A fentén kívül szokásos még a

$$K = l \cdot b \quad (2.17)$$

Kolgomorov-féle megközelítés is, ahol b a tömegegységre vonatkozó turbulens mozgás kinetikus energiájától függő mennyiség. Ezeknél a formuláknál a culsproblémát az l keveredési út meghatározása jelenti, de a b megadása sem könnyű. A keveredési utakra vonatkozó kikötéseket több szerző is összefoglalta. Nagyon használható összefoglalást tartalmaz a *McBean* (1979) által szerkesztett kiadvány.

Az Ekman-rétegre vonatkozó hasonlósági elmélet a talajszélnek a geostrofikus szél től való eltérését adja meg az u_* dinamikus sebesség és egy univerzális dimenzió nélküli φ függvény, valamint $\mu = h/L$ stabilitási paraméter segítségével. Ezek szerint

$$U(z) - V_g \cos \alpha = \frac{u_*}{k} \varphi_u \left(\frac{h}{z}, \mu \right), \quad (2.18)$$

$$V(z) - V_g \sin \alpha = \frac{u_*}{k} \varphi_v \left(\frac{z}{h}, \mu \right) \text{sign} f, \quad (2.19)$$

ahol V_g a geostrofikus szelet jelenti, α pedig a tényleges szél és a geostrofikus szél közötti eltérést. A $\text{sign} f$ bevezetése lehetővé teszi azt, hogy különbséget együnk az északi és a déli féltéke között. Ezt az egyenletet a Rossby-féle hasonlósági hipotézisnek nevezzük. A potenciális hőmérséklet és a nedvesség profilját is felírhatjuk hasonló módon. Általánosítva

$$S(z) - S(h) = \frac{S_*}{k} \varphi_s \left(\frac{z}{h}, \mu \right), \quad (2.20)$$

ahol $S = \Theta$, ill. $S = Q$ helyettesíthető. Természetesen z/h és φ univerzális függvényében a (k^2/f) ($\partial \bar{V} / \partial z$) szélnyírás, a τ / τ_0 nyírási feszültség és a $K / k u_* h$ irvénys diffúzió is felhasználható dimenzió nélküli paraméterként. Az itt említett univerzális függvények bármelyikét vagy empirikus úton kell meghatározni, mérések révén, vagy elméleti úton a PHR-re vonatkozó zárt egyenletrendszer megoldásával. E feladatoknál nagyon fontos szerepe van a mértékadó h magasságkálának. *Zilitinkevics* a

$$h = (u_* / f) \gamma (u / \mu_\lambda) \quad (2.21)$$

kifejezést találta erre, ahol $\mu_\lambda = k u_* / f L$, γ pedig 0,25 és 0,6 közötti érték; ez azt jelenti, hogy minden h -től függő mennyiség, így a fluxusok is μ_λ függvényei. Ezzel szemben *Carson* (1973) posztulátumai alapján a konvektív PHR nélysege független u_* -tól és lényegében a z_i inverziós magasságtól függ. Ekkor a karakterisztikus mennyiségek a z/z_i és $\mu_1 = z_i / L$ értékektől függnnek. Az elméleteket az irodalomban *Wangaara*-adatoknak ismert megfigyelések csak részben erősítették meg, ugyanis kitűnt, hogy minden stabilis esetben a z_i skála magasság helyett a h használata a hasznos.

A fenti hasonlósági hipotézisen kívül igen elterjedten használják az ellenállási törvényen alapuló analízist is, ennek az az oka, hogy a hasonlósági elmélet nem tartalmazza a z_0 érdességi paramétert és így a $h/z_0 \gg 1$ és a $z/z_0 \gg 1$ magasságokra érvényes. Ha figyelembe vesszük, hogy a h skálamagasság u_* / f -fel arányos, akkor a fentiek szerint

$$C_g R_0 \gg 1, \quad (2.22)$$

ahol $C_g = u_* / V_g$ a geosztrofikus ellenállási együttható, V_g a geosztrofikus szélsebesség, $R_0 = V_g / f z_0$ pedig a felszíni Rossby-szám. *Monin* és *Zilitinkevics* (1974), *Zilitinkevics* és *Deardorff* (1974) tanulmányai kimutatták az

$$\frac{1}{C_g} = \frac{1}{k} \left\{ \ln \frac{h}{z_0} - b(\mu)^2 + a^2(\mu) \right\}^{1/2} \quad (2.23)$$

$$\sin \alpha = - \frac{C_g a(\mu)}{k} \operatorname{sign} f \quad (2.24)$$

$$\frac{S(h) - S(0)}{S_*} = \frac{1}{k \alpha_s^0} \left[\ln \frac{h}{h_0} - c(\mu) \right] \quad (2.25)$$

formulák helyességét, ezek a törvények megadják a stacionárius, horizontálisan homogén, barotrop határreteg esetén a geosztrofikus ellenállási együtthatót (C_g), a talajszélnek a geosztrofikus szélből való eltérését és a tetszőleges S tulajdonság áramát. S_* a kérdéses tulajdonság turbulens áramának és a fluktuációs kinetikus energiának a hányadosa. A (2.25) formulában szereplő $1/\alpha_s$ tagot, ha hőről van szó Prandtl-féle számnak, és ha nedvességről van szó Schmidt-féle számnak nevezzük. Az a és b értelmét a különböző szerzők többször felcserélik. Ezek az egyenletek lehetővé teszik a felületi feszültség, az érzékelhető és a latens hőszállítás fluxusának kiszámítását, ha ismerjük a planetáris határreteg z_0 , V_g , $\Theta(h)$, $\Theta(0)$, $Q(h)$ és $Q(0)$ paramétereit.

A számítások menetéhez az alábbiakra van szükség:

1. a mértékadó h magasság meghatározására megfigyelések vagy egyéb paraméterek alapján,
2. az a , b , c univerzális függvények meghatározására $\mu = h/L$ ismeretében, ha adott u_* , T_* és q_* , végül
3. az α_s^0 — meghatározására.

Láthatjuk, hogy az ellenállási elmélet éppen úgy elvezet a fluxusok meghatározásához, mint ahogyan a hasonlósági elmélet is lehetővé tette ezen alapfeladatok végrehajtását. A fentiekből világos az is, hogy a hasonlósági elmélettel analógikusan a feladatot csak a felhasznált mennyiségek parametrizálása révén hajthatjuk végre. Itt lényegében a μ -tól függő mennyiségek parametrizálása szükséges.

3. Alkalmazások, távolabbi kiállítások

Az alkalmazások áttekintésekor nem követhetjük eddigi módszerünket; nem emelhetünk ki a vonatkozó szakirodalomból egy-egy művet, mivel számuk túlságosan nagy és egyiknek vagy a másiknak részletesebb tárgyalása éppen úgy indokolatlan, mint elhagyása. Módszerünk most az lesz, hogy rámutatunk az alkalmazási területekre és fontosságukra.

Minden kétséget kizáróan egyik legfontosabb alkalmazási terület a mozgásmennyiség, a hő

és a nedvesség függőleges fluxusának a meghatározása. Ezzel a kérdéssel majdnem minden tanús kézikönyv foglalkozik, de számos speciális kiadvány is, amelyek részben a kérdés agrometeorológiai oldalával, valamint a tavak párolgásának kérdésével foglalkoznak. Utóbbira hazai példák is vannak: a Balaton, a Velencei-tó és a Fertő térségében végrehajtott vizsgálatok; nagy részük az ún. profil technikán vagyis függőleges gradiens méréseken alapul.

Az agrometeorológiai és hidrológiai alkalmazások kívül nagyon fontos alkalmazási terület a légtömegek átalakulását leíró vizsgálatok. Ezek során a cPM-nek mPM-mé átalakulását vizsgálták és egyszerűsítő feltételek bevezetése után a

$$\partial\Theta/\partial x = (K/\bar{u}) (\partial^2\Theta/\partial z^2) \quad (3.4)$$

típusú feladatot kell megoldani, ahol \bar{u} az átlagos szélességet, K a turbulens diffúziós együtthatót, Θ pedig a potenciális hőmérsékletet jelenti. Ha feltételezzük K állandóságát és ésszerű határfeltételt teszünk, a feladat megoldható és a relatív átalakulás az idő és távolság függvényében felírható.

Az előző részben definiált geosztrifikus ellenállási együttható meghatározása alapvető feladat, mivel számos formulában szerepel paraméterként, így a latens és szenzibilis hőáramra vonatkozó vizsgálatok esetében is. Amint láttuk, a C_g ellenállási tényező profil mérések birtokában meghatározható. Természetesen a C_g meghatározására vonatkozó formulákban szereplő paramétereknek az értéke eltérő lesz a labilis, a neutrális és a stabilis PHR esetén. E paraméterek vagy modell kísérletekből határozhatók meg, vagy pedig empirikus úton.

Különös érdeklődésre tartanak számot azok az alkalmazási területek, amelyekben az antropogén hatások vizsgálatáról van szó. A légköri szennyananyag diffúziós terjedésének a modelljei nem nélkülözhetik a PHR-re vonatkozó elméletek nyújtotta stabilitási és áramlástanai paramétereket. Nagyon fontos e téren a K -profilok meghatározása és ma már a lineáris profilok mellett parabolikus és egyéb profilok is ismeretesek.

A szinoptikai alkalmazás terén a mezo-skálájú és makro-skálájú folyamatok kölcsönös visszacsatolásának a vizsgálatait kell kiemelnünk. Különös hangsúlyt kap itt két folyamat: az áttörő konvekció hatása a PHR-re és az ageosztrifikus, vagy anizobárikus tömegáram kérdése. Az első kérdés megfordította is érvényes, tanulmányozandó, hogy a PHR milyen befolyást gyakorol az átütő konvekcióra. Ami a második kérdést illeti, kimutatható, hogy a PHR-ben fellépő ageosztrifikus hatások tömegdivergenciát, illetve konvergenciát hoznak létre és ez ciklonok esetén feltöltődéshez, anticiklonok esetén leépüléshez vezet, azaz fontos szinoptikai folyamatokhoz.

Nagyon fontos kérdés az általános cirkuláció és a PHR kapcsolata. Itt elsősorban a hőfelvétellel és a kinetikus energia disszipációs leépülésével kapcsolatos vizsgálatokat kell tovább fejleszteni.

Végig gondolva a PHR-re vonatkozó irodalmat és a leírt eredményeket, azt mondhatjuk, hogy a légkör ezen fontos részére vonatkozó ismereteink egyre bővülnek és pontosabbak lesznek. Meg kell azt is állapítanunk, hogy ezek a vizsgálatok és vizsgálati módszerek nem lezártak, hanem intenzív fejlődés előtt állnak. Ebbe a munkába a hazai kutatásoknak is be kell kapcsolódnia, illetve fokozni kell a részvétel intenzitását. Erre minden feltétel adva van, hiszen hazánkban három mérőtorony is működik. A további teendő az, hogy szorgalmazzuk e téren a szaktanulmányok, összefoglaló művek és disszertációk írását.

IRODALOM

- Batchelor, G. K., 1953: The theory of homogenous turbulence. Cambridge Univ. Press England, 197.
- Carson, D. J., 1973: The development of a dry inversioncapped unstable boundary layer. *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.* 99, 450–467.
- Counihan, J., 1975: Adiabatic atmospheric boundary layer: a review and analysis of data from the period 1880–1972. *Atmosph. Environment* 9, 871–905.
- Cramer, H. E. and Record, F. A., 1955: Power spectra of the eddy velocity component. *J. Meteor.* 12, 146–151.
- Deagle, Y., 1974: A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 100, 351–364.
- Deardorff, J. W., 1974: Three-dimensional numerical study of turbulence in an entraining mixed layer. *Boundary-Layer Meteor.* 7, 199–226.
- Dési, F. és Rákóczi, F., 1970: *A légkör dinamikája*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Ekman, V. W., 1905: On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. *Arkiv. Mat. Astron. Fys.* 11, 1–52.
- Endrődi, G., 1980: A felszínközeli 30 méteres légréteg fizikai állapotának néhány jellemzője. *Időjárás* 84, 31–42.
- Götz, G. és Rákóczi, F., 1981: *A dinamikus meteorológia alapjai*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Haltiner, G. J. and Martin, F. L., 1957: *Dynamical and physical meteorology*. Mc Grow Hill and Co., New York, Toronto and London.
- Kolmogorov, A. N., 1941: The local structure of turbulence in the incompressible viscous fluid for very large Reynold's number. *Compt. Rend. Acad. Nauk. S.S.S.R.* 30, 301–305.
- Lumley, J. L. and Panofsky, H. A., 1964: *The structure of atmospheric turbulence*. Interscience-Wiley, New York.
- Malkus, J. S., 1962: Large-scale interaction. In *The Sea*, (ed.: M. N. Hill), 88–294.
- Mc Bean (red.), 1979: The planetary boundary layer. *WMO Techn. Note* N0 165.

- Monin, A. S.**, 1970: The atmospheric boundary layer. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 2, 225–250.
- Monin, A. S.** and **Zilitinkevich, S. S.**, 1974: Similarity theory and resistance laws for the planetary boundary layer. *Boundary Layer Meteorology* 7, 391–397.
- de Moor, G.**, 1975: La turbulence dans la couche limite atmosphérique, 1^{ère} partie, paramétrisation des flux turbulents. *La Météorologie* 6, 107–124.
- de Moor, G.** et **André, J. C.**, 1975: La turbulence dans la couche limite atmosphérique, 2^{ème} partie, modélisation de la couche limite. *La Météor.* 6, 179–195.
- Oke, T. R.** and **Maxwell, G. B.**, 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atm. Environment* 9, 191–200.
- Panofsky, H. A.** and **Mc Cormick, R. A.**, 1954: Properties of spectra of atmospheric turbulence at 100 m. *Quart. Meteor. Soc.* 80, 546–564.
- Panofsky, H. A.**, **Tennekes, H.**, **Lenschow, D. H.** and **Wyngaard, J. C.**, 1977: The characteristics of turbulent velocity component in the surface layer under convective conditions. *Boundary Layer Meteor.* 11, 355–361.
- Pristley, C. H. B.**, 1962: The width-height ratio of large convection cells. *Tellus* 14, 123–125.
- Próbald, F.**, 1974: *Budapest városklimája*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Riehl, H.**, **Yeh, T. C.**, **Malkus, J. S.** and **La Seur, N. E.**, 1951: The North-east trade of Pacific Ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 77, 598–626.
- Rossby, C. G.**, 1932: A generalisation of the theory of the mixing length with applications to atmospheric and oceanic turbulence. *Meteor. Pap. Mass. Inst. Techn.* 1, 5–36.
- Rossby, C. G.** and **Montgomery, L.**, 1935: The layer of frictional influence in wind and ocean. *Pap. Phys. Ocean. Met. Mass. Inst. Techn.* 3, 1–101.
- Schneider-Carius, K.**, 1953: *Die Grundschrift der Atmosphäre*. AVG, Leipzig.
- Taylor, G. J.**, 1915: Eddy motion in the atmosphere. *Phil. Trans. Roy. Soc. A* 215, 1–26.
- Tennekes, H.** and **Lumley, J. L.**, 1972: A first course on turbulence. MIT Press, Cambridge Mass., 300.
- Tennekes, H.**, 1974: The atmospheric boundary layer. *Phys. Today* 27.
- Van Mieghem, 1973: Atmospheric energetics**. Clarendon Press, Oxford.
- Wyngaard, J. C.**, 1973: On surface layer turbulence. In *Workshop on Micrometeorology* (ed.: D. A. Hanger), AMS, Boston, 101–149.
- Wippermann, F.**, 1973: The planetary boundary layer of the atmosphere. *Ann. Meteor. (Neue Folge)* 7, 346.
- Zilitinkevich, S. S.**, 1967: Mathematical modelling of the interaction between the atmosphere and ocean in viscous layer. *JAMA-Symp.*, Switzerland, 18.
- Zilitinkevich, S. S.** and **Deardorff, J. W.**, 1974: Similarity theory for the planetary boundary layer of time-dependent height. *J. Atmosph. Sci.* 31, 1449–1452.
- Zilitinkevich, S. S.** and **Monin, A. S.**, 1974: The similarity theory for the boundary layer of the atmosphere. *Dokl. Acad. Sci. USSR* 216, 536–539.
- Yaglom, A. M.**, 1977: Comments on wind and temperature flux-profile relationships. *Boundary Layer Meteor.* 11, 89–102.
- Лайтман, Д. П.** 1976: Динамическая метеорология. Ленинград.
- Казанский, А. Б.** — **Монин, А. С.** 1960; О турбулентном режиме приземного слоя воздуха. Изв. АН СССР № 1. стр. 165–168.
- Расторгуева, Г. П.** 1974: Характеристика метеорологии уеского режима приземного воздуха за период экспедиции в Запорожье. Труды ГГО выд. 332. стр. 17–32.

ENGLAND, J. — ULBRICHT, H.: **Flugmeteorologie**. VEB Verlag für Verkehrswesen Berlin 1980. 403 oldal, 342 ábra, 51 táblázat, 32 melléklet.

A világszerte növekedő légiforgalom következtében fellépő élénk érdeklődés arra indította a NDK közlekedési kérdésekkel foglalkozó kiadóját, hogy a repülési kézikönyvek sorozatában, család kilencedik tagjaként, repülésmeteorológiai szakmunkát jelentessen meg. A felkért szerzőknek nem könnyű feladatot kellett megoldani: könyvüket a meteorológusok, a hajózók, technikai képzésű és az amatőr repülők számára kellett vonzóvá és tanulságossá tenni. Ilyen széles körű olvasótábor buktatókat és csapdákat is jelent, hiszen az egyik olvasó számára túl-nagyarázás lehet az, amely a másik olvasónál alapismereteket jelent. A szerzők dicséretére vall, hogy könyvükben nagyrészt elkerülték a csapdákat és kivédték a buktatókat.

Ami a könyv általános hangvételét illeti, sokszor oldalakon keresztül az az érzésünk, hogy nem speciális, hanem általános meteorológiai ismeretekről olvasunk, de hamarosan rájövünk, hogy már el is érkeztünk a ki sem mondott célhoz, ahhoz, hogy a tárgyalt jelenségnek mi a repülésmeteorológiai vonatkozása.

Ebből a szemléletből fakadóan a 13 fejezetre tagolt könyv lényegében a légköri folyamatok és a repülés kapcsolatának az interpretálása. A légkör állapotát és felépítését leíró fejezet, a meteorológiai alapelemek tárgyaló rész és a légmozgásokkal foglalkozó oldalak terjedelme a fontosságuknak megfelelő. Megismerjük a fejezetekből az alapfogalmakat, de különösen a légmozgások című fejezetben olyan modern tudnivalók birtokába is jutunk, mint például a mesterséges elhőképek és lee-hullámok kapcsolata. A víz a légkörben, valamint a hőmérsékleti rétegződés ímű fejezetek nemcsak a stabilitási kritériumot taglalják, hanem a repülés számára annyira fontos alaprétég (*Grundschrift*) egyes típusait is.

A felhőkkel, a köddel és a csapadékkal foglalkozó 6. fejezet, továbbá a látástávolságot aglaló 7. fejezet — véleményünk szerint — túlságosan rövidre szabott. Az lehet csak a mentség, hogy a fontos fogalmak repülési vonatkozásai még a későbbiek során is előtérbe kerülnek. A szűrési folyamatoknak szentelt 8. fejezet rövidre fogott bár, de kielégítő részletességgel írja le a kitűzött témát.

Nagyon nagy terjedelmű a szinoptikával foglalkozó rész. E fejezeten belül kerül sor a nyomási centrumokkal foglalkozó ismeretek bemutatásán kívül a klimatológiai problémák tárgyalására is. A repülési vonatkozások a *jet stream*ok (poláris-, szubpoláris-, alacsony szintű *jet*) tárgyalásánál a legszembetűnőbbek, de a különböző fronttípusok tárgyalása, vagy a trópusi ciklok bemutatása is repülésmeteorológiai szempontból történik. Ha a fejezet minden címszavát el akaránk sorolni, tulajdonképpen a szinoptikus meteorológiai enciklopédia címszavait sorolánk fel. A széles körű, majdnem mindenre kiterjedő tárgyalásmódnak a tömörség a legfőbb rénye.

A 11. fejezet a meteorológiai veszélyekkel foglalkozik. A jegesedés jelenségét nagyon részletesen, felhőtípusokra felbontva tárgyalják a szerzők, de kitérnek a csapadéokban fellépő jegesedésre is. E fejezeten belül kerül sor a turbulencia és a repülés kölcsönös viszonyának tárgyalására, különbséget téve a súrlódás okozta és a termikus természetű turbulencia között, egyben ámutatva az orográfikus és dinamikus turbulenciát okozó folyamatokra. A turbulencia mellett a zivatarok repülést gátló hatásaival is behatóan foglalkozik a könyv, még éghajlati tekintetben is: bemutatja a zivatarvékenység térképeit mind a két féltekére vonatkozóan. Minden veszélyt jelentő elem esetén kitérnek a szerzők az elhárításukat elősegítő meteorológiai tanácsok összefoglalására is.

A speciális repülési feltételek című fejezet a vitorlázó repülőknél, az alacsony szinten navigálóknak és a sztratoszféra repülőknél szól. E fejezeten belül kerül sor néhány szóval a közepes földrajzi szélességektől eltérő szélességeken történő repülési feltételek ismertetésére is.

Az utolsó, 13. fejezet, teljesen a gyakorlat számára íródott. Itt kerülnek bemutatásra a repülés biztonságát szolgáló globális megfigyelési és globális kutatási programok. Itt találjuk a repülőmeteorológiai időjárás szolgálatok tevékenységének ismertetését, a távközlési rendszer bemutatását. Ez a fejezet tartalmazza a kódok felépítését és a dekódolási eljárások ismertetését. Itt mutatják be a szerzők a repülőtereken rendszeresített térképek, úrlapok, segédletek fölépítési vázlatait, vagyis olyan gyakorlati tudnivalókat foglalnak össze, amelyek nélkülözhetetlenek a repülőtéren szolgálatot teljesítő meteorológusok, repülőirányítók és hajózók számára.

A könyv olvasását azzal a jó érzéssel fejezhetjük be, hogy a meteorológiai szakirodalom ismét egy gyakorlat számára is hasznos könyvvel gazdagodott. A számos ábrát és táblázatot bemutató könyv nagyon szemléletes tudta tenni velük mondanivalóját. A dícséretes célkitűzésű könyv jó ismeretterjesztési anyag is, de olvasása magasabb szintű meteorológiai tanulmány elvégzését tételezi föl.

Rákóczi Ferenc

SZEPESI D., POPOVIČ M. és FEKETE K.: A légköri kén nagytávolságú transzmissziója. Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai LII., Budapest 1982. 125 oldal, 17 ábra, 25 táblázat, 117 irodalmi hivatkozás, 5 oldalas angol nyelvű összefoglaló.

A levegőbe kerülő szennyezőanyagok hatásai közvetlenül a források környezetében a legszembetűnőbbek. Így nem véletlen, hogy a levegő tisztaságának védelmére irányuló erőfeszítések először a lokális légszennyeződés leküzdésére irányulnak. Az utóbbi időben azonban egyre nyilvánvalóbbá vált, hogy a légszennyeződés káros következményei a forrásoktól távol is kimutathatók, azaz kiderült, hogy a nagyobb léptékű, más szóhasználattal háttérszennyeződéssel is foglalkoznunk kell. A háttérszennyeződés oka az, hogy a legtöbb komponens légköri tartózkodási ideje hosszabb, mint a források vízszintes kiterjedésének és a szél közepes sebességének arányából adódó idő. Továbbá a légköri nyomanyagok tartózkodási idejét is figyelembe kell vennünk; meghatározott vegyület molekuláinak egy része ugyanis hosszabb ideig marad a levegőben, mint azt az átlagos tartózkodási idő alapján gondolnánk.

A nagyobb távolságra (néhány száz, esetleg ezer km) terjedő komponensek között fontos helyet foglalnak el a tüzelőanyagok kéntartalmából származó vegyületek. A kéményekből kikerülő kén-dioxid (elsődleges szennyezőanyag) a levegőben olyan kénsav, illetve szulfát aeroszol részecskékké oxidálódik (másodlagos szennyezők), amelyek tartózkodási ideje hosszabb, mint az elsődleges szennyezőé. A különbséget a kén-dioxid és az aeroszol részecskék ülepedési mechanizmusának eltérése okozza. A kén-dioxid elsősorban száraz, a részecskék főleg nedves ülepedéssel hagyják el a légkört. Ráadásul a káros hatások (a környezet savasodása, a látástávolság csökkenése stb.) is a hosszabb tartózkodási idejű másodlagos szennyezők számlájára írhatók.

Mindebből kézenfekvő, hogy a nagytávolságra eljutó kénszennyeződés problémái nem oldhatók meg adott régió – ország – keretein belül. Különösen igaz ez Európában, ahol az országok területe meglehetősen kicsi. Így pl., ha Magyarország háttérlevegőjének minőségét, pontosabban az egyes szennyezőanyagok eredetét akarjuk megítélni, akkor olyan transzmissziós modellre van szükségünk, amely a hazai háttérkoncentrációkat az európai emisszió-mezővel (és természetesen a hazai kibocsátással) köti össze. Ezért nagy jelentőségű, hogy az Országos Meteorológiai Szolgálat Szepesi Dezső vezetésével olyan kutatásokat is végez, amelyek célja ilyen jellegű modellek kidolgozása. Jelen kötet a munka értékes fázisáról nyújt világot áttekintést.

A légköri kén nagytávolságú transzmissziójának modellezése nem könnyű feladat. Az emisszió-mezőn kívül ismernünk kell adott időszakokra vonatkozóan az áramlási képet (trajektóriákat), valamint annak a rétegnek a vastagságát, amelyben a különböző anyagok elkeverednek. Még nehezebb a trajektória mentén végbemenő átalakulási és ülepedési folyamatokat matematikailag leírni. Ezek a folyamatok igen sok légköri paramétertől függenek és tulajdonképpen csak átlagértékeikről vannak mérésekre alapozott elképzeléseink. Szepesi és munkatársainak legnagyobb érdeme éppen az, hogy a különböző átalakulási és ülepedési mechanizmusok trajektória menti részidejét elfogadható módon figyelembe veszik, illetve, hogy a folyamatokat jellemző felezési időket a számítások és a magyar háttérszennyezettség-mérések összehasonlítása útján optimalizálják.

Természetesen, mint minden esetben, a szerzők néhány megállapítása vitatható. Ez azonban nem érinti a munka lényegét, nevezetesen azt a tényt, hogy Szepesi Dezső, Popovics Mária és Fekete Katalin olyan légköri modellt dolgoztak ki, amellyel kielégítően szimulálható a különböző távolságokban lévő hazai és külföldi forrásokból érkező kénszennyeződés.

Mészáros Ernő

EMLÉKEZÉS BODOLAI ISTVÁNRA*

Egy előadás előre megszabott 20 perce ropant rövid idő ahhoz, hogy részletekbe menően értékelhessük bárki életútját, tudományos és közéleti tevékenységét. Jószerével még arra sem elegendő, hogy tömondatokban és címszavakban – minden értékelést mellőzve – felsoroljuk a munkásságát jellemző legfőbb eredményeket, tevékenységeket. Különösen akkor vagyunk nehéz helyzetben, ha olyan termékeny kutatóról és feladatokban mindig bővelkedő szakemberről emlékezünk meg, mint amilyen *Bodolai István* volt. Kutatói és kutatásszervezői tevékenységének ismertetését az sem könnyíti, hogy nem adatott meg számára életművének befejezése, lezárása.

Bodolai István 40 évvel ezelőtt, 1942-ben lépett a Meteorológiai Intézet kötelékébe, – ekkor 19 éves volt. Az itt kapott állami vizontszolgálati ösztöndíj segítségével beirakozott a budapesti Tudományegyetem matematika-fizika tanári szakára. Az ösztöndíjért eszerében szinoptikus észlelést végzett az intézetben, mint előtte és utána annyian mások, nagy karriert befutó meteorológusok. Az időjárásiról tudatos és hivatásszerű nyomonkövetése közrejátszott abban, hogy érdeklődése később az időjárásiról folyamatok szinoptikai vizsgálatához vezetett.

A háborús események félbeszakították ugyan egyetemi tanulmányait, de a négy évnyi kényszer szünetben a háromévi hadifogság hozzásegítette az orosz nyelv elsajátításához, amit a későbbi években ugyancsak előnyösen fel tudott használni munkájában. Az egyetem befejezése után hamarosan – a meteorológia tudományterületén az első levelező aspiráns lett és már 1954-ben elnyeri a „fizikai tudományok kandidátusa” fokozatot. Disszertációjának témája a konvektív zivatark aerológiai-szinoptikai vizsgálata. Éles kritikának veti alá az ún. légtömegelemző módszert, ami különösen a zivatarképzés szinoptikai feltételeire nem tudott kielégítő választ adni. Részletesen kifejtette, majd esettanulmányokon keresztül bemutatta, hogy melyek a zivatarképzés legfőbb szinoptikai, aerológiai és helyi feltételei.

*Az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságának kibővített ülésén, 1982. április 7-én elhangzott előadás

Munkásságának egyik legaktívabb szakasza az ötvenes évek elejére esett. Az aspirantúra mellett részt vett *Hromov* Szinoptikus meteorológiájának fordításában, majd *Bacsurina* és *Turketti*: A légköri frontok keletkezésének feltételei c. könyvét fordította le. Ezt követően – ugyancsak szovjet irodalmi források alapján – megírta „Az advektív-dinamikus analízis elméleti és gyakorlati alapelvei” c. munkát, amelyben a légnomásváltozás *Kibel* által kifejlesztett hidrodinamikai elméletét közérthető formában tárta a hazai meteorológus társadalom elé.

E tevékenységével nagyon nagy mértékben hozzájárult ahhoz, hogy a jobbára német szakirodalmat ismerő, azon felnövekedett elméleti meteorológusok és szinoptikusok egy addig alig ismert, és a nyelvi nehézségek miatt hozzáférhetetlen dinamikus és szinoptikus meteorológiai iskolával közelebbről megismerkedhesse- nek.

Az ötvenes évek második felétől kezdve figyelmét egyre inkább a markáns időjárásváltozást hordozó légköri rendszerek, a frontok felé fordította. Felhasználva *Djubjuk*-nak a frontális feláramlásokra vonatkozó elméleti vizsgálatait, kísérletet tett előbb a hideg majd a meleg frontok átvonulásakor várható csapadék számszerű előrejelzésére. Kimutatta, hogy a hideg frontok csapadékának kialakításában a frontális sűrűlésből származó emelés játssza a főszerepet, meleg frontok esetében viszont a vergenciális emelés a döntő. Egy későbbi vizsgálata – amelyet *Bodolainéval* együtt végzett – mozgó frontok csapadékhozamával foglalkozott (1962). A korábbi megállapításaihoz ez a kísérlet még egy fontos tényezőt hozott: a frontoknak saját cirkulációs rendszerük van, és ennek szerepe a csapadék kialakításában egyáltalán nem elhanyagolandó.

Az okklúziós frontok mentén végzett csapadék számításikísérletek (1963) után 1964-ben önálló kötetben jelenik meg a frontális csapadékok mennyiségi meghatározására szolgáló szinoptikus vizsgálati módszer. Érdeemes e kötet bevezető részéből néhány mondatot idézni, mert amit a szerzők egy évszázad tudományos fejlődéséről írnak, ugyanez – természetesen kisebb időléptékben – érvényes Bodolai csapadékszinoptikai vizsgálataira is:

„A ma már erősen meggyarapodott ismeretek birtokában igen tanulságos a csapadékfolyamatokról alkotott szinoptikai fogalmak tanulmányozása, mert világosan tükröződik bennük a tudományos gondolat fejlődésének útja, a minőségi fenomenológiai tartalomtól a jelenléte lényegét feltáró konkrét és részletes ismeretekig. Ugyanakkor láthatjuk azt az óriási erőfeszítést, amelyet a szinoptika úttörőitől kezdve napjainkig e tudományág művelői tettek a probléma megoldása érdekében.”

A hatvanas évek közepétől Bodolai István figyelmét egyre inkább a kisebb tér- és időbeli skálájú folyamatokra irányította. Ennek ketős indítéka lehetett. Egyrészt a korábbi frontvizsgálatai és a frontális csapadékok előrejelzése során tapasztalta, hogy a szinoptikus méretűnél kisebb nagyságrendű folyamatok is milyen jelentősen befolyásolják a lehulló csapadék mennyiségét. Másrészt, egyre sürgetőbbé vált a mezoskálájú veszélyes időjárási jelenségek előrejelzésének igénye. Ez utóbbi témában rajta kívül felesége, *Bodolainé Jakus Emma* és *Götz Gusztáv* vett elsősorban részt. Hón óhajtott terve volt, de sajnos sohasem valósult meg az, hogy néhány hidegfront magyarországi átvonulását 1–2 óránkénti gyakoriságú rádiószondás mérésekkel kövessük nyomon. Ezáltal talán lehetővé vált volna a frontok dinamikai aktivitását olyan változatossá tevő frontális mezosztruktúrák gyorsabb és pontosabb felismerése, és könnyen bizonyítani vagy cáfolni lehetett volna sok reájuk vonatkozó hipotézist.

Motorja és aktív résztvevője volt a hatvanas évek közepén a balatoni viharjelzés fejlesztése terén kialakult széleskörű kutatómunkának. Érdeklődésének középpontjában ekkor a légkör stabilitását leíró paraméterek, majd az instabilitási vonalak és előrejelezhetőségük állt. Az e tárgyban folytatott kutatásainak eredményei a *Sturmwarnung am Balatonsee* c. kötet értékes részét alkotják.

Bár inkább szervezési jellegű, mégis itt térnék ki Bodolainak arra a javaslatára, amelyet közel két évtizedes szinoptikai kutatómunka után, 1968-ban vetett papírra. E javaslat bevezetőjében megállapítja, hogy a nemzeti időjárás-előrejelző centrumok jobbára spontán módon alakultak ki és fejlődtek tovább, formáikat és tevékenységüket körüket nem annyira tudományos megfontolások, mint inkább a gyakorlat igényei szabták meg. Szükséges tehát az előrejelző kivitelező szervezet tudományos igényű reformja. A légköri jelenségek valamennyi skáláján végbemenő folyamatok előrejelzésére olyan funkcionálisan integrált rendszer létrehozását javasolta, amely mentes a szükségtelen átfedésektől, továbbá zavar nélkül növekedhet és fejlődhet. Bár javaslatai az elmúlt 14 év alatt teljesen nem valósultak meg, a Központi Előrejelző Intézet időjárás-analízissel és előrejelzéssel foglalkozó főosztályának jelenlegi szervezeti felépítése sok olyan vonást

tartalmaz, amit annak idején ő fogalmazott meg.

A prefrontális szélérésődések okainak vizsgálatakor – kapcsolatban a balatoni viharjelzés továbbfejlesztésével – fény derült az *alacsony szintű jet*-ek létezésére. 1970-ben, amikor ezek a kutatások kezdődtek, még a nemzetközi irodalom is elég keveset foglalkozott az alsó légrétegeknek ezzel a jelenségével. Bodolai és Bodolainé *jet*-vizsgálatai előbb a ciklonok melege szektorában, majd az anticiklonok peremén sok érdekes részletet derítettek ki erről a mozgásformáról.

Bodolai István mindig érzékenyen reagált a népgazdaság különböző ágazatai részéről felmerülő meteorológiai szolgáltatási igényekre. Így volt ez akkor is, amikor az 1965-ös dunai, majd az 1970-es tiszai árvíz nyomán megkeresés érkezett szolgálatunkhoz az árvizeket kiváltó időjárási folyamatok előrejelzését illetően. Javaslatára 1973-ban Hidrometeorológiai Kutatócsoport jött létre, amely az elmúlt évtizedek árvizeinek időjárási hátterét tanulmányozva módszerrel dolgozott ki e veszélyes szinoptikus helyzetek előrejelzésére, sőt azóta ez a Központi Előrejelző Intézet szolgálatává vált.

Ezzel, tisztelt hallgatóim, tulajdonképpen elérkeztünk ahhoz a kutatási témához, amely Bodolai doktori disszertációjának, tárgyát képezi, és amiről az előző előadásban kellő áttekintést kaptunk. Így, azt hiszem, megengedhető, hogy ne bocsátkozzak ismétlésbe. Annyit mindenesetre el kell mondani, hogy a disszertáció anyaga sem egy-két év, hanem több, mint két évtizedes munka eredménye. A disszertáció, a szerző posthumus műveként *Bodolainé Jakus Emma* gondozásában „*Vertikális cirkulációk frontálzónákban*” címmel, az OMSZ Hivatalos Kiadványai LIV. kötetként megjelenik 1982-ben. Élvezet végigolvasni a függőleges légmozgásra, a frontális csapadékképződésre vonatkozó, 1955-től kezdve publikált dolgozatait, és figyelni, hogy fejlődik és finomul a frontálzónák vertikális cirkulációjának a leírása, míg végül elnyerte végleges formáját.

Bodolai István tudományos közéleti szereplését igen fiatalon kezdte. 1952–53 között a Magyar Meteorológiai Társaság főtítkára, 1954-től haláláig az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságának titkára, majd elnökhelyettese. Ennek az épületnek a falai között nem kell bizonygatni, mi minden feladat hárul egy lelkiismeretes, mondhatni túlzottan lelkiismeretes tisztségviselőre. Az MTA X. osztálya és a Bizottság számára időről időre készített elemzései apró részletességgel beszámoltak a magyar meteorológiai kutatások helyzetéről, aktuális tenivalókról. E minőségében igen jó kollégiais kapcsolatot alakított ki számos társtudomány művelőivel.

A TMB munkájában mint aspiránsvezető, érkezőek opponense, bírálóbizottsági titkára vett részt. Egyszóval, ahol dolgozni kellett, számitani lehetett.

A szocialista országok meteorológiai szolgálatainak igazgatói 1963. évi varsói konferenciájukon döntést hoztak arról, hogy a közös érdekeket szolgáló meteorológiai kutatásokat célszerű lenne koordinálni. A koordináció elveit kidolgozó és gyakorlati végrehajtását nyomonkövető munkacsoport – ismert nevén RGKNIR – első ülésére 1964-ben Budapesten került sor. Elnökéül Bodolai Istvánt választották, aki e tisztséget élete végéig betöltötte. E távrolról sem könnyű és egyszerű, nagy diplomáciai érzéket, széles körű szakismeretet igénylő szerepkörében nemzetközi méretekben is megbecsült, tiszteletet vívott ki magának. Vezetése alatt az RGKNIR nyolc ülést tartott, s ezek az ülések tekinthetők bölesójéül olyan közös kutatásoknak, mint pl. Kelet-Európa agroklimatológiai körzetesítése, a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének több országra kiterjedő vizsgálata stb.

1975-ben az OMSZ Tudományos Tanácsának megalakulásánál is jelen van, s kezdetől fogva annak titkára. Feladatai közé tartozott az OMSZ kutatási beszámolóinak összeállítása. Nagyon kényes volt arra, hogy mindaz, amit leír, világos, érthető és főleg tartalmas legyen. Erről tanúskodnak cikkei és azok a kutatásokról írott helyzetelemzései, amikről már korábban szó volt.

Bár az előadás címében ez nem szerepel, azt hiszem, nagy hibát követnék el, ha nem emlékeznék meg Bodolai Istvánról, az oktatóról. 1953–56 között három évfolyam meteorológus hallgatói részeshülhettek abban a – túlzás nélkül mondhatjuk, hogy – ajándékban, hogy ő volt a dinamikus és a szinoptikus meteorológia előadója. Tartalmilag és formailag olyan jól felépített előadásokat tartott, hogy órái alatt senkinek sem jutott eszébe mással foglalkozni. Aspiráns éveit alatt szerzett széles körű irodalmi ismereteit gyakorlott pedagógusokat felülmúló következetességgel és rutinnal adta közre. Külön élményt jelentettek az óráközi szünetek, amikor a folyosón saját kutatásairól vagy más szakmai témáról beszélt.

A 60-as, 70-es években elsősorban szinoptikai tárgyú továbbképzései vonzottak sok érdeklődőt az előadásaira. Az ELTE-n bevezetett „meteorológus II” oktatásban is részt vett, sőt az egész tanterv kialakításában nagy szerepe volt.

Nem maradhat említés nélkül az sem, hogy Bodolai István az Időjárás szerkesztő bizottságának tagjaként, 1951-től 1979-ig 28 éven át tevékenykedett, 1978-tól pedig a szerkesztő bizottság elnöke volt. Lektorai ténykedése során mindig a javító, segítő szándék vezette, a folyóirat profiljának alakításában pedig a böles mérséklet.

Így vélem, hogy e megemlékezés Bodolai

István életpályájáról méltatlanul rövid és szűkszavú volt ahhoz képest, amit ő nyújtott a magyar és a nemzetközi meteorológus társadalom számára. De ha sikerült ezzel most felkeltenem a figyelmet a fiatalabb meteorológus nemzedékekben is egy olyan kutató, kutatásszervező és oktató elődjükre, akit méltán tekinthetnek példaképtüknek, azt hiszem nem volt hiábavaló és eredménytelen ez a megemlékezés.

Ambrózy P.

*

LÉGSZENNYEZŐDÉS-METEOROLÓGIAI SZEMINÁRIUM

Mivel a különböző szocialista országok a legkülönbözőbb számítási modelleket használják a szennyezőanyagok terjedésének meghatározására, ezért már hosszú ideje felmerült az igény, hogy ezeket a modelleket, a számítások eredményeit, a modelleket meghatározó paramétereket, s a modellek alkalmazhatósági körét összehasonlítsák. Ezt a feladatot látta el „A légszennyeződések terjedésének vizsgálata különböző meteorológiai feltételek esetén” című téma keretén belül szervezett szeminárium, melyet a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálata szervezett 1982. január 18–22. között a Drezda melletti Wahnsdorfban.

A szemináriumon az alábbi országok képviselői vettek részt: Csehszlovákia, Német Demokratikus Köztársaság, Magyarország, Szovjetunió. A Lengyel Hidrometeorológiai Szolgálat írásos beszámolóban küldte el összehasonlító vizsgálatainak eredményét.

A szeminárium során 10 előadás hangzott el. Az ülés első részében az összehasonlító számítások kapcsán felmerült problémákat vitatták meg a szakemberek, s az ilyen jellegű számítások folytatására és mérésekkel való összevetésére tettek javaslatot. Megállapították, hogy a jövőben a különböző országokban használatos más típusú légszennyeződési modellek esetén is célszerű lenne összehasonlító számításokat végezni.

A program második részében értékes előadásokat tartottak a légszennyeződések-meteorológia témájából. Így lehetőség nyílt arra, hogy megismerkedjünk az NDK-ban működő levegőtisztaságvédelmi rendszer munkájával, s az aktuális kutatásokkal. A delegátusok beszámoltak a hazájukban alkalmazott módszerekről, mérésekről s a szennyezőanyagok terjedésének modellezése terén adódó újabb feladataikról.

Köszönet illeti a vendéglátó német meteorológiai szolgálatot a szeminárium sikeres lebonyolításáért.

T. Szabó Éva

A WMO KLIMATOLÓGIAI ÉS ALKALMAZOTT METEOROLÓGIAI BIZOTT- SÁGÁNAK VIII. ÜLÉSE WASHINGTONBAN

E technikai bizottság előző, VII. ülésekor, 1978-ban Genfben és korábban is még Commission for Special Applications of Meteorology and Climatology (CoSAMC), (a *Meteorológia és Klímatalógia Speciális Alkalmazásainak Bizottsága*) néven működött. Időközben a WMO VB ülésén nevét *Commission for Climatology and Applied Meteorology* (CCAM) névre változtatták.

A technikai bizottságok ülésére rendszerint négy évenként kerül sor, az államok hivatalos képviselői a szakértők, rapportőrök mindig beszámolnak a hozzájuk tartozó tudományterületen az elmúlt négy évben elért eredményekről, kitűzik az elkövetkező négy évre a célokat, sor kerül tisztújításra.

E bizottságok ülési iránymutatást adnak a közeljövőben végzendő legfontosabb, prioritást élvező témák tekintetében, ezért a tagországok élénk figyelemmel kísérik az itt hozott határozatokat, lezajlott vitákat.

A CCAM VIII. ülését Washingtonban 1982. április 19–30 között, a külügyminisztérium nagy konferenciatermében tartották, 46 ország (6 szocialista) és 6 nemzetközi szervezet 82 delegátusa részvételével.

Magyarországot *Szepesi Dezső*, az OMSZ Környezetvédelmi Osztályának vezetője képviselte. Valamennyi delegáció kormány megbízólevelét az ülés egyhangúan elfogadta. Az ülés programjáról történetük sorrendjében számolunk be. A jelölő bizottságok megválasztása és az egyeztető megbeszélések után került sor a beszámolókra, a vezetőségválasztásra, a jövőbeni üléstervezet összeállítására, az egyes témakörökben határozatok hozatalára, s végül a jövőbeli feladatok meghatározására.

Magyar beszámoló az ülésen

Mivel a megelőző ülés a légszennyeződés meteorológiai rapportőrévé 4 évre Szepesi Dezsőt választotta meg, az elmúlt időszak munkájáról a rapportőr írásban és az ülésen szóban is beszámolt. A végzett munkáról szóló jelentését a bizottság elfogadta és újabb 4 évre ezúttal harmadszor, a rapportőri feladatokkal a korábbi magyar szakértőt bízta meg. A rapportőr jelentése Technical Note formájában a Világszervezet hivatalos kiadványaként még ebben az évben megjelenik.

Vezetőségválasztás

Az elkövetkezendő 4 évre a bizottság új elnöke *J. Rasmussen* (USA), helyettes elnöke *W. J. Maunder* (Új-zéland) lett.

Munkacsoport vezetők: Adatkezelés: *A. Shumbera* (USA), Városklíma: *R. Taesler* (Svédország) lett.

Rapportőrök: Technikai szabványok: *L. Olsson* (Svédország), Energia: *D. McKay* (Kanada), Légszennyeződés: *Szepesi D.*, Aeroklimatológia: *A. J. Voskresenski* (SZU), Éghajlati térképek: *A. Hayrulin* (SZU), Alkalmazott klimatológiai térképek: *K. Hadeen* (USA), Távérzékelés: *A. Pakhomov* (SZU), Gazdaságossági tervezés: *J. Houk* (USA), Turizmus: *H. J. Swantes* (NSZK), Biometeorológia: *A. Hentschel* (NDK), Oktatás: *D. W. Phillips* (Kanada), Szállítás: *J. Bedel* (Franciaország), Statisztikai módszerek: *R. Sneyers* (Belgium) és Urbanizáció: *J. Galindo* (Mexikó) lett.

Tervezett ülések

Nemzetközi összejövetelt javasolt a konferencia a következő tárgykörökben: Műhold-meteorológia alkalmazása, a klimatológia és alkalmazott meteorológia gazdaságossági aspektusai, város-klimatológia, statisztikus módszerek, és humán biometeorológia.

Megállapodások, határozatok a különböző témakörökben

A Klímatalógia és Alkalmazott Meteorológia Bizottsága az egyes témakörökben részletes megvitatás után, a következőket állapította meg, ill. határozta el:

Éghajlati atlaszok: A klimatológiai guide második kiadásának előkészítésénél célszerű az Afrika éghajlati atlaszának szerkesztésénél szerzett tapasztalatok figyelembevétele.

Ázsia éghajlati atlaszát (hőmérséklet és csapadék térképét) a Szovjetunió UNEP támogatással publikálta.

A jövőben a WMO prioritást ad a regionális éghajlati atlaszok előkészítésének és publikálásának.

Alkalmazott klimatológiai térképek: A korábbi rapportőr *H. Shirmer* (NSZK) javaslatot készített az alkalmazott klimatológiai térképek készítésének következő szempontjaira: adatgyűjtés módszere, javasolt időtartam, térkép mérete, alkalmazás területe, bemutatott meteorológiai elem mértékegysége. A javaslatot a WMO a tagországoknak véleményezésre megküldi. Ennek értékelése alapján javaslatot tesznek az alkalmazott klimatológiai térképek készítésének egységes módszerére.

Matematikai, statisztikai és más objektív módszerek alkalmazása a klimatológiában: A munkacsoportban *P. F. Abbot* (Egyesült Királyság) a hosszúsorozatú éghajlati adatok minőségének ellenőrzéséről és *H. van Coon* (Egyesült Államok) az egyes éghajlati elemek globális és területi értékeinek meghatározásáról tanulmányokat készítettek, melyek WMO Technical Note formájában kerülnek publikálásra.

Építészeti klimatológia, városklimatológia: A bizottság a két tudomány területén folytatandó tevékenységet a következőképpen definiálta:

Építészeti klimatológia az éghajlaton azon

udományága, melyet az épületek és szerkezetek tervezéséhez, építéséhez, működtetéséhez és fenntartásához alkalmaznak, az épületek és meteorológiai környezetük közötti kölcsönhatást, valamint az épületeken belüli és kívüli klíma összefüggését írja le.

Városklímátológia az éghajlaton azon tudományága, mely az éghajlat és a beépített városi környezet egymásrahatásával foglalkozik.

Az éghajlaton településekre vonatkozó gyakorlati alkalmazásánál két fő kérdés fogalmazható meg:

- hogyan és milyen eszközökkel lehetséges az éghajlat hatását településeken módosítani,
- milyen lehetőség van az éghajlat módosítására.

Az építészeti meteorológia tárgyköréből még 1982-ben Technical Note jelenik meg.

A bizottság állásfoglalása szerint hasznos lenne, ha a településekre vonatkozó szél- és hőterhelés kritériumaira nemzetközi megegyezés születne.

Légszennyeződés meteorológia: Élénk vita alapján a riportőr feladatát a további 4 évre a bizottság a következőkben határozta meg:

a) Javaslattétel ill. munkaértekezlet szervezése a légszennyezettség-számítás módszereinek és paramétereinek szabványosításához vezetők lépésekre.

b) a légszennyezettség meteorológiai információinak előkészítése az Alkalmazott Éghajlaton Referencia Rendszerére (AÉRR angolul CARS),

c) levegőminőségi modellek kérdőív felmérésére küldött válaszok további értékelése és az eredmények előkészítése az AÉRR-be,

d) részvétel a WMO BAPMON hálózatából származó csapadék-kémiai adatok kétévenkénti értékelésében (beleértve a csapadék savasságának vizsgálatát),

e) együttműködés a Végrehajtó Bizottság Környezetszennyezési Panel-jével.

Szállítási meteorológia: A gyors információ egyrészt jelentősen növeli a szállítmánybiztonságát, emberi életet menthet meg, másrészt gazdasági hasznot eredményez a szállítási rendszer tervezése, kiépítése és működtetése. Gyors információ szolgáltatása rádió és televízió sok országban jelentős sikert hozott.

Humán biometeorológia: A humán biometeorológia kifejlesztése csak klimatológus, orvos, biológus, építész mérnök, továbbá az energetika, területhasznosítás, turizmus és üdülés szakértői közötti együttműködés és kölcsönös megértés alapján lehetséges.

A nemzeti meteorológiai szolgálatoknak célszerű a jövőben a humán biometeorológia kialakítására vagy fejlesztésére nagyobb hangsúlyt fordítani.

A WMO-nak és a WHO-nak együttesen kellene az ember egészsége szempontjából jelentős éghajlati változókat azonosítani, tartományu-

kat, és relatív fontosságukat megállapítani. Ezt követné ezen klímaadatok felkutatása majd analízisük és prezentálásuk.

Bevezetés a humán biometeorológiába c. Technical Note még a 82-ik évben kiadásra kerül.

Gazdasági tervezés meteorológiai vonatkozásai. Ahhoz, hogy meteorológusokat bevonjanak a gazdasági tervezés folyamatába – a bizottság véleménye szerint – célszerű, ha a meteorológiai szolgálatok már a tervezés korai szakaszában felajánlják részvételüket, illetve az illetékes szervezeteknek tudomására hozzák a meteorológiai információ felhasználásának potenciális hasznát.

Meteorológiai műholdak információi. Műhold információ már felhasználható a klimatológiában és az éghajlat monitoringjában. Ilyen információ a tengerfelszín hőmérséklete, a hótakaróadatok, a tengerfelszint borító jégtakaró, a légkör teljes ózontellessége, a csapadék területi és a felhőzet földgömbi eloszlása.

A műhold-meteorológiai adatok széles körű klimatológiai alkalmazásához hasznos lenne, ha a műholdakat működtető országok közrebotcsátának a műhold adatok típusát, formáját, az alkalmazott minőségellenőrző eljárásokat, valamint, hogy honnan és hogyan nyerhetők ezen adatok.

Éghajlati adatok. A bizottság az elkövetkező időszakban felülvizsgálja a klimatológiai céllal végzett mérések pontosságát követelményeit. Ezt az indokolja, hogy már működnek olesó automatikus állomások, de tisztázásra vár, hogy méréseik megfelelő pontosságúak-e.

Az Egyesült Államokban például már 2000 olyan automatikus éghajlati állomás működik, melyek adatait (szél, levegő- és talajhőmérséklet és -nedvesség) műhold gyűjti. Egy ilyen állomás létesítésének költsége jelenleg 11 ezer dollár.

Az automatikus állomások nagyobb mennyiségű adatot nyújtanak, feldolgozásra alkalmasabb formában és hosszabb távon alacsony költség mellett, mint a hagyományos állomások.

Hasonlóképpen itt az ideje a klimatológiai állomáshálózatok sűrűségére vonatkozó követelmények felülvizsgálatának is.

A fentiek elősegítése érdekében munkacsoport foglalkozik a klimatológia következő kérdéseivel:

a) éghajlati állomások optimális sűrűségű hálózatának kritériumai (beleértve a referencia állomásokat is),

b) nemzetközi adatszerére kerülő éghajlati adatok speciális követelményei,

c) adatok minőség-ellenőrzésének kritériumai,

d) éghajlati adatbázisok kezelése, adatsorok összeállítás, archiválás stratégiája.

A bizottság javasolja, hogy a tagországok éghajlati normál-értékeiket, statisztikáikat az utóbbi 10 év adatai alapján dolgozzák át. Pél-

dául Kanada és az Egyesült Királyság minden 10 évben felújítja 30 évi normál-értékeit. Kívánatos lenne, hogy az 1952–80 közötti időszak adatai kerüljenek felhasználásra. Ezt indokolja, hogy az utóbbi években nagyobb számú állomás működött, másrészt ez az időszak nem foglalja magába a II. világháború okozta adatkieséseket.

A bizottság nagyra értékelt, hogy az Egyesült Államok rendszeresen megjelenteti a World Weather Records és a Monthly Climatic Data for the World c. kiadványokat, s ez a jövőben is szándékában van. A WMO sürgetni fogja a tagországokat az adatszolgáltatásra, mert pl. Afrika és Ázsia az 1961–70, illetve valamilyeni régió az 1971–80. időszakra a World Weather Records publikálásához szükséges adatokat hiánytalanul még nem küldte meg. A bizottság egyhangúlag állást foglalt amellett, hogy a fenti kiadványokat a jövőben is feltétlenül meg kell jelentetni.

Felhívták a tagországok figyelmét arra is, hogy a CLIMAT és a CLIMAT TEMP jelentéseket – az előírásoknak megfelelően, a GTS rendszerben keresztül – az egyes hónapok első napjaiban küldjék el. Ezt a lépést az indokolja, hogy számos tagország 1982 első hónapjaiban

a CLIMAT és CLIMAT TEMP adatokat nem továbbította.

Éghajlati szabványok, quide-ok és javasolt előírások. A klimatológiai tevékenységet szabályozó előírásokat a bizottság véleménye szerint revideálni kell. Ezeknek tartalmaznia kell az éghajlati adatprogram és az alkalmazási program követelményeit. Az éghajlati tevékenységet szabályozó technikai regulációk első 6 fejezete 1983 elején jelenik meg.

A bizottság megtárgyalta prof. H. Schürmernek (NSZK) az éghajlati térképek riportórénak javaslatát a ténylegesen lehetséges napfénytartam fogalmának alkalmazására. Javaslatára ellenére a bizottság arra az álláspontra jutott, hogy az egyes regionális ülések maguk határozzák meg, hogy területükre milyen napfénytartam-térképet készítenek. A csillagászati, a ténylegesen lehetséges, a mért, illetve a relatív napfénytartam Schürmer professzor által megadott definícióját, az éghajlati tevékenységet szabályozó quide második kiadása tartalmazni fogja.

A bizottság sajnálkozását fejezte ki, hogy a technikai regulációkkal foglalkozó munkacsoport a meteorológia speciális alkalmazásainak területeire a korábbi 4 évben, semmiféle ajánlott módszert nem dolgozott ki.

Nemzeti éghajlati akció-program mátrixa

A: Helyzetfeltárás, 1982 - B: Fejlesztés/ember, év, költség, OMSZ keret, ill. külső forrás, 1983-1985 - C: Bővített szolgáltatás, 1986-1990

Program	A	B	C
1. <i>Helyzetfeltárás</i> (Műszerek, állomáshálózat, adatbázis, számítógépes rendszer, felhasználói igények)	+	.	.
2. <i>Országos koordináció</i> (Szakmai kapcsolatok bővítése, ill. kialakítása, MTA, MTESZ, Éghajlati Nemzeti Célprogram Bizottság)	+	.	.
3. <i>Alkalmazott klimatológiai kutatás és szolgáltatás fejlesztése, módszerek szabványosítása</i> (Aeroklimatológia, Agroklimatológia, Humán bioklimatológia, Repülésklimatológia, Légszennyezettség klimatológia, Szállítási és Közlekedési klimatológia, Építészeti klimatológia, Városklimatológia, Gazdasági tervezés klimatológiai vonatkozásai, Energiagazdálkodás, Vízgazdálkodás, Műholdadatok klim. alkalmazása)	+	+	.
4. <i>Éghajlat előrejelzése</i>	.	+	+
5. <i>Észlelő és mérő hálózatok fejlesztése</i> (Információ igény prioritása, kapcsolódások, mért adatok pontossági követelményei, országos és speciális állomás hálózatok, műszerpark)	+	+	.
6. <i>Éghajlati adatbázis és számítógépes program rendszer fejlesztése</i> (Matematikai stat. módszerek és gépi klimatológiai módszerek, minőség-ellenőrzés, korrekció, homogenizálás, éghajlati normálok, komplex gyakoriságok, extrém értékek, alkalmazott klimatológiai térképek, adatfeldolgozó rendszer, adatbank, szolgáltató hálózat)	+	+	+

A bizottság jelenlegi elnevezése is vitára került. Megváltoztatását (Klíma Bizottságra) javasolták, azonban ezt a résztvevők nem látták indokoltnak. Ezzel szemben célszerűnek tartották a légszennyeződések témakörét e bizottság tevékenységén belül, mivel e téma alkalmazási vonatkozásai nyilvánvalók.

A bizottság vezető szerepet kell hogy betöltsön éghajlati adatok kezelésében és alkalmazásában:

- követelmények megállapítása, műszerek, észlelések, állomáshálózat, adatok gyűjtése, ellenőrzése, cseréje, archiválásának kérdéseiben,
- meteorológiai és éghajlattani információ alkalmazásában az energia, terület-hasznosítás tervezés és építés, jóléti és egészségi kérdések, turizmus, ipar és szállítás kérdéseiben,
- éghajlati adatok feldolgozása, statisztikai értékelése,
- az antropogén tevékenység hatása az éghajlatra,
- éghajlati információ alkalmazását elősegítő guide-ok készítése.

Nemzeti éghajlati program kialakítása

Az elmúlt 10 – 15 év szélsőséges éghajlatának hatására alakult ki az igény, mely a Világméretű Klímaprogram (VKP) létrejöttéhez vezetett.

A VKP fő célkitűzése az egyes nemzetek segítése az éghajlati információ alkalmazásában, melyek

- az éghajlat jobb megismerése,
- az éghajlat változásainak előrelátása.

Az éghajlati ismereteket az élelmiszer, a víz és az energia akcióterületein kell alkalmazni. A Világméretű Klímaprogram fő területei az alkalmazás, a hatásvizsgálat, a kutatás és az adatbázis.

Új éghajlati állomások létesítése mellett törekedni kell a meglévő állomások adatainak jobb felhasználására.

Az adatok megfelelő formában történő előállítás és a felhasználókkal kialakított szorosabb kapcsolat útján el kell érni, hogy a tevékenység tényleges igényeket elégítsen ki.

Jelenleg a klimatológiai ismeretek gazdasági döntéseknél történő felhasználása iránti igény jelentősen megnőtt, továbbá a közvélemény is nagy figyelmet szentel az éghajlatnak.

Élénk vita után a bizottság megállapodott abban, hogy idősezerű lenne az éghajlati terminológiák szabványosítása.

A bizottság felhívja a tagországok figyelmét nemzeti éghajlati programok kialakítására és fejlesztésére, melyek a nemzeti, ill. nemzetközi interdiszciplináris tevékenység letéteményesei lennének, mely továbbá magába foglalná az

operatív adatbázis létrehozását és az egységesített módszerek és eljárások alkalmazását.

A Meteorológiai Világszervezet fentiekben idézett felhívása alapján a magyar klimatológia fejlesztésére a 80-as évekre nemzeti éghajlati program kialakítása szükséges.

Ehhez mindenekelőtt átgondolt, a felhasználók teljes körének igényeiből kiinduló és a lehetőségeket maximálisan felhasználó, átfogó akció-program készítése az első lépés. Az akció-program mátrixát a mellékelt táblázat szemlélteti.

Szepesi D.

*

A GLOBÁLIS MEGFIGYELŐ RENDSZERREL FOGLALKOZÓ MUNKACSOPORT III. ÜLÉSE

Az Időjárás Világszolgálat megfigyelő alrendszerre jelentős mértékben különbözik ma – mondjuk – az egy évtizeddel ezelőttil. A bekövetkezett technikai fejlődés és a korszerű eszközök tömeges alkalmazása a megfigyelő alrendszer kérdéseinek a korábitól egészen eltérő – egyre nagyobb mértékben a magas szintű átviteli technika és a számítógépes adatfeldolgozás módszereire támaszkodó – megközelítést teszi szükségessé. Ez a helyzet magyarázza azokat a törekvéseket, amelyek a WMO Megfigyelések és Mérések Bizottsága (CIMO) és a Meteorológiai Alrendszerrel foglalkozó Bizottság (CBS) szorosabb együttműködésére irányulnak és amelyek szervezeti módosulást is eredményezhetnek a jövőben.

Az új és általában költséges megfigyelő és mérőeszközök óriási tömegű információt biztosítanak, melyeket hasonlóképpen költséges számítógépek dolgoznak fel a felhasználók igényei szerint. A sokféle és bonyolult berendezés zavarmentes, fejlett műszaki hátteret, szervezett alkatrész-utánpótlást és szervizelést igényel. Az új megfigyelési technika nyújtotta információ drága, márpedig érthető és általános kívánság a társadalomnak az olcsó adat. Csak igen kevés, technikailag fejlett ország képes az adatoknak a gazdaságosságát megközelítő széles körű felhasználására. Mindezen ellentmondások közepette nagyfokú bizonytalanság van a tekintetben, hogy az új eszközök nyújtotta adatok milyen mértékben azonosak az eddig általánosan használtakkal, és nehézségeink vannak egyértelmű interpretálásukat illetően is.

A megfigyelő alrendszernek ezek a súlyos központi kérdései szították át a Globális Megfigyelő Rendszer Munkacsoport legutóbbi ülésének napirendi vitáit.

A munkacsoport III. értekezlete 1981. november 2–13 között ülésezett Genfben. Az Országos Meteorológiai Szolgálat részéről *Kapovits Albert*, a KMI igazgatóhelyettese, a munkacsoport tagja vett részt az értekezleten, akit egyhangúlag a munkacsoport elnökhelyettesévé választottak.

Az értekezleten részletesen foglalkoztak a repülőgépes automatikus megfigyelő rendszerekkel, az automatikus időjárási állomásokkal, sodródó bójákkal, a navigációs rendszereken alapuló magaslégköri megfigyelésekkel és a meteorológiai műholdadatok vételének és előfeldolgozásának szervezeti kérdéseivel. Megvittatták az Időjárási Világszolgálat működésének monitorizálását és a megfigyelések minőségi ellenőrzését, mely kérdések további kimunkálásával raportírt bíztak meg.

Foglalkoztak a megfigyelő alaprendszer működését meghatározó dokumentumokkal, az Útmutatóval és a Kézikönyvvel. Megállapították, hogy az előző 1978. évi ülés óta bekövetkezett jelentős technikai fejlődés és a megfigyelő rendszer átalakulása miatt a Globális Megfigyelő Rendszer Útmutatóját teljesen át kell írni. Miközben bejelentették, hogy a Kézikönyv rövidesen megjelenik, rámutattak néhány módosítás szükségességére.

Az értekezlet talán legfontosabb napirendi pontja az Időjárási Világszolgálat integrált rendszertanulmányával foglalkozott, melynek vitájában e sorok írója aktív szerepet vállalt. A tanulmány gondolata mintegy két évvel ezelőtt merült fel és célja a jelen rendszer felülvizsgálata az új technikák és azok elterjedtsége, gazdaságossága tükrében, a hatékonyság

fokozása érdekében. A kialakult elképzelések szerint a vizsgálatok eredményeinek összesítéséből következő intézkedésekre folyamatosan kerülne sor. A rendszertanulmányban önálló vizsgálatokkal számos ország vesz részt, így Magyarország is esettanulmányokkal, a Studies of such special mixes of observations as digitized radar data, satellite data and precipitation amount observations for use in detecting, analysing and tracking severe storms c. téma vizsgálatában. Ezen az értekezleten összeállították a vizsgálatok során figyelembe veendő tényezőket, véglegesítették a vizsgálatok listáját és prioritásukat, valamint kidolgozták a világméretű vizsgálatok szervezési mechanizmusát. Ezzel lényegében befejeződött a rendszertanulmány előkészítő szakasza és útjára indult az Időjárási Világszolgálat fejlesztését célzó program, mely részét képezi természetesen az 1984–1987-es időszakra vonatkozó terveknek.

A Globális Megfigyelő Rendszerrel foglalkozó Munkacsoport III. értekezletének résztvevői azzal a meggyőződéssel fejezték be munkájukat, hogy az aktivitásában, eredményességében, konkrétságában felülmúlta előző értekezletük színvonalát és megfelelt a megfigyelő alaprendszer fejlődéséből származó fokozott követelményeknek.

Kapovits A.

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolóik, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit szűzfoglaló kritikai szemleecikkek lehetnek. A özlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes ortávolsággal gépelt kéziratok két példányban tildendők be a következő címre: **Időjárás szerkesztősége Budapest, P. 38. 1525**

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelem szerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

Matematikai formulák és jelölések: A nem tűz betűket és közel frott jeleket a margón keresztül írt magyarázattal kell ellátni.

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

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1

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

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



82.0150 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329