

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

87. ÉVF. ★ 6. SZÁM ★ 1983. NOVEMBER—DECEMBER

TARTALOM

- Mészáros Ernő: Az ülepedés-mérések jelentősége a kén és a nitrogén légköri ciklusának tanulmányozásában: a BAPMoN adatok alkalmazása (angol nyelven) 309
- Neumeister, H.: Meteorológiai folyamatok követése DENSITRON rendszer segítségével (angol nyelven) 319
- Tavossi, H. — Renoux, A. — Madelaine, G. — Boulaud, S.: Akusztikus hullám hatása légtisztító berendezések felfogási hatékonyságára (angol nyelven) 327
- Sobířek, B.: Széladatok minőségi ellenőrzéséről (angol nyelven) 344
- Rimóczi-Paál Anikó: A relatív fényesség, mint új paraméter bevezetése a felhőzet sugárzási viszonyainak jellemzésére műholdképek alapján (angol nyelven) 352
- Lévai István — Szudár Béla: Magaslégköri megfigyelések és az adatfeldolgozás automatizálása 358
- Hunkár Márta — Rimek Ilona: A csapadék pentádösszegeinek szinoptikus-klimatológiai előrejelzési módszere 363
- Krónika 351, 370

CONTENTS

- Mészáros, E.: The importance of deposition measurements in the study of atmospheric sulfur and nitrogen cycles: an application of BAPMoN data (in English) 309
- Neumeister, H.: The monitoring of meteorological processes by operation of DENSITRON system (in English) 319
- Tavossi, H. — Renoux, A. — Madelaine, G. — Boulaud, S.: Influence of an acoustic wave on the aerosol collection efficiency of a granular bed (in English) 327
- Sobířek, B.: On the quality check of wind data (in English) 344
- Rimóczi-Paál, A.: Relative brightness as a new parameter to characterize radiative properties of cloudiness in satellite pictures (in English) 352
- Lévai, I. — Szudár, B.: Automation of upper air observations and data processing 358
- Hunkár, M. — Rimek, I.: A synoptic-climatological method predicting the pentad amount precipitation 363
- Chronicle 351, 370

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 87. ★ NO.6. ★ NOV.—DEC. 1983 ★ BUDAPEST

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. (Leningrad)
FISHER, B. (Leatherhead)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)
GÖTZ G. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)
HAMAN K. (Warsawa)
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. (Praha)
WHELPPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
WIRTH E. (Pécs)

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS E. (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: Budapest, Postafiók 38. 1525

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

Egyes szám ára 38 Ft.

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 6. szám. 1983. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 87. No. 6. Nov. – Dec. 1983. Budapest

The importance of deposition measurements in the study of atmospheric sulfur and nitrogen cycles: an application of BAPMoN data*

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

Az ülepedés-mérések jelentősége a kén és a nitrogén légköri ciklusának tanulmányozásában: a BAPMoN adatok alkalmazása. A tanulmány célja annak bemutatása, hogyan lehet a BAPMoN (légköri háttérszennyeződést megfigyelő hálózat) adatait felhasználni a légköri kén és nitrogén különböző léptékű mérlegének tanulmányozásakor. A szerző hangsúlyozza az ülepedés-mérések fontosságát, illetve táblázatokat mutat be, amelyeknek a segítségével az emisszió adott területre kiszámítható. Végül ismerteti a mérleg-egyenlet felhasználásának módszerét.

×

The importance of deposition measurements in the study of atmospheric sulfur and nitrogen cycles: an application of BAPMoN data. The aim of this paper is to demonstrate the usefulness of BAPMoN data in the study of atmospheric sulfur and nitrogen budgets on global, continental and regional scales. The importance of deposition measurements in these studies is emphasized. Information is given to estimate the emission of sulfur and nitrogen compounds for a certain territory or country. The calculation method of the budget by using the balance equation is also presented.

×

Introduction. Air chemistry is a branch of atmospheric science dealing with the atmospheric part of the cycle of different elements (e.g. oxygen, nitrogen, sulfur, carbon, hydrogen) and their compounds in nature. The perpetual material flow among different media (reservoirs) of the Earth is called biogeochemical cycle since the biosphere plays an important role in its control. The biogeochemical cycle is very essential for our life since it provides substances for the metabolism of different organisms. Further, this material flow makes the composition of the atmosphere permanent. This permanent composition, assuring with other factors the present climate of our planet, is due to the fact that the material input (sources) into the atmosphere is in equilibrium with the appropriate removal (sinks) for a longer time period. The environmental problem arises from the fact that human activities can modify the atmospheric pathways, mainly in the case of the so-called trace materials, the quantity of which is insignificant relative to the mass of the main constituents (nitrogen, oxygen). From this point of view, the aerosol forming compounds are of interest in particular, because aerosol particles control, among other things, the radiation balance, the cloud formation and the optical properties of the air. The aim of this paper is to discuss the atmospheric budget of sulfur and nitrogen compounds, which give the major

* Paper presented at the WMO Technical Conference on Observation and Measurement of Atmospheric Contaminants, Vienna, 17–21 October 1983.

part of the aerosol particles under background conditions. The discussion of these questions seems to be useful since wet deposition of these species (the sink term in the budget) is regularly measured at BAPMoN stations of WMO (BAPMoN: Background Air Pollution Monitoring Network). In this way we can relate important research problems in air chemistry to the routine activity recommended by WMO.

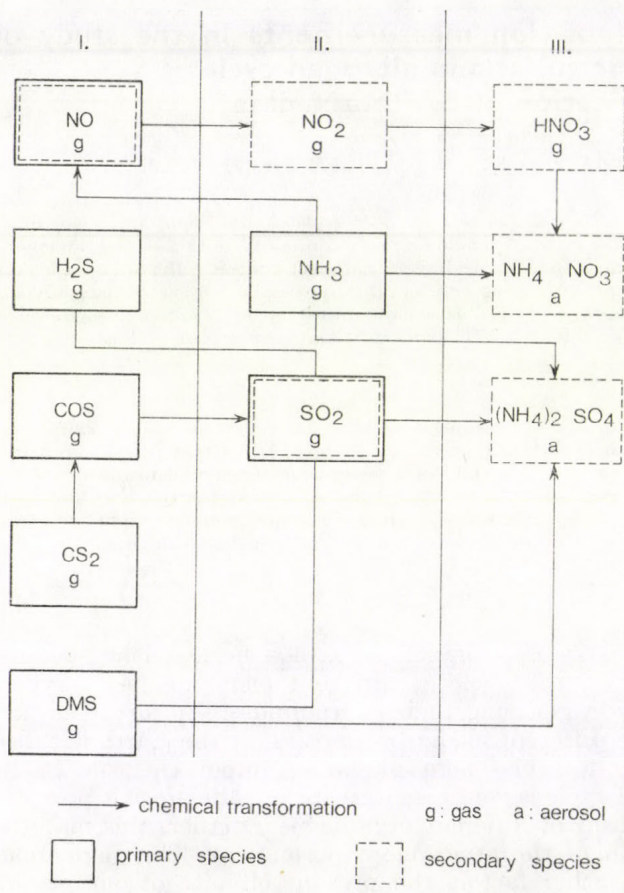


Fig. 1.: Chemical transformation processes of sulfur and nitrogen species in the atmosphere; I - removed by chemical transformation; II - removed by transformation and deposition; III - removed by deposition

1. Tropospheric chemistry of sulfur and nitrogen compounds

Fig. 1. summarizes qualitatively, without details, the major reaction pathways of sulfur and nitrogen compounds in the troposphere. In the figure the cycle of aerosol particles of surface origin (sea salt and soil particles) is not represented. This means that nitrate and sulfate particles symbolized at the left part of the figure are so-called fine particles with radius smaller than about $1 \mu\text{m}$.

Since the air is an oxidizing medium, sulfur and nitrogen compounds are getting in the air more and more oxidized. Except the $\text{NH}_3 \rightarrow \text{NO}$ transformation this can be followed in the figure from left to right. The arrows indicate homogeneous gas phase reactions, except in the case of aerosol forma-

tion. The compounds labelled as primary species in Fig. 1 are emitted into the atmosphere from other reservoirs, mostly under the effect of biological processes. On the other hand secondary species are due to the atmospheric transformation of primary compounds emitted directly into the air. One can see that nitrogen monoxide and sulfur dioxide can be both primary and secondary constituents. NO can be formed in the atmosphere not only by NH_3 oxidation, as indicated in Fig. 1, but also by nitrogen fixation during lightning discharges (for further details see *Ehhalt and Drummond, 1982; Logan, 1983*). SO_2 is (emitted into the air by volcanic activity (*Georgii, 1982*) ("primary" SO_2) and also it is formed in the air from sulfur compounds in reduced state (*Sze and Ko, 1980*).

This natural cycle of sulfur and nitrogen compounds is disturbed by mankind, mainly by fossil fuel burning. In other words this means that we mobilize the sulfur and nitrogen content of fossil fuels by releasing into the air sulfur and nitrogen oxides. Moreover, the burning of fossil fuels creates high temperatures leading to "artificial" nitrogen fixation. In the tropics the biomass burning by man (e.g. land clearance for agriculture, burning of savannas, wood burning) also provide an important pollution source. On the other hand carbonyl sulfide (COS), carbon disulfide (CS_2) and dimethyl sulfide (DMS) can be released from refineries of sulfur recovery plants. Further, the level of hydrogen sulfide (H_2S) was found to be relatively high in the air over areas (e.g. Rhein-Main area in Federal Republic of Germany) where industrial activities are concentrated suggesting that H_2S is also produced by human activities (*Georgii, 1982*).

As calculation indicates animal husbandry is the major anthropogenic ammonia source since a lot of NH_3 molecules are emitted into the air from animal urea. It seems that this is the most significant source term on continental (*Bónis et al., 1978*) and global (*Böttger et al., 1978*) scales.

Sulfur and nitrogen species in domain I in *Fig. 1* are removed from the air mainly by chemical transformation alone, while domain II contains such compounds which are removed either by transformation or by deposition. Finally, gaseous and particulates nitrate as well as sulfate particles are removed from the air by wet and dry deposition. As it is known dry deposition denotes the vertical mass transfer of trace substances (including aerosol particles) due to diffusion and gravitational settling, while the removal of gases and particles by cloud and precipitation elements is termed the wet deposition. This last term can easily be determined by multiplying the concentration in precipitation water with the precipitation amount. The estimation of dry deposition needs special flux measurements (see later).

It follows from *Fig. 1* that the atmospheric cycle of nitrogen and sulfur species is interrelated. The link between the two types of compounds is owing to atmospheric ammonia. However, it is to be noted that the chemistry of sulfur and nitrogen in the troposphere is much more complicated than *Fig. 1* suggests. This is due to the complexity of the chemistry of tropospheric air (see *Logan et al., 1981*). In the majority of chemical transformations, represented in the figure, free radicals (OH : hydroxyl radical; HO_2 : hydroperoxyl radical) play an essential role. These electrically uncharged atomic groups containing an odd number of electrons are very reactive. OH radicals are formed by the interaction of excited oxygen atoms and water vapor (see *Table I*). Since excited atomic oxygen comes from the decomposition of ozone in the troposphere and since the chemical removal of OH and the for-

mation of HO₂ are related to the presence of carbon monoxide and methane, we can say that all the species mentioned are more or less important in the chemistry of sulfur and nitrogen compounds. This statement is true in particular for nitrogen oxides which also provide a tropospheric ozone source as Table I shows.

TABLE I

Some important chemical reactions in the troposphere leading to the formation of free radicals (OH, HO). The interested reader is referred for further details to Logan et al. (1981)



Note: Asterisk denotes the excited state.

Due to the interaction of sources, sinks and transformation processes each atmospheric constituent has a certain concentration and residence time in the atmosphere (see papers specialized in the subject: *Mészáros*, 1978; *Bandy and Maroulis*, 1980; *Georgii*, 1982; *Ehhalt and Drummond*, 1982. *Logan*, 1983). Except carbonyl sulfide the concentration of sulfur and nitrogen species is rather variable in space and time owing to uneven distribution of sources and to short residence times (typically days or weeks). However, the residence time of COS is about 1 year, which makes possible its uniform mixing in the troposphere (it is the main sulfur bearing compound in the atmosphere with an ubiquitous concentration of 0.50 ppb). Even, this compound may reach the stratosphere to take part in the formation of the stratospheric sulfate layer (*Crutzen*, 1976).

2. The global budget of sulfur and nitrogen species in the atmosphere

As it was mentioned in the introduction the meteorological problem caused by the anthropogenic modification of the cycle of sulfur and nitrogen species is the alteration of the aerosol formation on a global scale. This alteration is particularly dangerous in the case of ammonium sulfate particles giving the majority of tropospheric background aerosols (*Mészáros and Vissy*, 1974). The difference between the fraction of nitrate and sulfate in aerosol phase is due to the fact that an important part of nitrate remains in vapor form in the atmosphere as nitric acid. However, sulfuric acid condenses very rapidly to form sulfate particles.

The problem is as follows. How can we determine the anthropogenic fraction of sulfate (and nitrate) particles, considering that no concentration measurements have been carried out in the past. The theoretical reply is very simple: by estimating the present ratio of the strength of anthropogenic sources to that of natural emissions. Unfortunately in the practice several problems arise. Let us consider them in some detail.

The balance equation between the sources (E) and sinks (D) is not complicated:

$$E_n + E_a = D_d + D_w \quad (1)$$

In this equation "n" and "a" refer to natural and anthropogenic sources respectively, while "d" indicates dry, "w" denotes wet deposition. If we want to use this formula we have to determine the numerical value of different terms in it. This is done in the following way. We can rather easily estimate E_a in the balance equation by using statistical data (on fossil fuel consumption,

TABLE II

Emission factors expressed in sulfur or nitrogen equivalents for main different human activities compiled from Böttger et al. (1978), EPA (1973; 1978), Logan (1983) and Várhelyi (1983)

Activity	Emitter	Unit	SO ₂ -S	NO _x -N	NH ₃ -N
Fossil fuel burning, industry	Hard coal	g.kg ⁻¹	7.5	0.9-2.75	0.012
	Brown coal	g.kg ⁻¹	7.5	1.0-2.8	0.006-0.009
	Crude oil	g.kg ⁻¹	9.5	1.5-3.5	-
	Natural gas	mg.m ⁻³	-	0.6-3.0	-
	Fertilizer prod.	% (N or S mass produced)	1.5-6.0	1	5-10
	Oil refinery	g.kg ⁻¹	1-5	-	-
	Ore smelting	g.kg ⁻¹	100-1000	-	-
	Burning of waste material	g.kg ⁻¹	?	0.5	-
Traffic	Cars	g.km ⁻¹	-	0.9	0.025
	Others (lorries, bus, tractors)	g.km ⁻¹	-	1.2	0.025
Animal husbandry	Cattle	g.day ⁻¹	-	-	51-75
	Sheep	g.day ⁻¹	-	-	6-12
	Pigs	g.day ⁻¹	-	-	6-18
	Others (horses, asses, mules)	g.day ⁻¹	-	-	21-36
	NH ₃ oxidation	μg.m ⁻² .hr ⁻¹	-	10-30	-
Biomass burning	Forest or grass fires	g.kg ⁻¹	?	0.6-0.9	-
	Fireplace (wood)	g.kg ⁻¹	1	~0.6	-
	Landscape refuse	g.kg ⁻¹	?	0.5-1.5	-
	Agricultural waste	g.kg ⁻¹	?	0.5-1.7	-

Notes: SO₂-S emission factor for coal and oil is calculated for 1% sulfur content. For fuels with different sulfur content a correction must be applied. It is supposed that 25% of the sulfur content of coals remains in the ash.

In the case of vehicles the values give the emission by one average vehicle during 1 km. For domestic animals the values indicate the emission from the excrement of one animal during 1 day.

The NH₃ oxidation term is based on European figures. However, its dependence on latitude can be neglected (Böttger et al., 1978).

traffic frequency and animal husbandry, etc.) as well as emission factors measured for different process (see Table II). We can calculate the wet deposition by measuring the chemical composition of precipitation water. However, the precision of such a calculation depends on the density of precipitation chemistry network used. On the other hand the measurement of the dry deposi-

tion is not an easy task. For this purpose generally the so-called gradient method is applied which consists of the observation of the concentration of the species studied as well as of the wind speed at two levels in surface air. The wind observations are necessary to determine the coefficient of the turbulent diffusion (K). In this way we calculate the dry deposition by assuming that the flux of the substance in surface air (F) is equal to the dry deposition:

$$D_d = F = -K \frac{\Delta C}{\Delta z} \quad (2)$$

In equation (2) ΔC is the difference of the concentration at Δz where z is the altitude. By dividing the value of D_d with the concentration a figure of velocity unit is obtained. It is termed the dry deposition velocity. Without going into more details it is noted that this method is rather uncertain, since ΔC is generally very small, and the sampling time is too long comparing to the time scale of the turbulence. Further, D_d values obtained are characteristic only for the surface over which observations were carried out. Fortunately the fraction of dry deposition in the total deposition decreases with increasing distance from the sources (see later). For this reason over the oceans, giving the majority of the Earth's surface, the dry deposition of excess sulfur (without sea-salt) is small compared to the wet deposition (Mészáros, 1982).

In the case of sulfur the major problem in this field is the estimation of E_n in equation (1), for which no acceptable direct information is available in the literature. Because of this reason it is usual to calculate this term from equation (1) by subtracting E_a from the sum of D_d and D_w . It goes without saying that the figure obtained varies as a function of deposition terms in budget equation. In *Table III* some results calculated in this way

TABLE III
Production rate of biogenic sulfur compounds according to different authors
(Georgii, 1982)

Author	Year	Tg.yr ⁻¹
Eriksson	1960	267
Junge	1963	230
Robinson and Robbins	1970	98
Kellogg et al.	1972	89
Friend	1973	106
Granat	1976	33
Hallberg	1976	37
Cullis and Hirschler	1976	97

Note: 1 Tg = 10¹² g

for sulfur are given as published by Georgii (1982). Considering that the strength of anthropogenic emissions of sulfur is presently around 100 Tg.yr⁻¹ (Cullis and Hirschler, 1979), we can not decide whether the strength of natural sources is three times more or three times less than that of man-made emissions. This discrepancy is mostly caused by the differences in deposition estimates of different authors for territories where information is uncertain or missing.

It is interesting that for natural, NO_x-N sources the values proposed are in a better agreement, even some acceptable results calculated directly were published (Ehhalt and Drummond, 1982; Logan, 1983). By using equation (1)

Mészáros (1981) calculated indirectly a total natural emission of 18 Tg.yr⁻¹ (expressed in nitrogen equivalents), a value comparable to the anthropogenic NO_x-N production. This indirect estimate is supported by the direct results of *Ehhalt* and *Drummond* (1982) obtained by using emission factors similar to those listed in *Table IV*.

TABLE IV
Natural emission factors for NO_x-N and NH₃-N according to Böttger et al. (1978), Georgii and Lenhard (1979), and Logan (1983).

Emitter	Unit	NO _x -N	NH ₃ -N
Lightning	μg.m ⁻² .hr ⁻¹	20-40	-
Soil exhalation	μg.m ⁻² .hr ⁻¹	~0.5	1-20
Wild forest fires	g.kg ⁻¹	~0.6	-

Note: The value for lightning is based on European figures (Bónis et al., 1978). For further details see Böttger et al. (1978) who calculated the emission as a function of latitudes. In the tropics NO_x-N production by lightning is about two times more than the value given.

NO_x-N production by lightning can also be estimated by using the number of lightning flashes. According to the most reliable estimate (Logan, 1983) one flash produces 10²⁶ molecules of NO_x.

For ammonia the biogenic source strength is much higher than the value for fossil fuel burning. The biogenic global emission is calculated to be between 22-35 Tg N yr⁻¹ (Böttger et al., 1978). This emission is due mainly to animal husbandry and in a lesser extent to soil exhalation. Its value is based on the number of domestic animals and on appropriate emission factors given in *Table II* and *IV*. It is to be noted in this respect that Söderlund and Svensson (1976) estimated a figure of 2-6 Tg.yr⁻¹ for the emission owing to wild animals, which is about 10-20% of the Böttger's value. We also have to mention that the results of these direct emission calculations are confirmed by wet deposition data suggesting that the magnitude of the emission is correct.

In the case of NH₃ the difficulty arises from the fact that an important part of biogenic emissions is due to human activities, that is to animal husbandry. The estimation of the original natural emission for the time when only wild animals existed seems to be nearly impossible.

3. Continental and regional budgets

Many budget calculations have been done for a certain part of the troposphere, mainly over industrialized continental regions. In these cases authors generally neglect natural emissions. They assume that over the area considered there is a box, and sulfur and nitrogen input and output are calculated for the air in the box. The calculations of this type differ from global budget estimations since gains and losses by advection have to be taken into account. The advection terms become more and more important with decreasing box size. Moreover for their direct calculation upper air concentration and wind measurements are needed. For these reasons generally the difference of input and output (ΔA) is included into equation (1) and then ΔA is calculated:

$$\Delta A + E_a = D_d + D_w \quad (3)$$

The value of ΔA may be positive or negative depending on the sulfur and nitrogen "importation" and "exportation" of the box. If ΔA is negative the emission is higher in the territory than the deposition. This means that there is a net pollution export. Contrary to that a positive value indicates that the import is more significant than the export.

Such budget calculations are very useful to estimate the overall pollution of a certain continent or region and the long range transport of air pollutants. Thus, it is proposed to calculate the sulfur and nitrogen budget for each country where BAPMoN stations are operated. The anthropogenic emission of sulfur and nitrogen can be calculated on the basis of statistical data for the territory (quantity of fossil fuel used yearly, number of cars, average km.yr⁻¹ for one car, etc.), and by using emission factors given in Table II. The emissions calculated for S, NO_x-N and NH₄-N can be compared with the appropriate yearly wet deposition values determined from the amount and chemical composition of precipitation. If SO₂, NO₂ or NH₄ concentration measurements are also carried out at the stations the dry deposition of these gaseous compounds can also be calculated by multiplying concentration data (C) with the dry deposition velocity (v):

$$D_d = Cv \quad (4)$$

A velocity value of 0.5 cm.s⁻¹ can be used in a first approximation for each gaseous sulfur and nitrogen compound⁽¹⁾. However, as it was mentioned, in cleaner areas the dry deposition can be neglected. If in such a region the wet deposition is higher than the anthropogenic emission, either there is a net import from other areas or some natural sources are in operation. The existence of transport can be evaluated by using meteorological considerations and the distribution of anthropogenic sources, while the order of magnitude of natural emissions in case of nitrogen compounds can be estimated by using Table IV.

TABLE V
Results of regional and continental sulfur budget calculations (Mészáros, 1983)

Area	Emission g.m ⁻² .y ⁻¹	Deposition g.m ⁻² .yr ⁻¹		Emission deposition	
		Dry	Wet		
Eastern Canada	0.54	0.16	0.39	2.4	1.0
Europe (as a whole)	2.4	0.95	1.1	1.2	1.2
North America	2.7	0.75	0.92	1.3	1.6
NW Europe	3.1	1.1	1.1	1.0	1.4
Eastern USA	6.7	1.6	1.2	0.75	2.4

Note: Deposition values for Eastern Canada are corrected to exclude the effect of sulfur transported from other areas.

It is to be noted that wet deposition values are important even without calculating the budget. They make it possible to estimate the atmospheric input of different materials into terrestrial or aquatic ecosystems. Such an estimation is of interest particularly for sulfur and nitrogen compounds which

1) The dry deposition of aerosol particles is very uncertain and sometimes it can be neglected.

provide nutrients for plants and play an important role in the acidification of soils and natural waters.

As an example the results of some continental and regional sulfur budget calculations are given in *Table V* (Mészáros, 1983). As it was mentioned such calculations are available for industrialized Europe and North America. The values are recalculated for unit area to make calculations for areas of different size comparable. The data tabulated show that with increasing emission the dry deposition increases in line with the emission. This is caused by the fact that dry deposition is considered to be directly proportional to the sulfur dioxide concentration according to equation (3). However, a twelvefold increase in emission causes only a three times increase in wet deposition. This means that wet removal is much more complicated and it can be effective only after some transport time necessary for $\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ transformation. It follows from this fact that with increasing emission the sulfur export from the territory studied (ΔA in equation (2)) becomes more and more essential. Finally, data in *Table V* indicate that the ratio of wet to dry deposition is higher in cleaner areas with smaller emission.

5. Conclusions

On the basis of the above discussion we can conclude that deposition measurements are very important to determine the sink terms in budget equations as well as to estimate or to control global emission values. On regional and continental scales, deposition measurements make it possible to calculate the budget of sulfur and nitrogen compounds in order to estimate the overall air pollution. Further, dry and wet deposition observations of sulfur and nitrogen are necessary to model the long-range transport and to provide input data for estimating the effects of air pollution on different ecosystems.

In spite of these facts very few deposition data are available for territories outside Europe and North America. This indicates that new background air pollution stations are desirable in remote continental and oceanic areas to improve the value of deposition figures. The calculation of sulfur and nitrogen budget for region in other continents would also be necessary.

It follows from this situation that the Background Air Pollution Network of WMO is of considerable importance. The data gained by this network can be applied in future to solve global research problems in air chemistry. On the other hand these data make regional air pollution management in a given country possible. Thus, the expansion and improvement of BAPMoN are obviously needed.

REFERENCES

- Bandy, A. R. and Maroulis, P. J., 1980: Impact of recent measurements of OCS, CS₂ and SO₂ in background air on the global sulfur cycle. In *Atmospheric sulfur deposition; environmental impact and health effects* (ed.: D. S. Shriner, C. R. Richmond and S. E. Lindberg). Ann Arbor Science Publishers Inc. Ann Arbor, Michigan, 55–63.
- Bónis, K., Mészáros, E. and Putsay, M., 1978: On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe. *Időjárás* 84, 57–68.
- Böttger, A., Ehhalt, D. H. and Gravenhorst, G., 1978: Atmosphärische Kreisläufe von Stickoxiden und Ammoniak. *Berichte der Kernforschungsanlage, Jülich*, No. 1558.
- Crutzen, P., 1976: The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere. *Geophys. Res. Letters* 3, 73–76.

- Cullis, C. F. and Hirschler, M. M., 1980: Atmospheric sulfur: natural and man-made sources. *Atmospheric Environment* 14, 1263-1278.
- Ehhalt, D. H. and Drummond, J. W., 1982: The tropospheric cycle of NO_x. In *Chemistry of the unpolluted and polluted troposphere* (ed.: H. W. Georgii and W. Jaeschke). D. Reidel Publishing Co. Dordrecht, Holland, 219-251.
- EPA, 1973: *Copilation of air pollutant emission factors*. (2nd edition). Reserch Triangle Park, N. C. 27711, AP-42, BPB-223996.
- EPA, 1977: *Compilation of air pollutant emission factors* (including supplement 1-7) Research Triangle Park, N. C. 27711, AP-42, Part A+B.
- Georgii, H. W., 1982: The atmospheric sulfur budget. In *Chemistry of the unpolluted and polluted troposphere* (ed.: H. W. Georgii and W. Jaeschke). D. Reidel Publishing Co. Dodrecht, Holland, 295-324.
- Georgii, H. W. and Lenhard, V., 1978: Contribution to the atmospheric NH₃ budget. *Pure and Appl. Geophys.* 116, 385-392.
- Logan, J. A., 1983: Nitrogen oxides in the troposphere: global and regional budgets. Submitted to *J. Geophys. Res.*
- Logan, J. A., Prather, M. J., Wofsy, S. C. and McElroy, M. B., 1981: Tropospheric chemistry: a global perspective. *J. Geophys. Res.* 86, 7210-7254.
- Mészáros, A. and Vissy, K., 1974: Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aerosol Sci.* 5, 101-110.
- Mészáros, E., 1978: Concentration of sulfur compounds in remote continental and oceanic areas. *Atmospheric Environment* 12, 699-705.
- Mészáros, E., 1981: *Atmospheric chemistry. Fundamental aspects*. Elsevier Sci. Publishing Co., Amsterdam, Oxford and New York.
- Mészáros, E., 1982: On the atmospheric input of sulfur into the ocean. *Tellus* 34, 277-282.
- Mészáros, E., 1983: Atmospheric sulfur budgets over continental regions. In *Ecological effects of acid deposition*. National Swedish Environmental Protection Board. Report PM 1636. 89-93.
- Söderlung, R. and Svensson, B. H., 1976: The global nitrogen cycle. *Ecological Bulletin* 22, 23-73.
- Sze, N. D. and Ko, M. K. W., 1980: Photochemistry of COS, CS₂, CH₃SCH₃ and H₂S: implications for the atmospheric sulfur cycle. *Atmospheric Environment* 14, 1223-1239.
- Várhelyi, G., 1983: Evaluation of continental sulfur emissions from anthropogenic sources. Manuscript.

IDŐJÁRÁS

Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 6. szám. 1983. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 87. No. 6. Nov. – Dec. 1983. Budapest

The monitoring of meteorological processes by operation of DENSITRON system

NEUMEISTER, H. *Meteorologischer Dienst der DDR, Albert Einstein Str. 42/46, 1500 Potsdam*

Meteorológiai folyamatok követése DENSITRON rendszer segítségével. 1982 júniusától a DENSITRON opto-elektronikus rendszert rendszeresen használják a DDR Meteorológiai Szolgálatánál a szinoptikus rutin feladatok ellátásakor. Az egész év során az infravörös tartományban normalizált különbség-képzéssel képeket készítenek a troposzférikus folyamatok követésére. A nyári félévben a nappali órákban különböző spektrális sávra vonatkozó két kép súlyozott összeadását is elvégzik a nagyterésű csapadékeloszlás és a radar jelek csúcsmagasságának szimulálása céljából. Ehhez referencia adatként radar és felszíni megfigyelések szükségesek. A tanulmány megvizsgálja azt a kérdést, hogy a képanalízishez milyen spektrális csatornák a legmegfelelőbbek.

✱

The monitoring of meteorological processes by operation of DENSITRON system. Since June 1982 the opto-electronic DENSITRON system has been operated in the synoptic routine work of the Meteorological Service of the GDR. Throughout the year difference pictures (normalized subtraction) of the thermal infrared are produced for tracking tropospheric processes. During the summer half-year in daylight hours, sum pictures of different channels (weighted addition of two pictures) can be produced to simulate the distribution of precipitation and the top heights of "radar echoes" over a rather large area. For this purpose radar and surface observations are needed as reference data. Some ideas are discussed as to the appropriate choice of spectral channels for image analysis.

✱

Introduction. The Meteorological Service of the GDR has been receiving operationally weather satellite pictures from polar-orbiting satellites since 1967, and from geostationary satellites since 1978. Two opto-electronic methods were developed in 1981 using pictures in analogue form received from the satellites. Both methods are based on the concurrent utilization of two black-and-white pictures of the same format, or at least of the same geographical projection. The two methods allow a deeper insight into the weather processes for analysis and forecasting (now-casting and short-range forecasting) than can be gained by the interpretation methods of individual pictures. Both methods can be refined by a digital processing system, still to be developed. The selected two pictures are taken by special TV cameras (type RFA 4010). After correcting the shading effect* (which is due to the character of the TV pickup tube and to the irregular trans-illumination of the pictures on the light table), the pictures are combined electronically. The new product is displayed as a picture in pseudo-colours (up to 7 colours) on a modified colour TV

* It means in this case mainly a quasi-concentric decrease of light intensity from the centre to the corners of the picture.

screen. DENSITRON allows a combined, fast, flexible and interactive electronic processing of the pictures. These pictures are switched over to a second monitor in the forecaster's room.

The two new methods of meteorological picture processing include the production of:

– the *difference of two pictures* (multi-temporal combination of pictures, normalized subtraction).

For this method, pictures are used that are of the same format and the same spectral channel, but from different times. The appropriate time differences lie between 2 and 24 hours, depending on the speed of the processes going on in the atmosphere. On the average, 4 hours are preferred operationally as differences. Because of the analogue method, only pictures from the geostationary satellites can be used. Owing to their availability around the clock, hardly any other but thermal infrared pictures are applied, especially in the 11 μm window region.

The signal intensities of the individual pictures are amplified to an equal ("normalized") level and controlled by an oscilloscope.

– the *sum of two pictures* (multispectral combination of pictures, weighted addition)

For this purpose pictures of the same format (or projection) and from the same time, but from different spectral channels are needed. Pictures of the following spectral channels are required to produce pictures simulating the distribution of precipitation and the top heights of radar echoes:

(a) one spectral channel in the thermal infrared (window near 11 μm)

(b) one spectral channel covering the visible and/or the near-infrared region.

According to experience hitherto, the optimal channel in the future should be 0.6–1.0 μm .

(From the NOAA satellites the interval between 0.7 and 1.0 μm seems to be more advantageous than those between 0.5 and 0.9 μm .)

The signal intensities deduced from the pictures (a) and (b) are amplified to a ratio 3:4 ("weighted") and are controlled by an oscilloscope.

1. Consideration of the principles of the methods and examples of picture processing

Both methods are based on the following consideration:

Difference pictures. Humidity, cloudiness and precipitation are meteorological parameters which reflect in a unique way the entirety of the processes going on in the troposphere. Visual comparisons alone are not sufficient to obtain area-covering information about the changes or to assess the intensity of the changes. Up to now animation pictures (loops) have been the only method for an area-covering display of these processes. They allowed previously unknown insight into atmospheric dynamics. The transitory presentation, however, has the disadvantage that one has to look at the loop very often to form a nearly area-covering overview in the mind, instead of obtaining i.e. not transitory product of the changes, for instance, in form of a picture.

In this sense, difference pictures give some necessary complementary information and presentation of the atmospheric processes. That does not mean that animation pictures are superfluous. They show merely another aspect of atmospheric processes.

Difference pictures as well as sum pictures have been produced operationally in the Meteorological Service of the GDR since June 1982 for weather diagnosis and prognosis. Before the introduction of the new method into routine work, tests were made to find out how useful difference pictures could be in case of wrong forecasts. It was shown that difference pictures are excellently suitable to recognize trends at an early stage of development. In some cases difference pictures demonstrate clear trends, when the prognostic charts for 500 mbar do not show the new development. On the average, a combined utilization of difference pictures, prognostic charts and prognostic trajectories seems to give optimum results. The prognostic data are especially useful for a correct extrapolation of the changes seen in the difference pictures.

In case of slow or quasi-stationary processes, time differences from 6 to 24 hours should be given preference. Time differences from 2 to 6 hours are more useful, on the average and in case of rapid processes. The advantage of short-range difference pictures is comparable with the benefit from charts of surface pressure change, especially that for a 3-hour interval. In cloudless regions the diurnal change of surface temperature and its effect on pictures in the thermal infrared has to be taken into account. Additionally, special attention should be given to the effects of isolated cirrus clouds in difference pictures. Using difference pictures, the actual distribution of clouds should always be kept in mind, because "no change" does not mean that there are no clouds, or only low stratiform clouds. It simply means no change in the state of the atmosphere in the region concerned within the time interval used for the difference pictures.

Difference pictures allow to find out the intensification or weakening of low-pressure areas, fronts and non-frontal cloudiness or cloud systems at a very early stage of development. Even the strengthening or weakening of contrasting weather conditions along a line or a zone can easily be detected. The basis for such statements are mainly the extent and the intensity of areas of cloud formation and cloud dissolution. As an example, at a moving front one should compare the area of downstream cloud formation and of upstream cloud dissolution.

Figure 1 shows large-scale areas of dissolution and/or subsidence of clouds within a ridge of high pressure (enhanced increase of temperature from red to blue and black) and large-scale areas of cloud formation and/or intensification associated with fronts and low-pressure areas (enhanced decrease of temperature from white to violet and yellow). In difference pictures green colour designates areas without or nearly without any changes in temperature. This can be due to the fact that no change is observed in cloudiness and/or surface temperature (Fig. 1 is found on the colour inset plate).

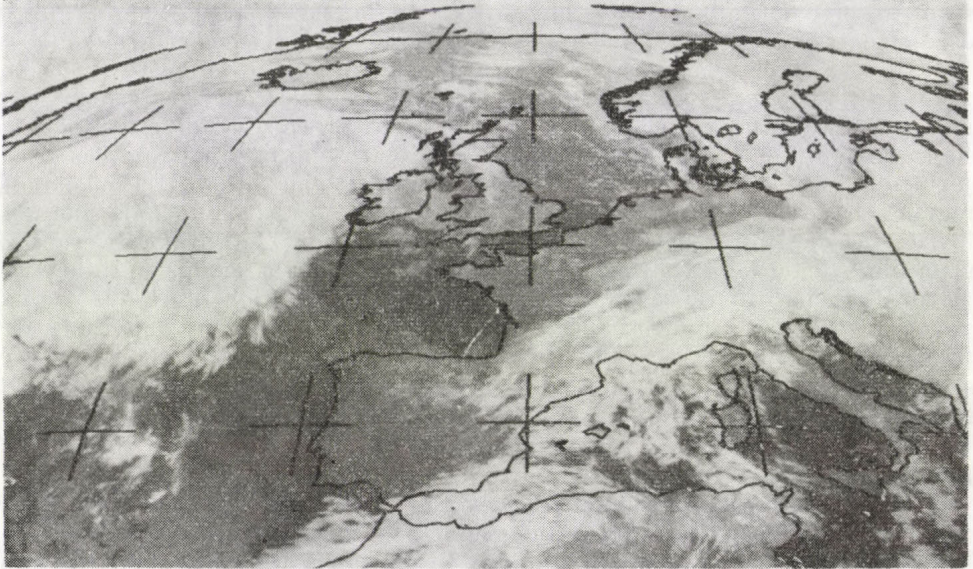
The picture presented here does not show any complex patterns of changes. It was selected to help understanding the method. Pictures of 2.11.79, 06.30 GMT and of 1.11.79, 19.00 GMT (Fig. 2) were used to produce the difference picture presented in Fig. 1.

Sum pictures. Every spectral channel used to produce images for meteorological purposes has some advantages and disadvantages. On the one hand, the spectral intervals of the thermal infrared window near 11 μm show a temperature dependence of upper cloud tops, which allows the height of cloud tops to be estimated. On the other hand, the obscuring effect of cirrus clouds in the thermal infrared complicates the decision on the probability of precipitation and sunshine.

In the visible and/or near-infrared region low clouds appear partially nearly as bright as multi-layered or thick clouds. Isolated cirrus clouds and less thick and broken clouds without precipitation appear less bright or sometimes disappear almost completely, especially in the near-infrared.

The brightness of clouds in different pictures of the visible and/or near-infrared region, taken at nearly equal sun elevation, depends primarily on the content of liquid water and to a lesser degree also on the content of ice par-

ET1 2 NOV 1979 630 IR2 D2 JN D4



ET1 1 NOV 1979 1900 IR2 D2 JN D4

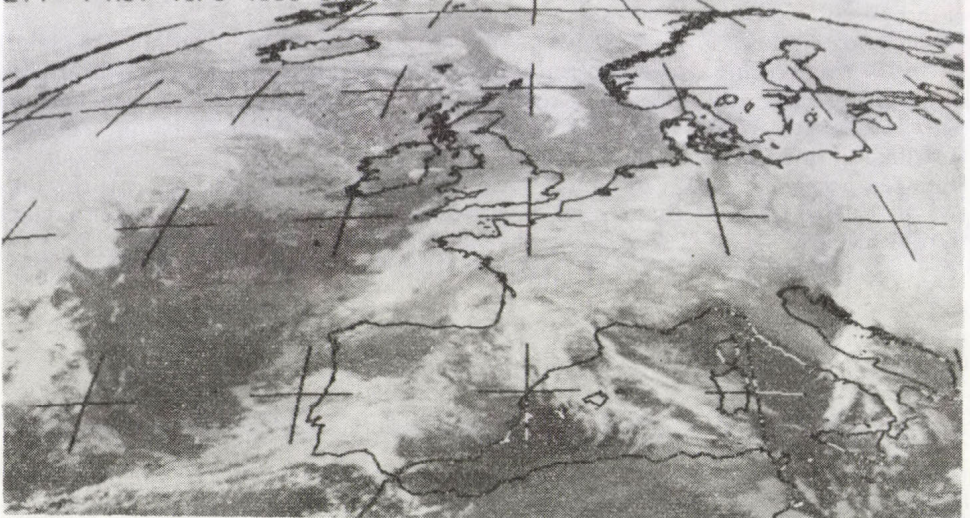


Fig. 2: Black-and-white pictures of 2.11.1979, 06.30 GMT and of 1.11.1979, 19.00 GMT used to produce the difference picture shown in Fig. 1.

ticles (ice clouds are darker, especially at longer wavelengths). The brightness also depends to some extent on the depth of clouds.

In contrast to this, the brightness of clouds in pictures of the window region of the thermal infrared mainly depends on the height of the clouds and to some extent on their depth. On the average, less radiation from the warmer background penetrates the upper boundary of clouds in case they are thicker, meaning that the emissivity of radiation from the upper boundary is higher.

The aim of the combination of pictures from different spectral channels is to establish priorities of signal intensities reflecting the probability of the distribution and the intensity of precipitation. In other words, the aim is to establish priorities of signal intensities mainly according to the water content, the depth and the height of clouds as a whole. Such combined pictures can be produced by the second method. The simulation is made by an iteratively interactive approximation process.

Before the addition of pictures is implemented, the mean maximum signal intensity of the thermal infrared picture and of the visible and/or near-infrared picture is weighted at the ratio of 3 to 4, on the average. The preconditions for this method are sun elevations $>20-25^\circ$, differences of sun

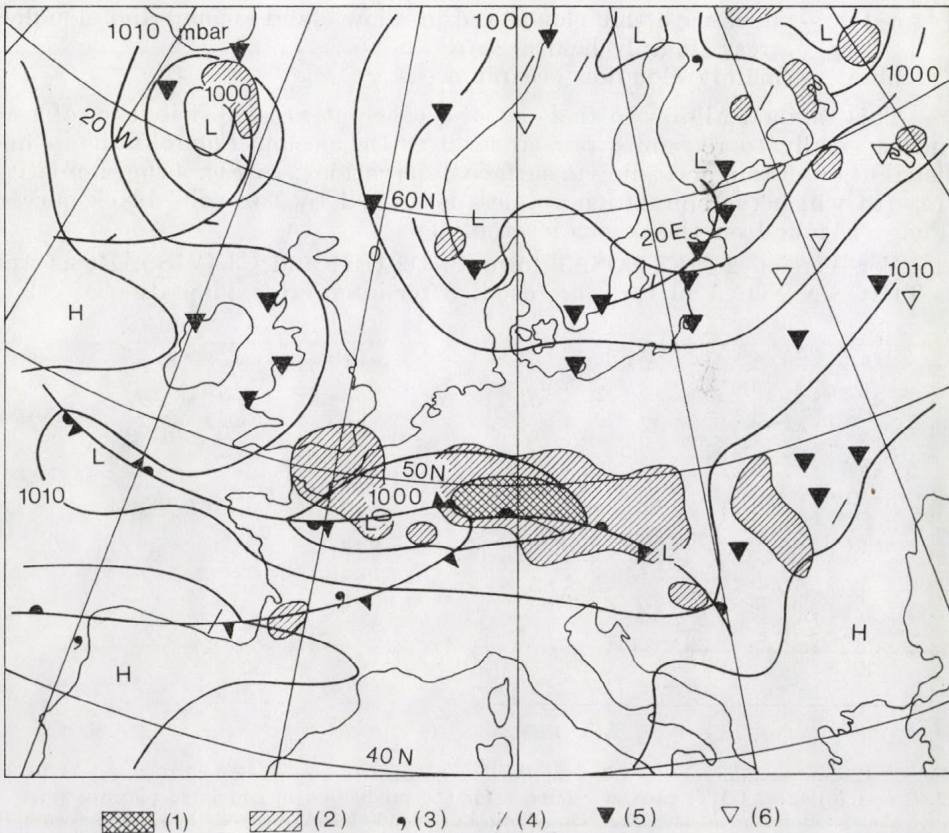


Fig. 3: Surface weather chart of 15.10.1981, 12.00 GMT, showing mainly the coherent areas of rain. Explanation: (1) moderate rain, (2) slight rain, (3) drizzle, (4) rain before the time of observation, (5) shower, (6) shower before the time of observation

elevation $< 15^\circ$, and a suitable brightness gradation, especially of the various cloud types. The brightness of the Earth's surface should be kept rather low or dark. Additionally, sun glint effects at the cloud tops have to be taken into account.

Practically, two versions of the second method are used:

Version 1: Simulation of the distribution of precipitation in an area of approximately 1500×2500 km, using mainly surface observations as reference data.

Version 2: Simulation of the distribution of precipitation over Central Europe (1000×1500 km), using mainly radar observations as reference data.

For Version 1, METEOSAT formats D2 (IR) and C2D (VIS/nIR) are used. According to the precipitation reference data, the areas of the following colours are interactively chosen for these sum pictures:

- violet – more or less coherent areas of rain (high probability)
- white – isolated minor/major areas of rain (probability approximately of 50% and less)
- green – areas of rather thick clouds and/or a large cloud amount (mainly without rain)
- red – areas with thin clouds and/or a low cloud amount and cloudless areas (mainly land areas)
- blue – mainly cloudless oceanic areas

This method allows to find out the coherent areal distribution of rain and especially to recognize rain areas over the ocean. *Figure 3* shows the distribution of rain according to surface observations. In *Fig. 4* the simulated area (to which the simulation applies) is limited by two solid black curves, (*Fig. 4* is found on the colour inset plate).

For Version 2 METEOSAT formats D2 (IR) and C3 (VIS/nIR) as well as TIROS-N/NOAA pictures are used. After interactive adaptation of colour

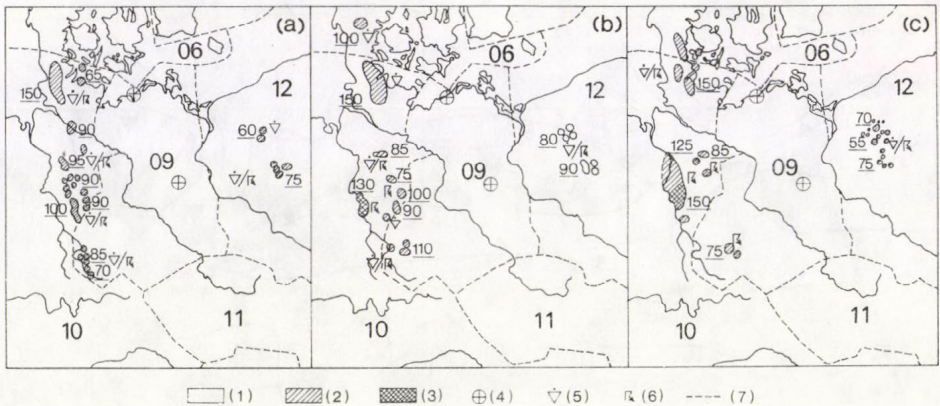


Fig. 6: Radar facsimile charts taken at Berlin–Schönefeld airport of 15.7.1982, (a) 11.40, (b) 12.40 and (c) 13.40 GMT, used as reference for the production of simulated pictures (*Fig. 5*). Note the development of the large cumulonimbus cloud cluster near $52^\circ\text{N}/09^\circ\text{E}$ detected by radar 100 minutes later than by satellite picture simulation at 11.00 GMT, due to the limited radar range. *Explanation:* (1) weak echoes, (2) moderate echoes, (3) strong echoes, (4) radar station, (5) rain shower, (6) thunderstorm, (7) boundary of international block number; small figure (underlined) = the echo top height in hundred meters, large figure = block number

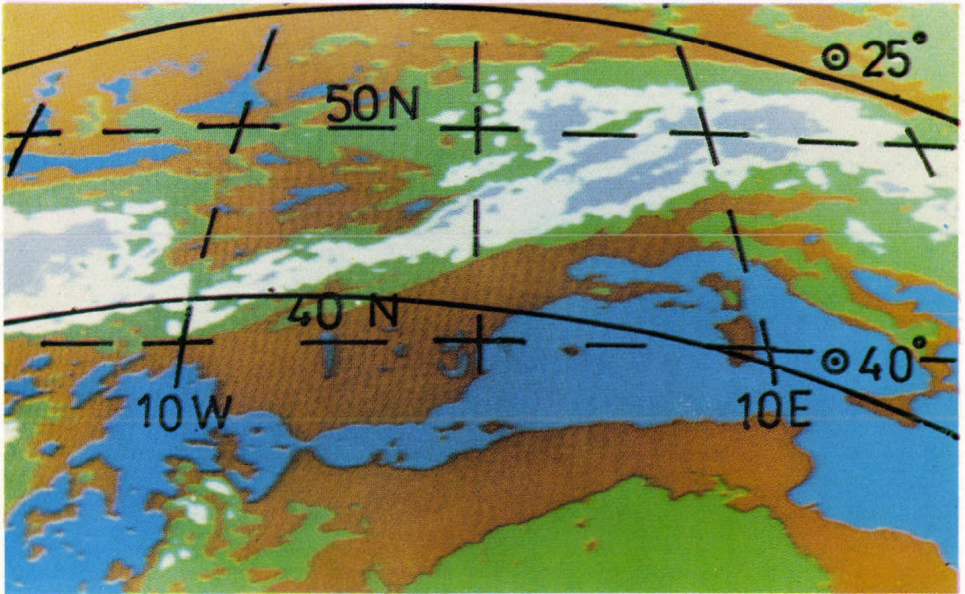


Fig. 1: False-colour difference (multi-temporal) picture in the thermal infrared near $11 \mu\text{m}$ on the basis of pictures (Fig. 2) of 2. 11. 1979, 06.30 GMT and of 1. 11. 1979, 19.00 GMT (green – no change; red, blue and black – increase of temperature; white violet and yellow – decrease of temperature)

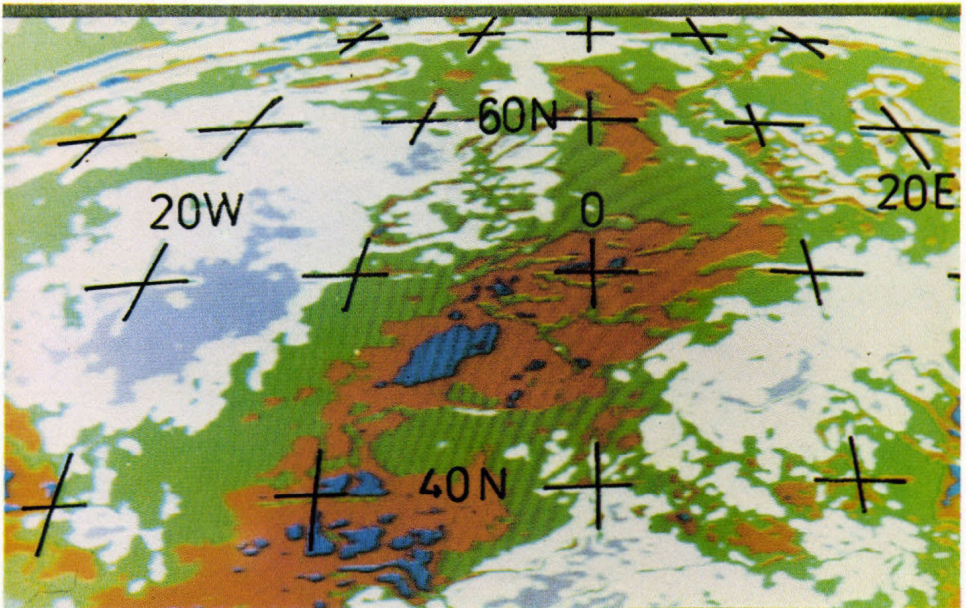


Fig. 4: False-colour sum (multi-spectral) picture of the visible/near infrared region ($0.4\text{--}1.1 \mu\text{m}$) and of the thermal infrared ($11 \mu\text{m}$). METEOSAT pictures D2 and C2D of 15. 10. 1981, 12.30 GMT were used. The quasi coherent areas of rain are shown in violet colour, the areas with a rather low probability of rain are white

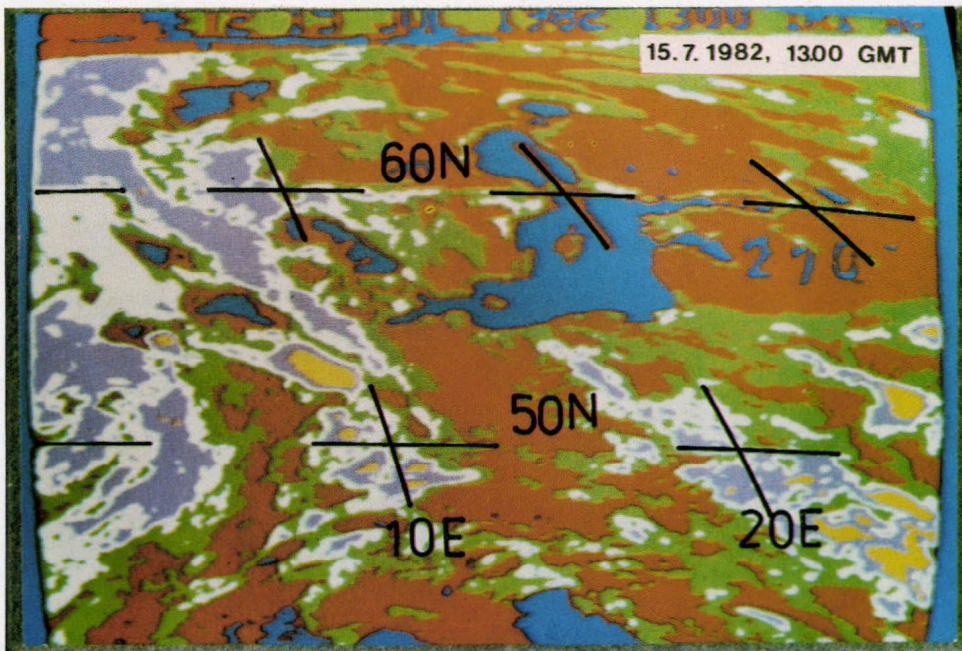
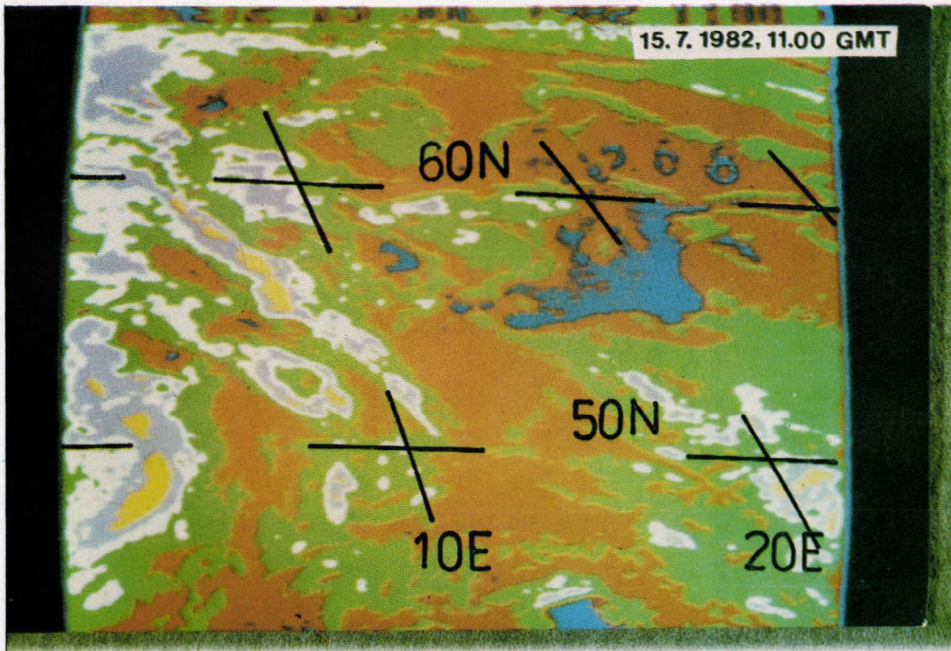


Fig. 5: False-colour sum pictures (multi-spectral pictures) of the METEOSAT D2 - and C3 - pictures of 15. 7. 1982, at 11 and 13 GMT using radar observations as reference data. The simulated radar echo top heights correspond to the following colours: white < 8.5 km; violet $\geq 8,5$ km; yellow ≥ 10 km at 11.00 GMT and ≥ 12 km at 13.00 GMT

boundaries according to the radar reference data, the weighted sum pictures are presented in the following colours:

- yellow — selected highest top height of radar echoes
- violet — selected medium top height of radar echoes
- white — selected lowest top height of radar echoes
- green, red and blue — as defined in Version 1

The lowest available resolution of the simulated radar echoes is approximately ≥ 10 km for TIROS-N/NOAA images, and ≥ 15 km for METEOSAT images.

The METEOSAT pictures available every 30 minutes provide a good detection and tracking of hazardous convective cloud developments during the summer half-year in daylight hours.

Figure 5 shows such a development at an interval of 2 hours. For the simulation of the precipitation distribution METEOSAT pictures were used (formats D2 and C3 of the 15.7.82, 11.00 and 13.00 GMT). The radar facsimile charts from Berlin-Schönefeld airport of 11.40, 12.40 and 13.40 GMT were utilized as reference (*Fig. 6*). The pseudo-colours represent the following top heights of radar echoes:

11.00 GMT: white < 8.5 km, violet ≥ 8.5 km, yellow ≥ 10 km;

13.00 GMT: white < 8.5 km, violet ≥ 8.5 km, yellow ≥ 12 km.

The development of the cluster (yellow patch) is noticeable at $51^{\circ}\text{N}/08.5^{\circ}\text{E}$ at 11.00 GMT and at $53^{\circ}\text{N}/09^{\circ}\text{E}$ at 13.00 GMT. Within the larger and higher echoes ("clusters") there was precipitation between 10 and 20 mm within a few hours.

2. Conclusions

The DENSITRON image products can be considered a new tool in operational synoptic work. So far the equipment has been used operationally for more than one year with a high degree of availability. The production of one difference picture or one sum picture takes a few minutes only. One particular advantage of the DENSITRON system is the interactive simulation of the distribution of precipitation.

On account of the limited possibilities of intensity transformation and multispectral combination of analogue pictures, the results cannot be of such a quality and wide application as would be possible by digital processing. Therefore, the methods described should be refined by digital processing. Refinements that could be done are as follows:

- use of a very small portion of intensity counts for the surface data and a large portion of intensity counts for clouds, especially, for the production of difference pictures. This means a suitable intensity transformation for the pictures used in each of both methods.
- use of additional colours or shades of colours for indicating the types of change (especially the temperature changes in cloudless areas and of the cloud level concerned)
- use of actual quantitative precipitation data for a precise statistical deduction of the distribution and intensity of precipitation.
- brightness corrections in the visible and/or near-infrared region (related to a fixed sun elevation; scattering correction).

To provide a simulation of precipitation around the clock, it seems to be highly desirable to have available another spectral channel instead of the visible and/or near-infrared region. At the present state of affairs, the most appropriate channel for the detection of precipitation should be selected in the micro-wave region between 1 and 10 mm. It should be especially suitable for suppressing the influence of the cold cirrus clouds in the thermal infrared which do not contribute to the formation and intensity of precipitation.

Additional experiments were made with NOAA/HRPT pictures received at the Observatory in Prague-Libus of the Czech Hydrometeorological Service. Weighted difference pictures of the thermal infrared minus that of the visible and near-infrared channel were produced to simulate the pictures in the window region near $3.7 \mu\text{m}$. The combination has to be made as a difference because of the inverse grey-scale characteristics in the channels used, which means addition of intensities in case of combining original and really existing radiation intensities rather than picture signal intensities. The rather high weight of the thermal infrared channel is an indication for the relatively small portion of reflected solar radiation originating from thick and high clouds especially. That means low values of the albedo in the spectral region near $3.7 \mu\text{m}$. Exact values of the albedo of well-defined cloud types in this region are nearly unknown.

On the one hand, the experiments show that the pictures of this window region without snow cover can quite well be simulated, especially the dark areas with fog and low stratiform clouds. On the other hand, in the spectral channel near $3.7 \mu\text{m}$ there is at day-time a wide mixture of intensities stemming from clouds and from the surface of the Earth. From this point of view, the window region near $3.7 \mu\text{m}$ contains at day-time information which is ambiguous and which can be obtained otherwise.

Difference pictures in the water vapour region near $6.5 \mu\text{m}$ from METEOSAT give interesting information about the humidity changes in cloudless areas and, therefore, about advection processes and the superimposed vertical motion. Differences from the cloudless regions can fill the gaps in difference pictures of the thermal infrared near $11 \mu\text{m}$.

According to experience made in interpreting individual pictures and in combining pictures by opto-electronic means in the Meteorological Service of the GDR, the following priority of availability of pictures from different spectral channels is highly desirable for the operational synoptic work of the future:

1. thermal infrared region near $11 \mu\text{m}$
2. one appropriate channel in the micro-wave region between 1 and 10 mm
3. visible and/or near-infrared region between 0.6 and $1.0 \mu\text{m}$
4. thermal infrared water vapour region between 20 and $23 \mu\text{m}$ (representing the middle troposphere)
5. thermal infrared water vapour region near $6.5 \mu\text{m}$ (representing the upper troposphere)
6. window region near $3.7 \mu\text{m}$ (for the determination of the distribution of snow, for research work purposes, etc.)

The transmission of data from 5 or 6 channels for operational use (as recommended above) should as early as possible be generally implemented from both types of meteorological satellites, geostationary and polar-orbiting. For this purpose a standardization of picture transmission from meteorological satellites appears highly desirable.

IDŐJÁRÁS

Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 6. szám. 1983. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 87. No. 6. Nov. — Dec. 1983. Budapest

Influence of an acoustic wave on the aerosol collection efficiency of a granular bed

TAVOSSI, H., RENOUX, A. MADELAINE, G. *Laboratoire de Physique des Aérosols et de Transfert des Contaminations Université, Paris XII, UER de Sciences, Avenue du Général de Gaulle, 94010 — Créteil Cédex, France*; and BOULAUD, S.: *Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, SPT — STEP — CEN—FAR, Bp n° 6 92260 — Fontenay-aux-Roses, France*

Akusztikus hullám hatása légtisztító berendezések felfogási hatékonyságára. A tanulmány célja a különböző aeroszol felfogási mechanizmusok elméleti tanulmányozása, valamint adott frekvenciájú akusztikus hullám hatásának kiderítése granulált rétegek (speciális légtisztító berendezések) esetén. Az összegzett felfogási hatékonyságot a szerző az egyes individuális mechanizmusok hatékonyságának összegeként határozza meg. Az egyes hatékonyságok változása a felfogó rendszer paramétereinek függvénye. Az eredmények azt mutatják, hogy megfelelő frekvenciájú és amplitudójú akusztikus hullám hatására a felfogási hatékonyság jelentősen megnövekszik azon részecskékre vonatkozólag is, amelyek nagysága a hatékonyság minimuma közelében van. Elméletileg kimutatható, hogy megfelelő hullám segítségével a minimum ki is küszöbölhető. Az eredmények légtisztító berendezések tervezésénél hasznosíthatók.

✱

Influence of an acoustic wave on the aerosol collection efficiency of a granular bed. The aim of this paper is to study theoretically the different aerosol separation mechanisms, as well as the effect of an acoustic wave on their efficiencies in case of a bed of spheres. The global separation efficiency is calculated by combining the individual efficiency of each mechanism. The variation of the individual efficiencies is determined as a function of different system parameters. The results show that an acoustic wave of appropriate frequency and amplitude can significantly increase the collection efficiency of a granular bed even for aerosol particles with diameters in the size range where the efficiency is minimum. It can be demonstrated theoretically that this minimum disappears by using an appropriate acoustic wave.

✱

Introduction. The study of purification of the air containing particulate impurities (solid or liquid aerosol particles) by a granular bed has numerous applications. We know that all types of filters have a minimum of collection efficiency for aerosols with diameters between $0.1 \mu\text{m}$ and $2 \mu\text{m}$. This minimum of efficiency is a function of various parameters. The aerosol particles in the size range mentioned can equally penetrate profoundly in the lung and be deposited there. For this reason, when the air contains toxic or pollution aerosol particles of these size, these so-called „maximum penetration aerosols” should be removed.

In this paper, the effects of an acoustic wave on the collection of aerosols by a bed of spheres is studied. The results of the present theoretical investigation indicate that the aerosol collection efficiency of this device can be increased, especially in the particle size range where the maximum filter penetration occurs.

Actually, a granular bed has a number of advantages over traditional filters of high efficiency. First of all, the pressure drop is low and the bed

allows a high flow rate. It is resistant to high temperatures (1500 °C if it is metallic, and higher if made of a ceramic material) and it resists corrosive agents. Furthermore, when using a granular bed, there is no risk of residual pollution by the material of the filter medium.

Since 1931 (Patterson and Cawood) it is known that acoustic waves can accelerate the coagulation of fine aerosols of high concentrations (Mednikov, 1965) by increasing the collision frequency of the aerosol particles; thereby the waves favour particle coagulation and subsequent particle sedimentation. However, at low aerosol concentrations acoustic coagulation is ineffective.

In this study, the increase of aerosol collection efficiency of a granular bed by means of an acoustic wave has been investigated also for low aerosol concentrations. It is demonstrated that the minimum in the collection efficiency can be made to practically disappear in this way.

Symbols

- A_p, A_g : amplitude of acoustic oscillation of an aerosol and of the carrier gas molecules
 B : dynamic mobility of the aerosol particles
 c : Millikan-Cunningham correction factor
 C_g : velocity of the acoustic wave
 $D, D_B, D_{t,A}, D_{Tot}$: diffusion coefficients
 g : gravitational acceleration
 k : wave vector, $k = 2\pi/\lambda$
 k_B : Boltzmann's constant
 l_G : mean free path of the carrier gas molecules
 l_0 : internal scale of the acoustic turbulence
 L : depth of the granular bed
 m_p : mass of particle
 n, n_0 : aerosol concentration and its mean value in the carrier gas
 P_g, p_g : pressure amplitude of the acoustic wave and its instantaneous value
 q_p, q_s : electric charges on an aerosol particle and on a spherical collector
 R_s : radius of a spherical collector
 r_p : radius of particle
 Re_s : Reynolds number relative to the spherical collector, $Re_s = (2U_0R_s)/\nu$
 r, θ : polar coordinates
 T, t : temperature, °K, and time, s
 U_0, U_r, U_θ : mean flow velocity and its components
 u_1 : velocity of internal turbulent pulsation
 v_p : particle velocity

Greek symbols

- $\alpha_{at}, \alpha_{ab}, \alpha_{sc}$: coefficients of attenuation, absorption and scattering of granular bed
 α : factor of global collection efficiency
 ϵ : porosity of granular bed
 ϵ_s : dielectric constant of spherical collector
 λ_0 : wavelength of acoustic wave in the air
 η_{Tot}, η_{M1} : total collection efficiency and the efficiency of mechanism M_1
 η_g, ν : coefficients of dynamic and kinematic viscosity of the carrier gas
 ρ_p, ρ_g : density of an aerosol particle and of the carrier gas
 τ : relaxation time of an aerosol
 ω : angular frequency of acoustic wave, $\omega = 2\pi f$.

1. Theoretical survey of the aerosol separation mechanisms for spherical collectors of a granular bed

The aerosol particles are separated and removed from the carrier gas by one or more separation mechanisms. These mechanisms transport the

aerosol particles to the surface of the collector, where they are separated and fixed.

In the absence of electrostatic forces, the adhesion of a particle on a clean surface is assured by molecular or van der Waals forces. Once fixed on the surface of the collector, the particle is not normally detached, except at high flow velocities ($U_0 > 10 \text{ m.s}^{-1}$). For the sake of simplicity, we suppose generally that the aerosol particle is solid, spherical and non-hygroscopic, and that the temperature in the filter medium is constant and uniform, in order to be able to neglect the convection and other thermal effects. Our reasoning here also holds true for an aerosol of fine droplets, under the condition that the effects produced by evaporation and condensation near the surface of the droplets and of the spherical collector are taken into account. For a non-spherical particle of arbitrary shape one should use an equivalent radius, and take into account the modification of the Stokes' force by a correction factor.

2. Mechanisms of separation of an aerosol by a spherical collector. Influence of an acoustic wave on the efficiencies

In the following we shall review the different aerosol separation mechanisms in a spherical collector.

2.1. Inertial impaction

As a consequence of deformation of the stream lines of the carrier gas near the surface of the spherical collector, the aerosol particles having a large momentum and high dynamic mobility (B) are deviated from the stream line with an initial velocity V_p and travel a stop-distance ($S_a = m_p v_p B$) (see Fig. 1). In this case the Brownian motion is neglected.

The efficiency of this mechanism (η_{Imp}) is a function of the aerosol stop-distance (S_a) and the surface curvature of the collector $1/R_s$ or of Stokes, number

$$St = \frac{S_a}{R_s} = \frac{c2\varrho_p r_p^2 U_0}{9\eta_g R_s}$$

The efficiency of inertial impaction is given by the following formula (see also Fig. 1):

$$\eta_{\text{Imp}} = \frac{b^2_{\text{Imp}}}{R_s^2} \approx \frac{St^2}{(St + 0.5)^2}$$

It becomes important for $r_p > 2 \mu\text{m}$.

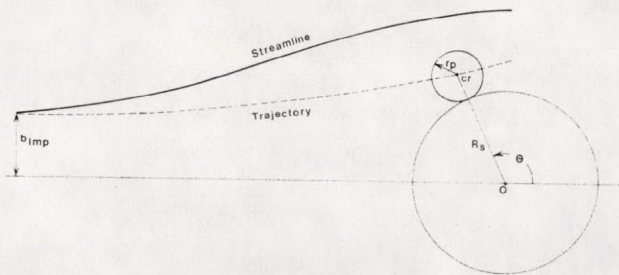


Fig. 1: Particle trajectory and critical radius (Davies and Petz, 1956)

The presence of an acoustic wave creates a supplementary non-isokineticism in the carrier gas that favours inertial impaction. Moreover, the acoustic wave causes an aerosol oscillation, which can lead to an increase in the impact parameter and therefore in the inertial impaction efficiency (η_{Imp}).

2.2. Interception

Interception is an effect of geometrical nature. It occurs when the aerosol trajectory passes through the surface of a concentric ring contained between the radii R_s and $R_s + r_p$ for $\Theta = 90^\circ$ and perpendicular to the flow direction. In this case the interception efficiency is a function of $P_I = r_p/R_s$, which is the ratio of the particle radius to that of the collector. The efficiency will be:

$$\eta_{Int} = \frac{[(R_s + r_p)^2 - R_s^2] \pi n_o U_o}{(R_s + r_p)^2 \pi n_o U_o} = \frac{2P_I + P_I^2}{(1 + P_I)^2}$$

if $r_p \ll R_s$ the efficiency is:

$$\eta_{Int} = \frac{P_I}{(P_I + 0.5)}$$

By taking into account the variation of the flow velocity near the surface of the spherical collector as a function of the angle Θ (see Fig. 1), for a bed of spheres of porosity ϵ *Gutfinger* and *Tardos* (1979) have found that

$$\eta_{Int} = 1.5 [g(\epsilon)]^2 P_I^2$$

where $g(\epsilon)$ is the flow correction factor.

The presence of an acoustic wave which produces the oscillation of the aerosol particles increases the effective particle diameter and the value of P_I .

In this case for a plane acoustic wave propagating perpendicular to the flow direction of the carrier gas, we can write:

$$P'_I = \frac{A_p}{R_s}$$

In general, for fine aerosols $A_p > r_p$, so $P'_I > P_I$, hence there is an increase in the interception efficiency due to the presence of the acoustic wave.

2.3. Sedimentation

Sedimentation depends on the flow direction relative to that of gravity. The sedimentation efficiency is a function of G , a factor, which is:

$$G = \frac{\text{Terminal velocity of the aerosol}}{\text{Mean flow velocity of carrier gas}} = \frac{U_G}{U_o}$$

where (see *Table I*):

$$U_G = m_p \cdot g \cdot B = g \cdot \tau$$

TABLE I
Orders of magnitude of the aerosol terminal velocity

r_p μm	U_G $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
0.1	0.85
0.5	10
1	35
5	750
10	3000

$$\text{Therefore, } G = c \frac{2}{9} \frac{g \rho_p r_p^2}{\eta_g U_0} \quad \text{and} \quad \eta_{\text{Sed}} = \frac{G}{1+G}$$

(Gebhart et al, 1973; Lee, 1971).

The falling velocity of a particle after a time t is given by:

$$V_p = U_G (1 - (\exp -t/\tau));$$

if $t \gg \tau$, then we have $V_p = U_G$. For example, t can be the period of an acoustic wave propagating in vertical direction.

2.4. Diffusion

The radial flux of the aerosol particles towards the surface of a spherical collector is given by Fick's first law:

$$\vec{J} = -D \text{ grad } n$$

The rate of change of the aerosol concentration in the presence of an external force and a linear convection of velocity \vec{V} , is given by Fick's second law:

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -\text{div} (n\vec{V}) + D \Delta n$$

2.4.1. Brownian diffusion

The collision of gas molecules with the aerosol particles results in a random unbalanced force $F(t)$ that causes the Brownian motion of the aerosol particles. The mean square displacement in three dimensions is given by the following equation (the numerical values are tabulated in *Table II*):

TABLE II

Some data on aerosol diffusion according to Fuchs (1964). The second column gives the mean square displacement of an aerosol particle in three dimensions after one second ($t=1$ s)

$r_p \mu\text{m}$	$(\overline{\Delta r^2})^{0.5} \mu\text{m}$	$l_a \mu\text{m}$	$D_B \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	τ_s
0.001	2770	6.60×10^{-2}	1.28×10^{-2}	1.33×10^{-9}
0.01	284	2.19×10^{-2}	1.35×10^{-4}	1.40×10^{-8}
0.1	37	1.12×10^{-2}	2.21×10^{-6}	2.28×10^{-7}
0.3	17	1.33×10^{-2}	4.98×10^{-7}	1.41×10^{-6}
1	8.6	2.06×10^{-2}	1.27×10^{-7}	1.31×10^{-5}
10	2.4	6.10×10^{-2}	1.38×10^{-8}	1.23×10^{-3}

$$\Delta r^2 = 6D_B t,$$

where $D_B = c(k_B T / 6\pi\eta_g r)$.

From this Table we note that after $t=1$ s, the Brownian motion becomes very important for $r_p < 0,1 \mu\text{m}$. In Table II, for comparison, we also give the apparent mean free path of the aerosol particles (l_a).

$$l_a = \left(\frac{8}{\pi} D_B \tau \right), \quad \text{where } \tau = \frac{2}{9} \frac{\rho_p r_p^2}{\eta_g}.$$

The Brownian motion increases the effective diameter of the fine aerosol particles in all directions, and so it favours their capture by the surfaces of the collector.

The efficiency of the collection due to Brownian diffusion $\eta_{D.B}$ is a function of the Péclet number:

$$P_e = \frac{2R_s U_0}{D_B}$$

It can be calculated that $\eta_{D.B} = \frac{4 Sh}{P_e}$, where Sh is the Sherwood number.

Tardos et al. (1978) have found for viscous flow that

$$\eta_{D.B1} = 3.98 [g(\varepsilon)] P_e^{-2/3}$$

and $\eta_{D.B2} = 4.52 [g(\varepsilon)] P_e^{-0.5}$ for potential flow.

2.4.2. The boundary layers

Near the surface of an obstacle in the carrier gas flow there are two boundary layers (see Fig. 2):

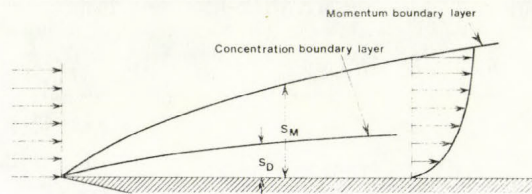


Fig. 2: Schematic diagram of the development of momentum and concentration boundary layers over a flat plate at high values of the Péclet number (Hidy and Brock, 1970)

(i) The concentration boundary layer of thickness δ_D , in which the aerosol concentration in the carrier gas varies from zero on the collector surface to the mean concentration of aerosol in the carrier gas, n_0 . The diffusion flux of the aerosol particles towards the surface is given by Fick's first law.

(ii) In the momentum boundary layer of thickness δ_M the flow velocity varies from zero to U_0 . In this aerodynamic boundary layer a viscous friction can be observed. The relation connecting these two boundary layers is given by Hidly and Brock (1970):

$$\delta_M \approx \left(\frac{\nu}{D_B} \right)^{1/3} \delta_D, \quad \text{and} \quad \delta_{D90^\circ} = \frac{1.4 \varepsilon R_s}{P_e^{1/3}}$$

We have calculated δ_M and δ_D in the case of minimum thickness, where $\Theta = 90^\circ$, for $R_s = 1$ mm, $r_p = 0.1$ cm, $U_i = 0.2$ cm.s⁻¹ and $\varepsilon = 0.385$.

The following values have been obtained: δ_{D90° and δ_{M90°

2.5. Acoustic turbulent diffusion

The acoustic turbulence, induced in the carrier gas, is a function of the amplitude of the acoustic vibration and of the acoustic Reynolds number of the carrier gas (A_g is the acoustic displacement amplitude, while I is the acoustic intensity):

$$A_g = \frac{U_g}{\omega} = \frac{1}{\omega} \left(\frac{2I}{\rho_g C_g} \right)^{0.5} \quad \text{and} \quad Re_{\text{air}}^{\text{ac}} = \frac{U_g \lambda_0}{2.5 \nu_0}$$

U_g is the acoustic displacement velocity amplitude in the carrier gas. The penetration of the vibration into the boundary layer is given by the following formula (Mednikov, 1965):

$$\delta_v = \left(\frac{\nu}{\pi f} \right)^{0.5}$$

where f is the frequency of vibration. This can also be regarded as the penetration of the acoustic turbulence into the boundary layer around the spherical collector.

For the total coefficient of diffusion we have $D_{\text{Tot}} = D_B + D_{\text{Turb}}$. If $D_{\text{Turb}} \gg D_B$ (Mednikov, 1965), then $D_{\text{Tot}} \approx D_{\text{Turb}}$.

The radial flux of the aerosol particles towards the surface according to Fick's first law is:

$$J = -D_{\text{Turb.A}} \left(\frac{\partial n}{\partial r} \right)_{r=R_s}$$

For a spherical collector, fixed across the carrier gas flow, the aerosol concentration gradient near the surface is given by

$$\left(\frac{\partial n}{\partial r} \right)_{r=R_s} = \frac{3n_0}{R_s}$$

2.5.1. Calculation of the acoustic turbulent diffusion coefficient

This coefficient is given by $D_{\text{Turb.A}} = \nu_l \times l_p$ for $l_p > l_0$ according to Mednikov (1965), where l_p is the step length for an aerosol particle oscillating in an acoustic wave and

$$l_0 = \frac{\eta_g^{3/4} C_g^{5/6}}{0.8 \rho_g^{3/4}} \left(\frac{1}{I^{3/8} f^{1/4}} \right)$$

We have taken $l_p = 2 A_p$, therefore $\nu_l = \frac{0.8}{\eta_g^{1/2} \rho_g^{1/4} C_g^{5/4}} \left(I^{3/4} f^{1/2} A_p^2 \right)$.

For $t \gg \frac{l_p}{\nu_l}$ we find:

$$D_{\text{Turb.A}} = \nu_l \cdot l_p = \frac{1.6}{\eta_g^{0.5} \rho_g^{0.25} C_g^{1.25}} \left(I^{0.75} f^{0.5} A_p^2 \right)$$

In C.G.S. for the air we have $D_{\text{Turb.A}} = 1.5 \times 10^{-3} \left(I^{0.75} f^{0.5} A_p^2 \right)$

2.5.2. Calculation of the collection efficiency of the acoustic turbulent diffusion

We have defined this efficiency as follows: $\eta_{D.t.A} = \frac{4\pi R_s^2 J}{\pi R_s^2 U_0 n_0} = \frac{4J}{U_0 n_0}$

$$\text{where } J = -D_{\text{Turb.A}} \left(\frac{3n_0}{R_s} \right)$$

In C.G.S. for the air we find:

$$\eta_{D.t.A} = \frac{1.86 \times 10^{-2} I^{0.75} f^{0.5} A_p^2}{U_0 R_s}, \text{ where } A_p = \frac{A_g}{(1 + \omega^2 \tau^2)^{0.5}}$$

Two cases are to be considered:

$$(i) \omega\tau \ll 1, \text{ in this case, } A_p^2 = A_g^2 = \frac{1}{\omega^2} \left(\frac{2I}{\rho_g C_g} \right)$$

$$\text{hence } \eta_{D\text{Turb.A}} = 5.6 \times 10^{-5} \frac{I^{1.75}}{R_s U_0 f^{1.5}}$$

$$(ii) \omega\tau \gg 1, \text{ in this case, } A_p = \frac{A_g}{\omega\tau}$$

$$\text{hence } \eta_{D\text{Turb.A2}} = 5.6 \times 10^{-14} \frac{I^{1.75}}{\rho_p^2 r_p^4 R_s U_0 f^{3.5}}$$

2.6. Electrostatic effects

The electrostatic forces considered are the image forces and the Coulomb forces. The efficiency of the effects due to these forces is a function of the parameter K_E (Harriott and Saville, 1980), which is the ratio of the electrostatic forces to the Stokes' forces.

2.6.1. The image forces

(a) The electrostatic image force of a neutral spherical collector on a charged aerosol particle is as follows (Hidy and Brock, 1970):

$$K_{E,p} = c \frac{q_p^2 R_s}{4\pi\eta_g r_p^4 U_0}$$

The efficiency of this mechanism for viscous flow is $\eta_{E,P} \approx 1.5 K_{E,P}^{0.5}$ and for potential flow $\eta_{E,P} \approx 2.39 K_{E,P}^{0.353}$ (after Nielsen and Hill, 1976).

(b) The electrostatic image force of a charged collector on a neutral aerosol is given by the following formulae:

$$K_{E,s} = \frac{c(\epsilon_s - 1)r_p^2 q_s^2}{(\epsilon_s + 2)3\pi R_s^5 \eta_g U_0} \quad \text{and} \quad \eta_{E,s} = \left(\frac{15\pi}{8} K_{E,s} \right)^{0.4}$$

after Kramer and Johnstone (1955).

2.6.2. The Coulomb forces

These forces as well as the collection efficiency in this case are represented by the following formula:

$$K_{E,c} = \frac{c|q_p||q_s|}{6\pi\eta_g r_p U_0 R_s^2} \quad \text{and} \quad \eta_{E,c} = 4 \cdot K_{E,c}$$

2.7. Mutual influence of contact points of spherical collectors

Contact points between spherical collectors modify the separation mechanisms considered previously. The two cases studied also by Fichman et al. (1981) are:

(a) Around the contact points the boundary layers of the two spherical collectors interpenetrate and there occurs a reduction in their free surfaces resulting in the diminution of the aerosol flux towards the surface by diffusion. In this case the modified diffusion collection efficiency for eight contact points per sphere ($N_{s,c} = 8$) will be:

$$\eta_{D,\text{mod}} = \eta_D \left(1 - \frac{4\delta_D}{R_s} \right)$$

For the orthorhombic packing of spheres we have on the average eight contact points per sphere, which we suppose to be nearest to that of random packing of spheres (Tavossi, 1982). It can be shown that $\varepsilon = 0.395$ for orthorhombic packing, while $\varepsilon = 0.385$ for random packing.

(b) The region in the vicinity of the contact points can collect the aerosols by the sieve mechanism. In this case, again for $N_{s,c} = 8$:

$$\eta_{i\text{Tot}} = \eta_{\text{Tot}} + \frac{4r_p}{R_s} \left(1 - \eta_{\text{Tot}} \right).$$

2.8. Dendrite formation

Aerosols attach themselves to the collector surface in the form of aggregates, often as filaments, called dendrites. The formation of the dendrites modifies the separation mechanisms and results in an increase in the pressure drop. The rate of dendrite formation is a function of the angle Θ and the curvature of the collector surface $1/R_s$; the smaller R_s , the faster the formation of dendrite.

2.9. Aerosol reentrainment

At high flow velocities ($U_o > 10 \text{ m.s}^{-1}$ for large captured aerosols their reentrainment is possible by the carrier gas flow itself. In case of heavy aerosols, reentrainment is caused by their rebound on the collector surface. A very intense acoustic wave can lead to disintegration of dendrites and to aerosol reentrainment.

3. Flow characteristics in a bed of spheres

The efficiency of separation mechanism depends on the flow velocity field in the vicinity of the spherical collector. In this case two types of flow exist as a function of the Reynolds number of the spherical collector:

$$Re_s = \frac{2R_s U_o}{\nu}.$$

(a) Viscous flow for $Re_s < 10$.

(b) Potential flow for $Re_s > 10$.

Case (a): The aerodynamic boundary layer is relatively thick, and the velocity field is highly asymmetric having a long trail.

Case (b): The aerodynamic boundary layer is relatively thin, and the velocity field is almost symmetric having a short trail.

Hence for a potential flow the aerosol particles pass closer to the surface of the spherical collector and the collection efficiency should therefore increase.

The thickness of this boundary layer has been found to vary as a function of $1/Re_s^{0.5}$. The flow field in a bed of spheres is determined from the velocity potential ψ , which is calculated according to the chosen flow model. The model also takes into account the influence of neighbouring spheres by a correction factor $g(\varepsilon)$, which is a function of porosity (ε). The radial and tangential components of flow velocity are:

$$U_r = - \frac{1}{R^2 \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad \text{and} \quad U_\theta = \frac{1}{R \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial R}$$

$$R = r/R_s$$

On the surface of the collector $R=1$.

According to *Happel* (1958), for a viscous flow ψ is given by

$$\psi = - \left(\frac{A}{R} + BR + CR^2 + KR^4 \right) \sin^2\theta$$

where A, B, C and K are the constants.

There are several other models, such as the two-zone model of *Neale* and *Nader* (1974), the cylindrical model of *Thau* and *Sirignano* (1982), etc.

3.1. Flow in the presence of an acoustic wave

In the presence of an acoustic wave an oscillatory perturbation is added to the static pressure (P_{st}) and to the mean flow velocity (U_o). The instantaneous pressure and flow velocity in the plane acoustic wave propagating in a non-attenuating medium in the direction of the x axis is given by

$$\begin{aligned} p_{gx} &= P_{st} + P_g [\exp -i(\omega t - k \cdot x)] \\ u_{gx} &= \vec{U}_o + \vec{U}_g [\exp -i(\omega t - k \cdot x)] \end{aligned}$$

where: ($P_g = \rho_g C_g U_g$).

In a porous medium of attenuation coefficient α_{at} (*Scott*, 1946; *Beeckmans* and *Sen-Gupta*, 1971; *Delany* and *Bazley*, 1970; *Morse* and *Bolt*, 1944), we have:

$$\vec{u}_{gx} = \vec{U}_o + \vec{U}_g \{ [\exp -(\alpha_{at} \cdot x)] \times \exp -i[(\omega t - kx) + \psi] \},$$

where $U_g = A\omega = \left(\frac{2I}{\rho_g C_g} \right)^{0.5}$.

The effect of an acoustic wave on the flow far from the surface of the collector therefore depends on the acoustic intensity (I).

Strouhal's number, $S = \frac{\vec{U}_g + \vec{U}_o}{2R_s f}$ and the acoustic Reynolds number could

represent the similarity criterion of flow in the presence of an acoustic wave.

4. Pressure drop in a bed of spheres; effect of an acoustic wave

For a flow rate Q , the dissipated power in the absence of turbulence is given by:

$$P = \Delta P_{Tot} \cdot Q$$

where $\Delta P_{Tot} = \Delta P_{bed} + \Delta P_{pipes} + \Delta P_{acoustic}$.

This equation is valid in case of air for a bed of spheres of porosity ϵ and for $Re_s < 0.1$ (according to *Sullivan* and *Hertel*, 1940). The pressure drop in the bed is given by:

$$\Delta P_b = \frac{40.5 \eta_g (1 - \epsilon)^2 U_o L}{\epsilon^3 R_s^2}$$

On the other hand, for $Re_s > 40$ we have: $\Delta P_b \propto U_o^{1.85}$.

The effect of porosity variation near the walls of the granular bed on ΔP_b is taken into account (see *Dolejs*, 1978) replacing $(1 - \epsilon)^2$ with

$$\left\{ (1-\varepsilon) + \frac{2}{9} \frac{R_s^2}{R_L} \right\}^2$$

where R_L is the radius of the granular bed.

The supplementary pressure drop, generated by the presence of acoustic wave in the case of $U_o > U_g$ and \vec{U}_g parallel to \vec{U}_o has been determined by *Beeckmans and Sen-Gupta (1971)* for a fibrous filter:

$$\Delta P_{ac} \propto K \cdot U_g^2, \text{ therefore } \Delta P_{ac} \propto I.$$

5. Collection efficiency of a granular bed

The global collection efficiency of a granular bed for a monodisperse aerosol (fixed r_p) for a given flow rate and volume of carrier gas is defined by:

$$E_G = \frac{N_t}{N_s} = \frac{\text{total number of collected aerosols}}{\text{total number of aerosols entering the bed}}.$$

This is a measure of the probability that an aerosol particle is collected during its passage through the granular bed. The penetration of the bed is defined by $P = 1 - E_G$.

We have calculated the global collection efficiency of a bed of spheres (*Tavossi, 1982*) by assuming that each spherical collector collects the particles by identical aerosol separation mechanisms. It has been also assumed that the flow characteristics are identical.

In this way, the following equation was obtained (see *Tavossi, 1982*):

$$E_G = 1 - \exp\left\{ -\frac{3}{4} \frac{(1-\varepsilon)}{\varepsilon R_s} \eta_{Tot} \cdot L \right\}.$$

This expression enables us to calculate the global collection efficiency of the bed from the total collection efficiency of one spherical collector. Our result is in good agreement with those found by *Gutfinger and Tardos (1979)* and *Gebhart et al. (1973)*.

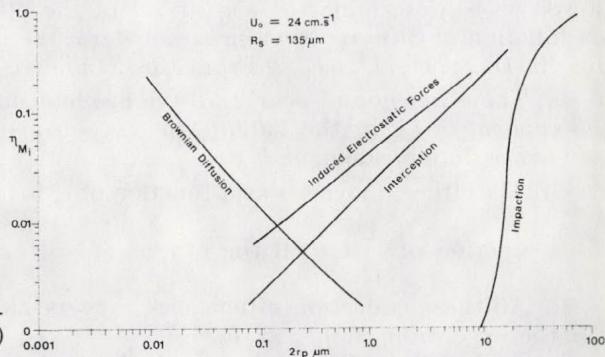


Fig. 3 : Efficiency of a single spherical collector (*Peters et al, 1982*)

It is well known that a minimum of collection efficiency exists for aerosols of diameters between $0.1 \mu\text{m}$ and $2 \mu\text{m}$, for all types of filters (*Fig. 3*). On aerosol particles of this size range several separation mechanisms could act, but these mechanisms are not sufficiently effective to collect the aerosols.

5.1. Combination of the collection efficiencies of different mechanisms

In theories elaborated for the determination of the total efficiency of a spherical collector, the flow model, the separation mechanisms involved and their interactions are taken into account in a different way. If one mechanism is much more important than the others, the total efficiency is controlled by the efficiency of this mechanism.

When several separation mechanisms of comparable importance are present, two cases are to be considered:

(1) If these mechanisms are non-interacting, that is to say, if they are independent of one another, the collection efficiency is the sum of the individual efficiency of each one of these acting mechanisms. This is in accordance with the theories of probability of mutually exclusive events whose outcomes are the same.

Mathematically speaking, if two such events are given, E_1 and E_2 , we have $E_1 \cap E_2 = \Phi$ and $Pr(E_1 \cup E_2) = Pr(E_1) + Pr(E_2)$. Considering that the collection efficiency defined above is a measure of probability of aerosol collection, for n such mechanisms M_1, M_2, \dots, M_n we have:

$$\eta_{Tot} = \sum_{i=1}^n \eta_{M_i}$$

(2) In the opposite case, when these separation mechanisms interact, the probability of outcome for two such arbitrary events, E_1 and E_2 ($E_1 \cap E_2 \neq \Phi$), or for two coexisting mechanisms, M_1 and M_2 , is given by

$$\eta_{Tot} = \eta_{M_1} + \eta_{M_2} - (\eta_{M_1} \times \eta_{M_2}).$$

M_1 and M_2 could be, for example, diffusion and interception, or electrostatic effect and sedimentation, etc.

5.2. Influence of different parameters on the collection efficiency of each separation mechanism

In *Table III*, we have compared all the collection efficiencies; this has allowed us to determine the sensitivity of the efficiency of each mechanism as a function of different system parameters. We have also replaced U_0 by its value in the pores $U_1 = U_0/\epsilon$. From this Table we see that:

(a) The efficiency of nearly all the mechanisms varies as $1/U_0^n$ (where n is the exponent of U_0 in the Table); the exceptions are $\eta_{Imp} \propto U_0^2$ and η_{Int} . The last term is independent of U_0 .

(b) The efficiency varies as a function of r_p^n for η_{Imp} , η_{Int} , η_{Sed} and $\eta_{E,p}$, and it is a function of $\frac{1}{r_p^n}$ for all the others.

(c) All these collection efficiencies vary as $1/R_s^n$ or are independent of R_s with the exception of $\eta_{E,p} \propto R_s^{0.5}$.

In *Table III*, we have also given the variation of the index of merit of the granular bed, defined as $\Gamma = \alpha L/\Delta P$ (Mercer, 1973; Schmidt et al., 1978), by assuming that each mechanism acts separately. It can be seen that relative to η_{M_i} the dependence of Γ on $1/U_0^n$ increases, while its dependence on R_s decreases.

TABLE III.

Influence of different quantities on the efficiency of each separation mechanism for a spherical collector (Tavossi, 1982.)

η_{Mi} the efficiency of mechanism	Proportionality	r_p	U_o	R_s	$\Gamma_{U_o} \propto$	$\Gamma_{R_s} \propto$	Others
$\eta_{Imp} = \frac{(St)^2}{(St + 0.5)^2}$	$\propto \frac{\rho_p^2 r_p^4 U_o^2}{\epsilon^2 R_s^2}$	r_p^4	U_o^2	$\frac{1}{R_s^2}$	U_o	$\frac{1}{R_s}$	$\frac{\rho_p^2}{\epsilon^2}$ $Re_s < 0.1$
$\eta_{Int} = 1.5 [g(\epsilon)]^3 P_I^2$	$\propto \frac{r_p^2}{\epsilon R_s^2}$	r_p^2	-	$\frac{1}{R_s^2}$	$\frac{1}{U_o}$	$\frac{1}{R_s}$	$\frac{1}{\epsilon^3}$ $Re_s < 0.1$
$\eta_{Sed} = \frac{G}{1+G}$	$\propto \frac{\epsilon \rho_p r_p^2}{U_o}$	r_p^2	$\frac{1}{U_o}$	-	$\frac{1}{U_o^2}$	R_s	$\epsilon \rho_p$ $Re_s < 0.1$
$\eta_{D.B1} = 3.98 [g(\epsilon)] P_e^{-2/3}$	$\propto \frac{1}{\epsilon^{1/3}} \left(\frac{T}{R_s U_o r_p} \right)^{2/3}$	$\frac{1}{r_p^{2/3}}$	$\frac{1}{U_o^{2/3}}$	$\frac{1}{R_s^{2/3}}$	$\frac{1}{U_o^{5/3}}$	$R_s^{1/3}$	$\frac{T^{2/3}}{\epsilon^{1/3}}$ $Pe_s > 1000$
$\eta_{D.B2} = 4.52 [g(\epsilon)] P_e^{-0.5}$	$\propto \frac{1}{\epsilon^{1/3}} \left(\frac{T}{R_s U_o r_p} \right)^{0.5}$	$\frac{1}{r_p^{0.5}}$	$\frac{1}{U_o^{0.5}}$	$\frac{1}{R_s^{0.5}}$	$\frac{1}{U_o^{1.5}}$	$R_s^{0.5}$	$\frac{T^{0.5}}{\epsilon^{0.5}}$ $Re_s > 10$
For small f and r_p $\eta \simeq 1.86 \times 10^{-2} \frac{I^{0.75} f^{0.5} \epsilon A_p^2}{U_o R_s}$ D.t.A.	$\propto \frac{\epsilon I^{1.75}}{U_o R_s f^{1.5}}$	-	$\frac{1}{U_o}$	$\frac{1}{R_s}$	$\frac{1}{U_o^2}$	-	$\frac{\epsilon I^{1.75}}{f^{1.5}}$
For large f and r_p	$\propto \frac{\epsilon I^{1.75}}{\rho_p^2 U_o f^{3.5} r_p^4 R_s}$	$\frac{1}{r_p^4}$	$\frac{1}{U_o}$	$\frac{1}{R_s}$	$\frac{1}{U_o^2}$	-	$\frac{\epsilon I^{1.75}}{r_p^2 f^{3.5}}$
$\eta_{E.P} = 1.58 \left(\frac{q_p R_s \epsilon}{4\pi \eta_g r_p^4 U_o} \right)^{0.5}$	$\propto \left(\frac{\epsilon q_p^2 R_s}{r_p^4 U_o} \right)^{0.5}$	$\frac{1}{r_p^2}$	$\frac{1}{U_o^{0.5}}$	$R_s^{0.5}$	$\frac{1}{U_o^{1.5}}$	$R_s^{1.5}$	$\epsilon^{0.5} q_p $
$\eta_{E.S} \simeq \left[c \frac{(\epsilon_s - 1) r_p^2 p_s^2 \epsilon}{(\epsilon_s + 2) 3\pi \eta_g R_s^5 U_o} \right]^{0.4}$	$\propto \left[\frac{\epsilon q_p^2 R_s}{R_s^5 U_o} \right]^{0.4}$	$r_p^{0.8}$	$\frac{1}{U_o^{0.4}}$	$\frac{1}{R_s^2}$	$\frac{1}{U_o^{1.4}}$	$\frac{1}{R_s^4}$	$\epsilon^{0.4} q_s ^{0.8}$
$\eta_{E.C} \simeq c \frac{4 q_p q_s \epsilon}{6\pi \eta_g r_p U_o R_s^2}$	$\propto \frac{\epsilon q_p q_s }{r_p U_o R_s^2}$	$\frac{1}{r_p}$	$\frac{1}{U_o}$	$\frac{1}{R_s^2}$	$\frac{1}{U_o^2}$	$\frac{1}{R_s}$	$\epsilon q_p q_s $
$\eta_{E.ext.} \simeq c \left\{ 1 + \frac{2(\epsilon_p - \epsilon_o)}{(\epsilon_p + 2_o)} \right\} \times \frac{K_{E.ext.}}{1 + K_{E.ext.}}$	$\propto \frac{\epsilon q_p E.ext.}{U_o r_p}$	$\frac{1}{r_p}$	$\frac{1}{U_o}$	-	$\frac{1}{U_o^2}$	R_s	$\epsilon q_p E.ext$

6. Effects of the acoustic waves on the aerosol in a granular bed

The effects of an acoustic wave on the aerosols, which appear to be directly relevant to aerosol separation in a granular bed, are: the forced acoustic oscillation of the aerosol, the acoustic drift forces, and the acoustic turbulent diffusion; since we have already studied the last effect, in the following the other effects will be discussed.

6.1. Aerosol oscillation in an intense acoustic wave

The degree of aerosol participation in the oscillation of the carrier gas molecules produced by an acoustic wave, is determined by the entrainment factor (μ_p), which is defined as follows:

$$\mu_p = \frac{A_p}{A_g} = \frac{1}{(1 + \omega^2 \tau^2)^{0.5}} = \cos \psi \text{ and } \tan \psi = \omega \tau.$$

(i) When $\omega \tau \ll 1$, $\psi \rightarrow 0$ and $\mu_p \rightarrow 1$. In this case $A_p = A_g$.

(ii) When $\omega \tau \gg 1$, $\psi \rightarrow \frac{\pi}{2}$ and $\mu_p \rightarrow 0$, hence $A_p = \frac{A_g}{\omega \tau} \rightarrow 0$. In this case $A_p = 0$.

According to the results of *Gucker and Doyle* (1956) for $r_p < 0.3 \mu\text{m}$ we have $\mu_p = 1$ at frequencies $f > 20 \text{ kHz}$. On the other hand, according to *Mednikov* (1965) (*Fig. 4.*) for $r_p = 1 \mu\text{m}$ $\mu_p = 1$ at $f > 1.5 \text{ kHz}$, and for $r_p = 0.2 \mu\text{m}$ $\mu_p = 1$ at $f < 50 \text{ kHz}$.

Therefore, at a fixed intensity and for each particle of a given radius the frequency of the acoustic wave has an upper limit. Up to that frequency the degree of participation (μ_p) is equal to unity, and $A_p = A_g$.

6.2. Aerosol drift under the action of an intense acoustic wave

During its oscillation in an acoustic wave, the aerosol particles having a non-zero phase angle ($\psi \neq 0$) undergo a translational motion parallel to the direction of propagation. This translational motion is caused by drift forces.

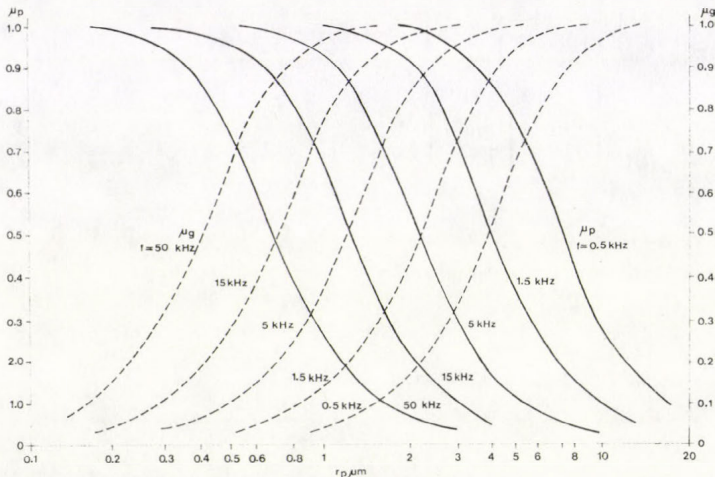


Fig. 4: μ_p , degree of entrainment, and μ_g , degree of flow around aerosol particles in air at different frequencies [$\rho_p = 1 \text{ g.cm}^{-3}$] (*Mednikov, 1965*)

These forces have all μ_g^2 as a factor; this factor is the measure of the carrier gas flow around the aerosol on oscillation in an acoustic wave. This factor is given by the following equation:

$$\mu_g = \frac{\omega\tau}{(1 + \omega^2\tau^2)^{0.5}} = \sin \psi.$$

Therefore: $\mu_g^2 + \mu_p^2 = 1$.

(i) When $\omega\tau \ll 1$ $\psi \rightarrow 0$ and $\mu_g \rightarrow 0$. In this case the drift forces are zero, and $A_p = A_g$.

(ii) When $\omega\tau \gg 1$ $\psi \rightarrow \pi/2$, $\mu_p \rightarrow 0$ and $\mu_g \rightarrow 1$. In this case the drift forces and drift velocities become maximal. According to *Gucker and Doyle* (1956), for $r_p < 0.5 \mu\text{m}$ $\mu_g \rightarrow 1$ at $f > 400$ kHz, and from Fig. 4 (*Mednikov, 1965*) we see that for $r_p < 1 \mu\text{m}$ $\mu_g \rightarrow 1$ at $f > 50$ kHz.

Consequently, for fine aerosols the drift forces and drift velocities become significant only at high acoustic frequencies. We also notice that a travelling acoustic wave produces more drift than a stationary acoustic wave. Under normal conditions fine aerosols follow the same path as the stream lines of the carrier gas molecules. However, in our case they could leave these lines by oscillation, by the drift forces and by the acoustic turbulence diffusion. In this way they can get closer to the collector surface, and can be deposited there. This explains the importance of these acoustic effects, which could be significant in case of aerosol particles of any size, including the size range corresponding to the minimum in the total collection efficiency.

6.3. Attenuation, absorption and scattering of an acoustic wave by a granular bed

The attenuation of an acoustic wave after having travelled a distance x through a medium of attenuation coefficient α_{at} , is given by the following equations:

$$I_x = I_0 \exp - 2(\alpha_{\text{at}} \cdot x)$$

$$U_x = U_g \exp - (\alpha_{\text{at}} \cdot x), \text{ where } U_g = \left(\frac{2I}{\rho_g C_g} \right)^{0.5}$$

In this case, the attenuation coefficient is given by $\alpha_{\text{at}} = \alpha_{\text{ab}} + \alpha_{\text{sc}}$. We have determined α_{ab} and α_{sc} for the bed of spheres of radius R_s and porosity ε . In the case of $\lambda_g > R_s$ (where λ_g is the wavelength of the acoustic wave) we have:

$$\alpha_{\text{ab}} = \frac{9}{2} \frac{\nu(1-\varepsilon)}{C_g R_s^2} \left[1 + R_s \frac{\omega}{2\nu} \right]^{0.5} \text{ cm}^{-1}$$

$$\text{and } \alpha_{\text{sc}} = \frac{7}{8} \pi k^4 R_s^2 (1-\varepsilon) \text{ cm}^{-1}$$

We note that $\alpha_{\text{ab}} \propto \frac{f^{0.5}}{R_s}$ and $\alpha_{\text{sc}} \propto (f^4 \cdot R_s^3)$.

Conclusion. The theoretical study presented in this paper makes it possible to evaluate the parameters controlling the efficiency of different particle separation mechanisms. By using the results of this study, the effects of an acoustic wave on the collection efficiency and performance of a granular bed can be determined. It is shown that the application of an acoustic wave of appropriate intensity and frequency in a granular bed not only increases the efficiency of the existing separation mechanisms, but also creates new effects which further improve the overall collection efficiency. These new effects are due

to the acoustic turbulent diffusion and oscillation, as well as to acoustic drift forces.

It is to be emphasized that these acoustic effects can be important for aerosol particles of all sizes. The conclusion can be drawn that an acoustic wave can be used to improve aerosol separation and to solve the problems related to the existence of maximum penetration through granular beds. The experimental verification of these effects is now under way in our laboratory.

REFERENCES

- Beekmans, J. M. and Sen-Gupta, P., 1971: Flow through porous media in the presence of sound. *Canad. J. Chem. Eng.* 49, 721-726.
- Davies, C. N. and Peetz, C. V., 1956: Impingement of particles on a transverse cylinder. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 234, 269-295.
- Delany, M. E. and Bazley, E. N., 1970: Acoustical properties of fibrous absorbent materials. *Appl. Acoustics Int. J.* 3, 105-116.
- Dolejs, V., 1978: Pressure drop in viscous flow of a Newtonian liquid through a fixed, random bed of spherical particles. *Int. Chem. Eng.* 18, 718-723.
- Fuchman, M., Gutfinger, C. and Pnuelt, D., 1981: A modified model for the deposition of dust in a granular bed filter. *Atmos. Environ.*, 15 1169-1674.
- Fuchs, N. A., 1964: *The mechanics of aerosols*. Pergamon Press, Oxford.
- Gebhart, J., Roth, C. and Stahlhofen, W., 1973: Filtration properties of glass bead media for aerosol particles in the 0.1-2 μm size range. *J. Aerosol, Sci.* 4, 355-371.
- Gucker, F. T. and Doyle, G. J., 1956: The amplitude of vibration of aerosol droplets in a sonic field. *J. Phys. Chem.* 60, 989-996.
- Gutfinger, C. and Tardos, G. I., 1979: Theoretical and experimental investigation on granular bed dust filters. *Atmos. Environ.* 13, 853-867.
- Happel, J., 1958: Viscous flow in multiparticle systems: slow motion of fluids relative to bed^s of spherical particles. *AIChE J.* 4 197-201.
- Harriott, G. M. and Saville, D. A., 1980: Electrically stimulated aerosol filtration in packed beds. *AIChE J.* 26 (3) 398-402.
- Hidy, G. M. and Brock, J. R., 1970: *The dynamic of aerocolloidal systems*. Pergamon Press, Oxford.
- Kramer, H. F. and Johnstone, H. F., 1955: Collection of aerosol particles in presence of electrostatic fields. *Ind. Eng. Chem.* 47, 2426.
- Lee, K. W., 1971: Maximum penetration of aerosol particles in granular bed filters. *J. Aerosol. Sci.* 12, 79-87.
- Mednikov, E. P., 1965: Acoustic coagulation and precipitation of aerosol, a special research report. Trans. from Russian c/b New-York.
- Mercer, T. T., 1973: *Aerosol technology in hazard evaluation*. Academic Press, London
- Morse, P. H. and Bolt, R. H., 1944: Sound waves in rooms. *Rev. Mod. Phys* 16, 69-150.
- Nielsen, K. A. and Hill, J. C., 1976: Collection of inertialess particles on spheres with electrical forces. *Ind. Eng. Chem.*, 15, 149.
- Neale, G. H. and Nader, W. K., 1974: Prediction of transport processes within porous media: creeping flow relative to a fixed swarm of spherical particles. *AIChE J.* 20 530-538.
- Patterson, H. S. and Cawood, W., 1931: Phenomena in a sounding tube, *Nature* 127 667.

- Peters, M. H., Liang-Shih Fan and Sweeney, T. L., 1982: Simulation of particulate removal in gas-solid fluidized beds. *AIChE J.* 28 39-498.
- Schmidt, E. W., Gieseke, J. A., Gelfand, P., Lugar, T. W. and Furlong, D. A., 1978: Filtratikon theory for granular beds. *J. Air Poll. Control Assoc.* 28 143-146.
- Scott, R. A., 1946: The absorption of sound in a homogeneous porous medium. *Proc. Phys. Soc.* 58, 165-183.
- Sullivan, R. R., and Hertel, G. L., 1940: The flow of air through porous media. *J. Appl. Phys.* 11, 761-765.
- Tardos, G. I., Abuaf, N. and Gutfinger, C., 1978: Dust deposition in granular bed filters. Theories and experiments. *J. Air Poll. Control Assoc.* 28 354-363.
- Tavossi, H., 1982: Performances et efficacité de fixation des aérosols par un lit granulaire en présence d'ondes acoustiques. Paris, Rapport C.E.A., to be published.
- Thau, R. T. and Sigrinano, W. A., 1982.: Cylindrical cell model for the hydrodynamics of particle assemblages at intermediate Reynolds numbers. *AIChE J.* 28 233-236.

IDŐJÁRÁS

Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 6. szám. 1983. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 87. No. 6. Nov. – Dec. 1983. Budapest

On the quality check of wind data

SOBÍŠEK, B. *Czech Hydrometeorological Institute, Holečkova 8 CS-151 29 Praha 5*

Széladatok minőségi ellenőrzéséről. A szélirány magasságtól való függése használatos széladatok minőségi ellenőrzésére. A szerző e függőség tanulmányozására alkalmas módszert ismertet, amely a meteorológiai állomáshálózatban mért szélirány adatok idősor-analízisének alapul. A módszert a szerző Csehszlovákiában, tizenkét meteorológiai állomáson 1976-ban mért szélirány adatokra alkalmazva mutatja be. Eredményeit összeveti az elméletileg várt értékekkel, valamint kitér az eltérések lehetséges okaira is.

✱

On the quality check of wind data. The dependence of wind direction on altitude is applied for the quality check of wind data. A method enabling the study of this dependence is described. The analysis of time series of wind direction data observed in a meteorological station network is presented. This method has been applied for the wind direction data measured at twelve meteorological stations in the ČSSR in 1976. The results are compared with the theoretically expected values, and the possible reasons accounting for the differences are discussed.

✱

Introduction. A prerequisite for computerized processing of meteorological data is a computerized check of their quality. For many meteorological elements the method of checking has been reported, e.g. *Gandin*, 1961; *Gandin*, 1964; *Garifulin*, 1971; *Hrdá* and *Bártova*, 1981. Up to now, however, little attention has been paid to the wind direction field, in spite of the fact that it is highly sensitive to local meteorological factors affecting many other meteorological elements depending on the advection, e.g. temperature, air humidity, evaporation and precipitation. It may be asserted that a place enabling correct wind measurements is, in principle, just as well suitable for the representative measurement of most of the other meteorological elements. The method presented in this paper is a contribution to the analysis of wind direction data.

1. Definition and description of the method

Let us take a territory covered by a network of stations supplying us with time series of wind direction data, measured in tens of angle degrees at fixed observation terms. Let us suppose that the wind direction data measured at the i -th station has the following structure:

$$X_i(t) = M(t) + y_i(t) = + \mu_i \quad (1)$$

where $M(t)$ is a random variable denoting the average wind direction valid for the whole territory,

$y_i(t)$ is a random variable, its mean value being equal to zero

μ_i is a constant, independent of time.

Let us define the following index for the two time series $\{X_i\}_t$ and $\{X_j\}_t$:

$$X_{i,j} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \Delta(X_i, X_j)_t \quad (2)$$

where (a) $\Delta(X_i, X_j)_t = 10[X_i(t) - X_j(t)]$, if $|X_i(t) - X_j(t)| \leq 18$,

(b) $\Delta(X_i, X_j)_t = 10[X_i(t) - X_j(t)]$, if $|X_i(t) - X_j(t)| > 18$
and $[X_i(t) - X_j(t)] > 0$,

(c) $\Delta(X_i, X_j)_t = 360 + 10[X_i(t) - X_j(t)]$ if $|X_i(t) - X_j(t)| > 18$
and $[X_i(t) - X_j(t)] < 0$.

If $X_i(t)$ or $X_j(t)$ equals zero, or if both $X_i(t) = X_j(t) = 0$, $\Delta(X_i, X_j)_t$ is not calculated and the couple $X_i(t), X_j(t)$ is then not included into the sum of n . If $n=0$ occurs in all couples simultaneously, we define:

$$X_{i,j} = 0 \quad (3)$$

The definition results in the following features of the index $X_{i,j}$:

$$-180 \leq X_{i,j} \leq 180. \quad (4)$$

$X_{i,j} > 0$ if the wind direction data in the time series $\{X_i\}_t$ are on the average shifted to the left as compared with the time series $\{X_j\}_t$, and $X_{i,j} < 0$ if these data are shifted to the right,

$$X_{i,j} = -X_{j,i} \quad (5)$$

$$X_{i,i} = X_{j,j} = 0. \quad (6)$$

The index $X_{i,j}$ gives information on the mutual relation of two time series. To characterize conditions in the network of several stations by means of this index, it is inevitable to make use of the averaged index \bar{X} , giving information on the relation of the time series of one station to the time series of several other stations. If we denote m stations, covering a certain territory, by letters i, j, k, \dots, m and the index $X_{i,j}$ simply by i, j , we may write the scheme of calculations \bar{X} as given in Table I.

The values of \bar{X} are then calculated as the average of the indices $\bar{X}_{i,j}$ in the relevant columns of Table I. The meteorological meaning of these indices can be explained as follows. First of all let us suppose that the inequality $|X_i(t) - X_j(t)| \leq 180$ is valid for all couples of wind direction data from the i -th and j -th stations. It can then be written in agreement with (1) and (2):

TABLE I
Scheme of calculations \bar{X}

—	i, j	i, k	...	i, m
j, i	—	j, k	...	j, m
k, i	k, j	—	...	k, m
⋮				
m, i	m, j	m, k	...	—
X_i	X_j	X_k	.	X_m

$$X_{i,j} = \frac{10}{n} \sum_{t=1}^n [M(t) + y_i(t) + \mu_i - M(t) - y_j(t) - \mu_j]. \quad (7)$$

From definition (1) it results then:

$$\sum_{t=1}^n y_i(t) = \sum_{t=1}^n y_j(t) = 0 \quad (8)$$

Using these relations we obtain:

$$X_{ij} = (\mu_i - \mu_j) \cdot 10 \quad (9)$$

Index X_{ij} presents the difference of the systematic deviations of the time series of the i -th and j -th stations from the regional value $M(t)$.

Let us eventually define the average wind direction \bar{M} for the given territory and for $1 \leq t \leq n$ by the formula:

$$\bar{M} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n M(t) = \frac{1}{m \cdot n} \sum_{i=1}^m \sum_{t=1}^n X_i(t) \quad (10)$$

as it is usual in case of averaged values of other meteorological elements. Then we obtain:

$$\bar{M} = \frac{1}{m \cdot n} \sum_{i=1}^m \sum_{t=1}^n [M(t) + y_i(t) + \mu_i] = \bar{M} + \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \mu_i \quad (11)$$

From relation (11) it follows:

$$\sum_{i=1}^m \mu_i = 0. \quad (12)$$

Returning to relations (2) and (9) we get:

$$\bar{X}_i = \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^{m-1} 10(\mu_i - \mu_j) = 10\mu_i - \frac{10}{m-1} \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^{m-1} \mu_j. \quad (13)$$

The sum $\sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^{m-1} \mu_j$ tends the more to zero, the greater is m and the smaller is μ_i . Therefore we can assert that \bar{X}_i tends the more to $10\mu_i$, the greater is the number of the time series used for the calculation of \bar{X}_i , and the smaller is the difference between the time series at the i -th station and the territorial average wind direction \bar{M} . Thus we shall suppose further \bar{X}_i to be equal to $10\mu_i$, i.e. to the average oriented dystematic deviation of the wind direction time series, acquired at the i -th station in the given time interval, from the territorial average wind direction \bar{M} .

In a similar way we could prove that the meteorological meaning of the index \bar{X}_i in the case $|X_i(t) - X_j(t)| > 180$ would be the same as that discussed formerly.

2. Application

By means of the described method we have calculated the indices \bar{X}_i for twelve meteorological stations in the ČSSR in individual months of 1976. We have further calculated their annual averages S_i and estimated the standard deviations σ_i in series of twelve monthly values \bar{X}_i . The results are presented in *Tables II* and *III*. It has to be mentioned that all twelve stations are equipped with well maintained anemographs and operated by trained personnel.

To explain the results, other circumstances should also be taken into account. When computing S_i , wind data acquired at places located at great distances from each other in horizontal, as well as in vertical, directions were compared. Such a procedure seems to be justified from the meteorological viewpoint only if the trajectories of wind at the top of the boundary layer over the given territory are parallel. This condition was hardly met in the case of the stations used. Therefore, relatively great and variable values of standard deviation have been obtained.

To start with, let us try to answer the question whether the deviations of σ_i from their average value at the given territory are significant. To test the hypothesis, we apply the *Bartlett* criterion (see *Bártová* and *Hrdá*, 1980),

TABLE II
Indices X

Name of station	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Cheb	-2	12	-7	4	5	-12	4	-4	3	21	2	-2
Praha - Ruzyně	17	-3	8	22	15	7	1	4	7	11	2	11
České Budějovice	20	12	27	41	1	27	27	50	39	17	27	20
Hradec Králové	13	12	16	16	25	11	8	9	51	35	22	38
Sněžka	-29	-39	-14	-11	-4	-11	-3	-21	-29	-39	-33	-38
Praděd	-33	-32	-16	-32	-26	-28	-13	-41	-32	-40	-19	-38
Brno	7	3	4	8	-6	32	-5	5	8	9	4	28
Ostrava	33	4	10	-11	10	-6	-3	5	-13	-6	0	-7
Bratislava	0	20	10	15	-10	11	8	20	10	23	17	20
Žilina	-2	7	-29	-13	-12	-26	-15	-4	-15	-2	12	13
Košice	28	27	13	5	5	7	-7	-1	-9	3	-3	5
Lomnický štít	-42	-33	-21	-13	-3	-12	-3	-23	-20	-32	-41	-51

TABLE III
Dependence of indices S_i on altitude H_i

Name of station	Altitude H_i (m)	S_i	σ_i	\hat{S}_i	$S_i - \hat{S}_i$	$\frac{ S_i - \hat{S}_i }{\sigma_i}$
Cheb	474	2.0	8.66	4.1	- 2.1	0.24
Praha - Ruzyně	380	8.5	7.17	5.8	2.7	0.38
České Budějovice	436	25.7	13.30	4.8	20.9	1.57
Hradec Králové	276	21.3	13.50	7.7	13.6	1.01
Sněžka	1612	-22.6	13.62	-16.3	-6.3	0.46
Praděd	1490	-29.2	9.16	-14.1	-15.1	1.65
Brno	246	8.1	11.32	8.2	-0.1	0.01
Ostrava	256	1.3	12.54	8.0	-6.7	0.53
Bratislava	138	12.0	9.53	10.2	1.8	0.19
Žilina	315	-9.7	17.12	7.0	-16.7	0.98
Košice	232	6.1	11.72	8.5	-2.4	0.21
Lomnický štít	2636	-24.5	15.54	-34.7	10.2	0.88

$$\sigma_1^2 = \sigma_2^2 = \dots = \sigma_{12}^2 = \overline{\sigma^2} \quad (14)$$

The calculated value of the test criterion $B=10.46$ being less than the critical value of $x_{11}^2(0.05)=19.68$ shows that the hypothesis is in acceptable agreement with the real conditions. We can, therefore, take the indices S_1, S_2, \dots, S_m for the data describing the average conditions of X_i at the given territory and time interval.

Correlating the couples S_i and H_i , we get the equation of the linear regression:

$$\hat{S} = -0.01796H + 12.6262 \quad (15)$$

and the correlation coefficient $\rho=0.7858$. According to *Bickel* and *Doksum* (1977) we may test the significance of the difference $|\rho-0|$. Then we come to the conclusion that the value $\rho=0.7588$ is exceeded with a probability of $\alpha=0.0014$. Thus the correlation of S_i and H_i can be considered significant.

The difference $S_i - \hat{S}_i$ can be explained as a shift angle of the wind direction, measured at the i -th station, from the wind direction statistically expected at altitude H_i . This difference can be therefore used for finding or testing the local factors affecting the wind shift angle at the given station.

Let us suppose that the difference $|S_i - \hat{S}_i| > 0.6\sigma_i$, being exceeded by 50% of the monthly means \bar{X}_i (assuming their normal distribution), is unacceptably great. In that case there are five stations (Ceské Budějovice, Hradec Králové, Praděd, Žilina, Lomnický Štít) the S_i indices of which are inadmissibly far from the straight line (15).

3. Meteorological interpretation of the results

The linear dependence of the indices S_i on altitude H_i assumed above and described by the regression straight line (15) has no direct meteorological reason. Therefore, we had to apply another procedure of interpretation of the results obtained, derived from the meteorological theory of the boundary layer, i.e. from the solution of equations of motion of a turbulent atmosphere.

If we take into account the results published by *Wentink* (1982), proving that wind data measured at mountain summits and in the free atmosphere at the same altitude are comparable, we can anticipate all stations whose data have been applied for the calculations indices S_i to lie in the boundary layer at the same vertical wind profile, constructed over the underlying ground surface with a roughness corresponding to the mean conditions of the territory, and at an altitude equal to the altitude of the lowest situated station.

As it would be difficult to define the input data for computation of the vertical wind profile approximating best the experimentally acquired data, an inverse procedure was applied. The most convenient wind profile from the set of theoretical profiles computed for different meteorological conditions in the boundary layer was selected, and the agreement of the data resulting from this profile with the observed values was evaluated.

The results of numerical calculations of the vertical profiles of the horizontal wind vector and turbulence coefficient in a quasi-stationary planetary boundary layer including free or ground temperature inversion layers, published by *Mix* (1982), afford a convenient basis for our purpose.

Our data may be well approximated by the *Mix*-procedure up to 900 meters height above ground surface, presuming that the constant vertica

temperature gradient $\partial T/\partial z = -0.976 \text{ K}/100 \text{ m}$ and the horizontal temperature gradient $\partial T/\partial s_0 = \partial T/\partial n_0 = 0$ (s_0 and n_0 are the natural horizontal coordinates parallel and perpendicular, respectively, to the ground surface geostrophic wind vector). At heights over 900 meters the shift angles of wind direction observed are greater than the angles resulting from the theoretical profile. Presuming that between 900 and 1,400 meters above the ground surface the free inversion layer with the gradient $\partial T/\partial z = +2.00 \text{ K}/100 \text{ m}$ occurs, being inclined against the surface wind vector with the ratio of 10^{-3} (i.e. when it may be written $\partial H/\partial s_0 = 10^{-3}$, $\partial H/\partial n_0 = 0$), the initial theoretical wind direction profile bifurcates at higher levels, thus the measured data lie between the branches of this profile. The values of temperature gradient applied in this case do not seem to be in contradiction with the parameters expected in the real atmosphere.

The results mentioned are plotted in the *Fig. 1*. Curve (1) is constructed by means of the experimental data. The dashed curve (2) presents the results of the *Mix* procedure. This curve has been placed in the Figure so that the sum of differences between the relevant measured and computed data may be zero up to 1,000 meters height. The dotted line (3) is the regression straight line constructed on the base of all data measured. The significance of the differences between the measured and computed data [between the relevant points of curves (1) and (2)] has been evaluated again by the formula $(S_i - \hat{S}_i)/\sigma_i > 0.6$. According to this criterion we can find the data of stations České Budějovice, Hradec Králové, Žilina and Ostrava to be significantly displaced from the theoretical curve. The first three stations have their data significantly shifted from the regression straight line, too.

The differences between the measured and computed data can be meteorologically interpreted. Values lying to the left from the theoretical curve (2) show an increased wind shift angle to the left at the station, in comparison with the model conditions. This shift can be caused mainly by the intensified

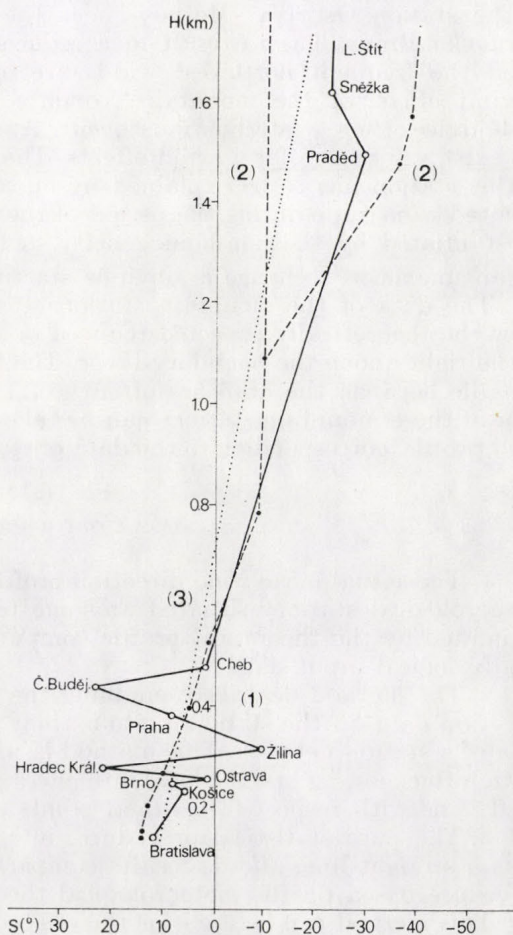


Fig. 1: Vertical wind profiles: (1) observed data, (2) theoretical profile, (3) regression straight line

influence of friction, e.g. at upwind stations. On the other hand, values lying to the right from the curve show reduced friction influence, e.g. at downwind stations. This interpretation assumes indeed that other influences on the wind shift angle, e.g. temperature inversions, were the same at all stations during the time period considered.

Thus we can satisfactorily explain the shift angle at the valley station Žilina surrounded by mountains of 500 to 1,000 m in height. Also the position of the station Ostrava—Mošnov, near the downwind border of the valley Moravská Brána, has to result in a reduced influence of friction, especially when the frequent northwest winds are blowing. We can also expect the upwind effect of the mountain Novohradské vrchy at the station České Budějovice when westerly winds occur. At the station Hradec Králové does not exist any reason for upwind effects. The systematical shift angle observed at this station has to be explained by another cause, e.g. by the incorrectly oriented wind vane during the period of the measurements, which seems to be substantiated by the non-homogeneity in the time series of the coefficients \bar{X} (an unexpected change is obvious starting with September).

The data of the mountain stations Praděd, Sněžka and Lomnický Štít show the theoretically expected reduced or stopped wind direction shift angle to the right above the boundary layer. The fact that the data of all three stations lie between the branches of curve (2) confirms the hypothesis that the data of these mountain stations can be taken as elements of the same vertical wind profile, corresponding to the data of stations situated at lower elevations.

3. Conclusions

1. The actual mean wind direction profile derived from the data of several meteorological stations situated at some territory may be successfully approximated by the theoretical profile computed on the basis of the meteorologically logical input data.

2. The method described, enabling the study of the dependence of wind direction data on the station altitude, may be applied for checking the wind data of a station network. This method is suitable enough to indicate systematic influences, e.g. specific local influences at the station, or wrongly oriented wind vane with respect to cardinal points.

3. The pure statistical procedure, interpreting deviations from the regression straight line, affords results comparable with those obtainable by the procedure based on the meteorological theory of the boundary layer.

This method can be used for the study of the quality of a meteorological stations network, as well as for the checking of observation data supplied by these stations. In the author's opinion, the routine application of this method within regular data processing could result not only in improved data quality, but it may also lead to appropriate measures improving the performance of voluntary observers at meteorological stations.

REFERENCES

- Bártová, I. and Hrdá, J., 1980: *Metoda optimální interpolace pro odhad koncentrace škodliviny v libovolném místě pole o známé statistické struktuře*. ČHMÚ, Praha.
- Bickel, P. J. and Doksum, K. A., 1977: *Mathematical statistics*. Holden-Day, Inc., San Francisco, Calif, USA.
- Gandin, L. S., 1964: Ob optimalnoj interpoljaciji vektornih polej, *Trudy GGO*, 165.
- Gandin, L. S., 1961: O pricsinah racionalnogo razmjescsenija szetjji meteorologicseskikh stancij, *Trudy GGO*, 111.
- Garifulin, K. K., 1971: Vertikalno-vremennaja sztruktura polja vjetra i jejo primjenenyije, *Trudy vszeszojuznogo simpoziuma po primjenenyiju sztatisticeskikh metodov v meteorologiji*, Gidrometizdat, Leningrad, 61–67.
- Hrdá, J. and Bártová, I., 1981: Objektivní analiza imisních údajů a její využití k racionalizaci stanicních sítí, *Met. zprávy 4–5*, 123–132.
- Mix, W., 1982: Über die vertikale Verteilung des horizontalen Windvektors und des Turbulenzkoeffizienten in einer planetarischen Grenzschicht mit eingelagerter Inversionsschicht, *Abh. des MD der DDR*, Nr. 128, 53–73.
- Wentink, T. Jr., 1982: Winds at an Interior Alasca Summit, *J. Appl. Met.* 6, 764–769.

LÉGSZENNYEZŐDÉS ÉS METEOROLÓGIA

Az Energiagazdálkodási Tudományos Egyesület Aerosol-szakosztálya a fenti témáról előadói ülést rendezett 1983. szeptember 12-én a Technika Házában. Az ülésen a hallgatóság sorában egyebek között megtalálhatók voltak a Környezetvédelmi Intézet, a KÖJÁL, az Országos Környezet- és Természetvédelmi Hivatal és az Országos Meteorológiai Szolgálat képviselői. A légszennyeződéssel meteorológiai vonatkozásaival a magyar meteorológusok az 1960-as évek óta foglalkoznak és kiváló eredményeket értek el. Az előadói ülés a környezetvédelem és meteorológia kapcsolatának egy új aspektusát mutatta be.

Dónáth Bélának, a szakosztály vezetőjének megnyitó szavai után három előadás hangzott el. Fejesné Sándor Valéria: „A meteorológiai előrejelzés bekapcsolódása a környezetvédelem feladataiba”, Ruják László: „A domborzat szerepe a szmog előidézésében”, végül Szalma János osztályvezető: „A környezetvédelem és a meteorológiai előrejelzés szerepe a veszélyes szmog-helyzetek megelőzésében” címmel tartott igen érdekes előadást. Mindhárom előadó a Feriegyi Repülőtérén működő Repülésmeteorológiai Osztály dolgozója.

Korunk sok égető problémája közül az egyik éppen a levegő tisztaságának megőrzése az ipari, közlekedési szennyeződéstől. A mérgező füstködötől eredő első tömeges panaszok, sőt halálesetek szerencsére nem hazánkban fordultak elő, de ezek minden ipari ország számára komoly figyelmeztetést jelentettek. Ma már nemzetközileg megállapított és elfogadott normák szerint ítélik meg, hogy mennyi a levegő kén-dioxid tartalmának az emberi egészségre

még nem veszélyes maximuma. Nagyobb városokban, így pl. Budapesten folyamatosan mérik az egyes szennyező anyagok koncentrációját a levegőben. A kén-dioxidnak pl. határozott évi, napi, sőt bizonyos mértékig heti mene te is van.

A légszennyeződéssel koncentrációjának alakulását befolyásolja a város környezetében lévő domborzat és az időjárási helyzet. Budapest belvárosa pl. mélyebben fekszik, mint a pesti oldal külkerülete, másrészt nyugat felől a budai hegyek veszik körül a várost. Ez a körülmény, különösen talajközeli inverzió esetén, akadályozza a városi levegő kicserélődését és a szennyeződéssel hígulását. A légszennyeződéssel jelentős koncentrációhoz vezet a tartós anticiklonális helyzet, felhígulásához pedig az erős szél kíséretében érkező hidegfront. A meteorológus feladata ezért a városi szmog kialakulása, ill. megszűnése szempontjából fontos időjárási helyzetek előrejelzése, szükség esetén a figyelmeztetés vagy riasztás.

Az érdekes tényeket bemutató és gondolatébresztő előadásokat élénk vita követte, számos hozzászólás és megjegyzés egészítette ki. A hozzászólók között szerepelt Dónáth Béla szakosztályvezető és Gajzágó László, mindketten az Országos Környezet- és Természetvédelmi Hivatal munkatársai, Táray Ildikó, Koppány György és mások. Az előadói ülés, valamint az azt követő vita során világosan megmutatkozott a téma iránti megkülönböztetett érdeklődés, továbbá az az igény, hogy a nagyobb városok levegőjének megóvása érdekében hatékony intézkedésekre van szükség.

Koppány Gy.

IDŐJÁRÁS

Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 6. szám. 1983. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 87. No. 6. Nov. – Dec. 1983. Budapest

Relative brightness as a new parameter to characterize radiative properties of cloudiness in satellite pictures

RIMÓCZI-PAÁL, A. Institute for Atmospheric Physics H-1675 Budapest, P.O.B. 39.

✱

A relatív fényesség mint új paraméter bevezetése a felhőzet sugárzási viszonyainak jellemzésére műholdképek alapján. A sugárzási folyamatok leírásához a műholdképekben látható felhőzet objektív jellemzése elkerülhetetlenül szükséges. A felhőzetet jellemző paraméternek függetlennek kell lennie a megvilágítási és a vételi körülményektől, a vevő és rögzítő berendezés állapotától. A jelen dolgozatban ismertetett relatív fényesség megfelelőnek látszik erre a célra, továbbá ez a paraméter szoros lineáris kapcsolatot mutat a felszínre érkező relatív globálsugárzással.

✱

Relative brightness as a new parameter to characterize radiative properties of cloudiness in satellite pictures. To characterize some radiative properties of the cloudiness observed in satellite pictures an objective parameter is required. This parameter should be independent of the conditions of illumination, of radio reception, and of the state of the receiving and recording equipment. The relative brightness, described in this paper, seems to serve this purpose. This parameter has a good linear relationship with the surface relative global radiation.

✱

Introduction. Data from satellites are very important and useful in every sphere of meteorology. Digitalized images are practical, but there are only a few meteorological stations at which they are available; however, analogue paper pictures are available almost everywhere in the world. Thus our purpose was to elaborate a method for the application of analogue paper pictures to study the relation between the cloudiness and the surface global radiation. The characterization of the cloud coverage in an objective manner, using satellite pictures, is very important to study the influence of cloudiness on the radiation conditions. Estimations of the amount of cloud, measured in tenths, as determined visually are subjective, and do not contain any information about the radiation properties of the clouds over their extent. Thus we attempted to find a new objective parameter to characterize the cloudiness using analogue pictures, taking into account the radiation conditions. It has been established that the relative brightness of the investigated region can serve this purpose.

1. Review of previous work

Early research on the use of satellites to measure solar energy was conducted by *Fritz et al.* (1964). Data from the Nimbus 2 satellite were used by *Hanson et al.* (1967) to obtain a monthly average of surface irradiance for June 1966. Hanson's method was derived by considering the partition of the incident solar energy into components reflected to space, absorbed by

the atmosphere and absorbed by the surface. The possibility of determining the insolation at the surface from satellite data has been demonstrated by *Vonder Haar* and *Ellis* (1978). The previous work did not include determination of the diurnal changes in cloud coverage using polar orbiting satellites.

Tarpley (1979) found a standard error of 10% in the satellite-derived daily insolation, using data from a geostationary satellite and comparing them with pyranometer measurements. In the method of *Tarpley*, the measured cloud brightness was derived from a normalized surface brightness to reduce the calibration errors and to compensate for albedo differences from area to area. A good, nearly linear relationship was obtained by *Schmetz* and *Raschke* (1978) over the Flandenground area between the global radiation normalized with its values for cloudfree skies and the effective cloudiness obtained from sky-photos.

Raschke and *Preuss* (1979) applied a satellite-derived effective fractional cloud cover using planetary albedo values to calculate the downward solar flux. A method was presented by *Hiser* and *Senn* (1980) for the use of cloud images from a geostationary satellite to perform mesoscale mapping of the available solar energy. *Preuss* and *Geleyn* (1980) derived surface albedos from satellite-derived albedos, using empirical formulae and model calculations. *Gautier* et al. (1980) used a physical approach to estimate the incident solar radiation at the surface from GOES satellite brightness measurements; the method was based on energy conservation within an earth-atmosphere column. Cloud albedo and absorption were derived from brightness measurements on the assumption that they are linearly related to the brightness.

2. The method

2.1. Definition of the relative brightness. The brightness measured directly on a satellite analogue paper picture is not suitable to characterize the cloudiness, because this measured brightness is a complicated function of the dimension of the clouds, the albedo of the clouds and of the surface, the conditions of illumination of the exposure and developing of the picture. In our method the cloudiness is characterized by the relative brightness. The real relative brightness is defined in the following manner:

$$B_1 = \frac{F - \min_0}{\max_0 - \min_0} \times 10 \quad (1)$$

where F is the reflected solar radiation flux from the investigated area,

\min_0 is the reflected flux from a cloudless uniform area in the same locality,

\max_0 is the reflected flux from a cloudy area with very high albedo, in the same locality.

This relative brightness is suitable to characterize the cloudiness because of its independence from the illumination conditions, the surface albedo and the equipment. First the relative brightness values measured on the pictures were determined; afterwards these values were transformed into the real ones.

In every METEOSAT visual picture two reference areas were chosen: one cloudless plain and one cloudy area with very high albedo.

From every picture the measured relative brightness was determined using these reference areas:

$$B_2 = \frac{f - f_{\min}}{f_{\max} - f_{\min}} \times 10 \quad (2)$$

where f is the measured brightness of the investigated area,
 f_{\min} is the measured greyness of the cloudless reference area in the same picture,
 f_{\max} is the measured brightness of the cloudy reference area in the same picture.

The brightness was measured by a colormeter calibrated before every measurement. The reference areas were selected visually in every picture.

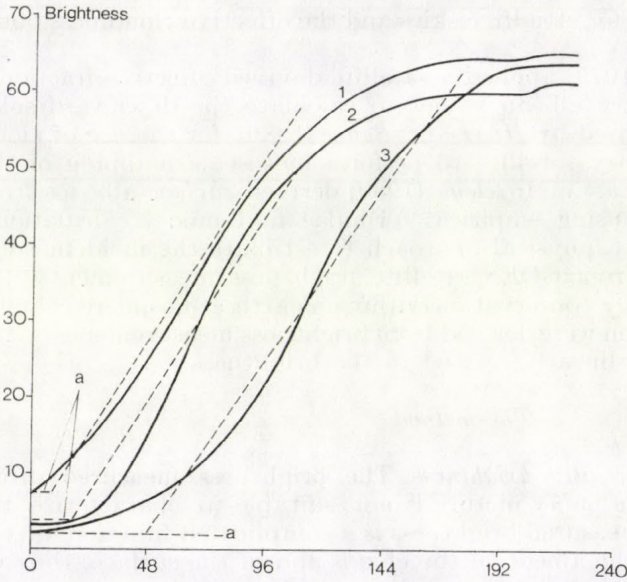


Fig. 1: Test curves for the METEOSAT images. Full lines show the measured test curves and dotted lines indicate the curves by which the test curves were approximated

The measured relative brightness B_2 can differ significantly from the real relative brightness because of the differences in the test curves, in the illumination and in the geographical positions of the reference areas. Our purpose was to determine the real relative brightness B_1 from the measured one B_2 .

2.2. *Transformation of the measured relative brightness into real values.* To explain the transformation process, first of all we have to look at some test curves of the METEOSAT pictures. In Fig. 1 the full lines show the test curves, and the dotted lines indicate the curves by which the test curves were approximated in our method. In Fig. 1 we can see that test curves start as a constant horizontal line because of the photographic technique. To determine the real value of the relative brightness, the value of a shown in Fig. 1 and the slope angle of the middle linear line must be determined, and it is necessary to know the values of the two reference areas on the scale 0–255. However, the values of the two reference areas are usually not known on this scale, hence another scale was used: the product of the albedo of the Earth–atmosphere system and the sine of the solar elevation. This product is proportional to the reflected fluxes. The solar elevation can be readily calculated. The albedo of the Earth–atmosphere system was estimated in the following

manner. The surface albedo in the cloudless reference area was determined by a formula of *Takács* (1978), using the actual solar elevation.

The system albedo was calculated from the surface albedo using a formula of *Preuss* and *Geleyn* (1980). The albedo of the cloudy reference area was determined as suggested by *Kondratyev* (1969), and an extinction of 3% was assumed for the atmosphere. The daily variations of the surface albedo due to the vegetation were not taken into account. This fact may cause an error of 2–3% in the value of the product. To find the actual test curve in the new coordinate system, we have to determine the value of a and the slope of the middle linear line. The slope can be considered constant in the basis of

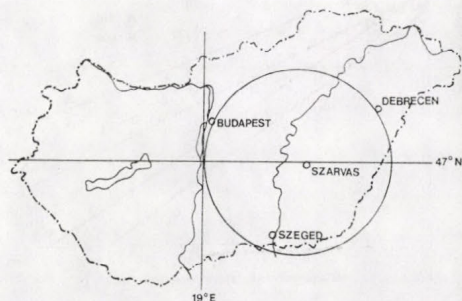


Fig. 2: Geographic positions of the radiation stations and the region investigated

the test curves. Its value was determined from 9 different images where both reference areas were situated on the middle linear line, and a value of 1,76 was obtained. The value of a was calculated by iteration, comparing the calculated brightness values of the two reference areas with the measured ones. First the value of a was increased from 0 to the values of the cloudless reference area, and the slope angle

$$\tan B = \frac{f_{\min} - f_0}{R_{\min} \sin h_{\min}^{-a}} \quad (3)$$

(where R_{\min} is the system albedo of the cloudless reference area, and f_0 is the measured brightness of space) was compared to 1,76. If the difference was less than 0,3, this value of a was accepted. If a suitable value had not been found within this interval and if the cloudy reference area had been situated in the middle linear interval, then the value of a was decreased from 60 to the value of the cloudless reference area, until the calculated value of the brightness was larger than the measured one. If the cloudy reference area had not been situated in this linear interval, then the value of the cloudless reference area was accepted as the value of a . In this manner the actual test curve was found for every image using the reference areas; thus we can calculate a value of the investigated region that is proportionate to the reflected flux.

To eliminate the differences between the geographic positions of the investigated region and the reference areas, the values of the product of the system albedo and the sine of the solar elevation were converted to the geographic position of the investigated region. Thus the real value of the relative brightness can be calculated using Equation 1.

3. Application of the method

The values of the relative brightness were measured and transformed into real values from METEOSAT visual analogue paper pictures in the period between November of 1981 and May of 1982. The pictures were used on those days when we had more 3 than pictures during the day, representing the diurnal variations of cloudiness well enough. Daily averages were calculated

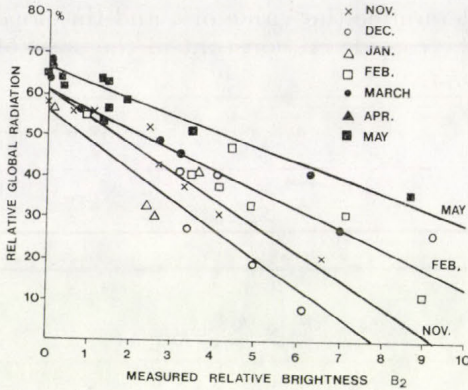


Fig. 3: Relative global radiation as a function of the measured relative brightness

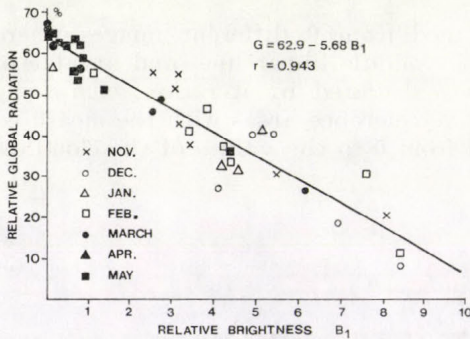


Fig. 4: Relative global radiation as a function of the real relative brightness

and compared with the relative global radiation. The daily average values of the relative global radiation were plotted as a function of the daily average of the relative brightness. The relative global radiation was calculated from the daily amount of the global radiation by division by the incoming solar radiation at the top of the atmosphere. The region of the Hungarian Plain was studied. The average values of the global radiation were determined from the measurements of the radiation stations situated in this area. Their geographic positions are illustrated in Fig. 2, where the circle shows the area the greyness of which was measured by the colormeter in every picture. Figure 3 shows the relative global radiation as a function of the measured relative brightness B_2 . In Fig. 4 the relative global radiation is illustrated as function of the real relative brightness B_1 . The transformation of the measured values into real values was performed using the method described in Section 2.2. Comparing Figs. 3 and 4 it seems that the influence of the differences in illumination and in the surface albedos was eliminated. Figure 4 shows that there

is a good linear relationship between the relative brightness and the relative global radiation. The correlation coefficient was 0,943, and the relationship has no seasonal variation. These results indicate that the real relative brightness is suitable to characterize the radiation conditions of clouds.

4. Conclusion

Objective characterization of the cloudiness in satellite pictures is very important to investigate the influence of the clouds on the radiation processes. In this work a parameter was found that is suitable to characterize the cloudiness; this parameter is the relative brightness. The relative brightness can be determined by measuring the greyness of the investigated region and two reference areas, and the blackness of space; by a transformation, the measured values can be readily converted into the real ones. The relative brightness determined by this method is not influenced by the different illumination conditions, geographical positions, of surface albedos; neither by the different conditions of receiving and developing the satellite pictures.

REFERENCES

- Fritz, P., Krishna Rao and Weinstein, S., 1964: Satellite measurements of reflected solar energy and the energy received at ground. *J. Atmos. Sci.* 21, 141–151.
- Gautier, C., Diak, G. and Masse, S. 1980: A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. Appl. Meteor.* 19, 1005–1012.
- Hanson, K. J., Vonder Haar, T. H. and Suomi, V. E., 1967: Reflection of sunlight to space and absorption by the earth and atmosphere over the United States during spring 1962. *Mon. W. Rev.* 95, 354–362.
- Hiser, H. W. and Senn, H. V., 1980: Mesoscale mapping of available solar energy at the Earth's surface of satellite. *Solar Energy* 24, 129–141.
- Kondratyev, K. Ja., 1969: *Radiation in the atmosphere*. Academic Press, New York and London.
- Preuss, H. J. and Geleyn, J. F., 1980: Surface albedos derived from satellite data and their impact on forecast models. *Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. A.*, 29, 345–356.
- Raschke, E. and Preuss, H. J., 1979: The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurement. *Meteor. Rdsch.* 32, 18–28.
- Schmetz, J. and Raschke, E., (1978): A method parametrize of downward solar radiation at ground. *Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. B.*, 26, 143–151.
- Takács, O., 1978: Előzetes vizsgálatok a globálsugárzás és az albedo közötti kapcsolat meghatározására. *Orsz. Met. Szolg. Hivatalos Kiadványai LXV*, 235–240.
- Tarpley, J. D., 1979: Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.* 18, 1172–1181.
- Vonder Haar, T. H., and Ellis, J. S. 1978: Determination of the solar energy microclimate of the United States using satellite data. *Final Report NASA Grant NAS5 – 22372*.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 6. szám. 1983. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 87. No 6. Nov. – Dec. 1983. Budapest

Magaslégköri megfigyelések és az adatfeldolgozás automatizálása

LÉVAI ISTVÁN—SZUDÁR BÉLA, Központi Meteorológiai Intézet Aerológiai
Obszervatóriuma, 6701 Szeged, Pf. 522.

Automation of upper air observations and data processing. This is an interim account of the works started in 1978 in the Aerological Observatory at Szeged to automate the upper-air observations. Connection with a desk-top computer of the radar used for tracking the radiosondes and receiving their signals and a totally automated data processing system are aimed. Realization of these aims results in a lot of advantages such as saving time and manpower, increasing accuracy, filtering out the subjective errors unavoidable in manual systems and in addition it makes possible better servicing the users. In order to connect the radar with the computer a digital output interface has been developed. Though not having yet the necessary computer, programming has been made and tested on a computer similar to that under purchase. Preliminary results of the tests are promising and there seems no doubts the system will meet the requirements, when implemented.

✱

Magaslégköri megfigyelések és az adatfeldolgozás automatizálása. A dolgozat tömören összefoglalja a Szegeden 1978-ban elkezdődött magaslégköri méréseket automatizáló munka jelenlegi állását. Ennek célja a lokátor és egy asztali számítógép összekapcsolása, az adatkiértékelés automatizálása. Megvalósítása számos pozitívummal jár: időtakarékoság, pontosság növekedése, szubjektív kizárás kiszűrése, munkaerő felszabadulása, a felhasználók több-rétű kiszolgálása. Kifejlesztették a lokátor digitális kimeneteit a számítógéppel történő összekapcsolás céljából. A számítógépes programot – saját gép híján – a tervezetthez hasonlóan számítógépen kísérletezték ki. A kísérleti eredmények kedvezőek, minden remény megvan arra, hogy a tárgyi feltételek teljesülése esetén a rendszer beváltsa a hozzá-fűzött reményeket.

✱

Bevezetés. A meteorológiai megfigyelő rendszerek fejlesztésénél nem hagyhatjuk figyelmen kívül a technika legújabb eredményeit. A megfigyelések automatizálására irányuló világszerte tapasztalt erőfeszítések a technikai fejlettségtől függően öltenek formát a magaslégköri megfigyelések területén. A fejlett elektronikai iparral rendelkező országok az aerológiai megfigyelésekhez olyan berendezéseket használnak, amelyek emberi kéz beavatkozása nélkül végrehajtják a méréseket és mérési adataikat a közvetlen felhasználás céljaira alkalmas formában szolgáltatják. A korszerű elektronikai eszközök hazai elterjedésével nálunk is megérték a feltételek az aerológiai megfigyelések automatizálásához. Az általunk használt Meteorit-RKZ megfigyelő rendszert (Lévai et al., 1980) egy megfelelő számítógéppel összekapcsolva kívánjuk megvalósítani az aerológiai megfigyelések és az adatkiértékelés automatizálását.

A Központi Meteorológiai Intézet Szegedi Aerológiai Obszervatóriumában 1978-ban hozzákezdtünk a rádiószondát követő és ennek adatait rögzítő Meteorit-2 lokátor (Radiolokacionnaja meteorologiceszkaja sztancija Meteorit-2, 1975) digitális kimeneteinek kifejlesztéséhez és 1981-re előkészítettük egy asztali számítógéppel való összekapcsoláshoz. Továbbá a kiszemelt kate-

góriájú és típusú számítógéphez hasonló gépen (Wang 2200 C) a kiértékelő program legfontosabb részeit kipróbáltuk. Kissé részletesebben, a teljesség igényének mellőzésével az alábbiakban adunk hírt a végzett munkáról és az elért eredményekről.

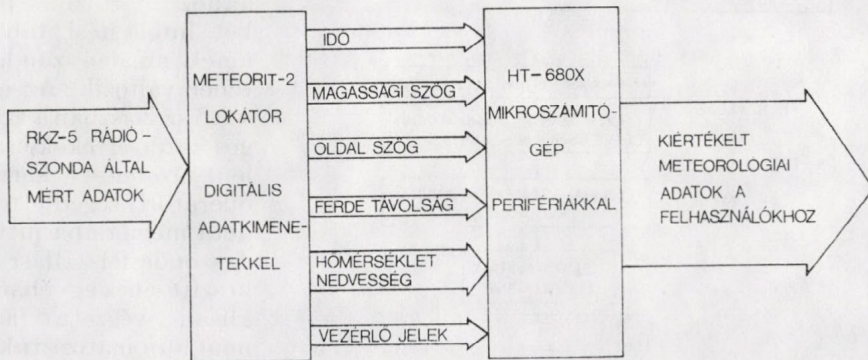
1. A lokátor-számítógép kapcsolat lehetőségének kialakítása

A Meteorit-2 lokátor eredeti formájában nem alkalmas egyelőre arra, hogy számítógéppel *on-line* kapcsolatba lépjen. A lokátor-számítógép kapcsolat akadályá tulajdonképpen az, hogy a lokátornak nincsenek olyan kimenetei, amelyekről egy ma használatos asztali számítógép adatokat nyerhet. Ez a hátrány abból ered, hogy a Meteorit-2 lokátor konstruálása idején még fel sem merülhetett annak a lehetősége, hogy egy mikro-komputer és a lokátor *on-line* rendszert alkosson. Ahhoz tehát, hogy ez a rendszer létrejöheszen, két fő feladatot kellett mindenekelőtt megoldanunk. Az egyik: a lokátoron ki kellett alakítani azokat a digitális kimeneteket, amelyek a feldolgozandó adatokat szolgáltatják a számítógépnek, a másik: meg kellett tervezni és ki kellett próbálni azt a számítógép programot, amellyel az adatfeldolgozás végrehajtható (Lévai, 1980). A lokátor felől egy rádiószondás mérés alatt a következő adatok érkeznek: a mérés kezdetétől eltelt *idő*, a rádiószonda helyének három koordinátája (*magassági szög*, *oldal szög*, *ferde távolság*), valamint a levegő két fizikai jellemzője, a *hőmérséklet* és a *relatív nedvesség*. Ezek az adatok a lokátor átalakítását követően 80 bit hosszúságú adatsort jelentenek, amely kb. 5 másodpercenként ismétlődik.

A lokátor átalakításakor ügyeltünk arra, hogy a berendezés műszaki-technikai paraméterei semmi esetre se romoljanak. A digitális adatkimenetek létrehozásával egyidejűleg a kimenő adatok digitális megjelenítését is megoldottuk, ezzel egyszerűbbé vált az adatok vizuális ellenőrzése és valamelyest csökkent a lokátor energia-fogyasztása is. A lokátor átalakítása során felhasznált anyagok, az analóg és digitális integrált áramkörökkel felépített egységek megbízhatóvá teszik az üzemelést. Az átalakítás befejezésével egyidőben megjelent a hazai piacon az általunk megfelelőnek ítélt számítógép (HT 680X), amellyel az adatkéértékelés megvalósítható. A tervezett lokátor számítógép kapcsolat egyszerűsített vázlatát az 1. ábrán mutatjuk be.

2. A gépi program rövid ismertetése

Mivel a program kifejlesztése során nem volt lehetőségünk a közvetlen lokátor-számítógép kapcsolat megvalósítására, a tényleges rádiószonda mérés-



1. ábra. A Meteorit-RKZ rendszer számítógépes adatkéértékelésének vázlata

seket modellezéssel helyettesítettük. A modell valódi mérés adataira épült, de a program hatásosabb kipróbálása érdekében több ponton bonyolult helyzeteket alakítottunk ki. Az így előállított, nem közvetlen méréseken alapuló „felszállás” minden adatát időponttal ellátva a számítógép memóriájába tápláltuk, és ez az adathalmaz szolgált a program kifejlesztésének bázisául. A program kifejlesztését és kipróbálását a szegedi Juhász Gyula Tanárképző Főiskola Wang 2200 C típusú asztali számítógépén végeztük el. Nem tekintve a közvetlen lokátor-számítógép kapcsolat hiányát, minden egyéb momentum a valóságnak megfelelően játszódott le, sőt az *interface* probléma *software* kezelése is átvihető a választott (remélt) HT 680X gépre. Ennél ugyanis az *interface-panel* csak a programból irányítható, hasonlóan jelenlegi programunk adatkezeléséhez.

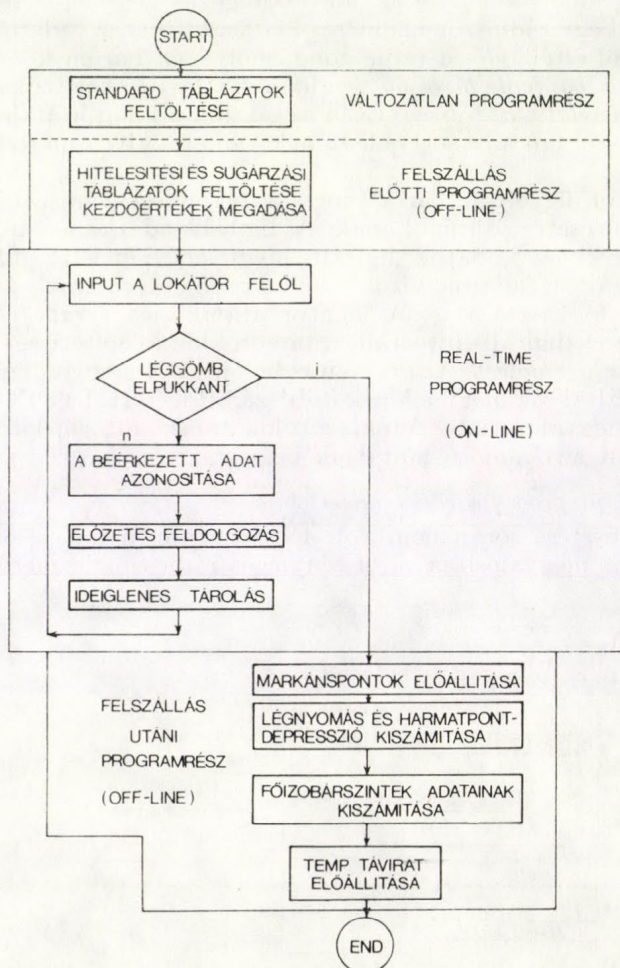
A program három jól elkülöníthető szegmensre tagolódik (2. ábra):

a) előkészítő szakasz – a felszállás előtti teendőket végzi,

b) *real-time* szakasz

– a tulajdonképpeni online kapcsolat idején működik,

c) feldolgozó szakasz – a lokátorról leválasztott (off-line) üzemmódban a számítások zömét végzi.



2. ábra. A számítógépes program tömör folyamatábrája

2.1. *Előkészítő szakasz.* A program több segéd-táblázatot és kiindulási adatot használ. Ezek egy része standard (pl. a magassági korrekció kétdimenziós táblázata), másokat csak ritkán kell változtatni (sugárzási táblázat), míg vannak olyanok, amelyek minden felszállás előtt átírásra szorulnak. Utóbbiakhoz tartozik pl. a két hitelesítési táblázat, amely minden szonda esetében változik. Az előkészítő szakaszban a szükséges kezdő értékeket a bilyentyűzetten keresztül operátori segítséggel lehet a memóriába juttatni. A szonda felszállásra előkészítésének egyéb manuálisan végzett fázisait nem automatizáltuk, mivel különböző okok miatt nem láttuk célszerűnek.

2.2. *Real-time szakasz.* A rádiószonda elengedésének pillanatában megindul a program tényleges működése. A lokátor felől érkező adatokat a programozott *interface* figyeli, és előírt időközökben a program rendelkezésére bocsátja. Minden egyes központi memóriába érkező adat többoldalú azonosítási és ellenőrzési eljáráson megy keresztül. Az ellenőrzés természetes, hiszen segítségével a „hamis” adatokat már a kezdet kezdetén kiszűrjük, az azonosításra pedig azért van szükség, mert többféle információ (hőmérséklet, nedvesség alapfrekvencia) érkezik közel azonos frekvenciaérték formájában.

Mivel a lokátor felőli adatfluxus kicsiny (legalábbis a számítógép sebességéhez képest), lehetőség van rá – a „c” szakaszt tehermentesítendő –, hogy két lokátorhoz fordulás között (kb. 5 másodperc) a gép bizonyos előzetes számításokat és szelekciókat végezzen el. Ekkor történik a szélvektor előállítása, a geopotenciál-számítás, a lehetséges markánsponatok kiválogatása) (ez nagyon fontos, mert a markánsponat keresés a legidőigényesebb programrész), a frekvencia alakban érkező információk értékeinek átalakítása meteorológiai formára és a „program vége” figyelése. Az előállított és rendezett „félkész” adatok időjárás elemenként a felszállás befejeztéig tárolásra kerülnek, minden esetben időponttal azonosítva, s a program várja a következő lokátorhoz fordulás eredményét. Amennyiben a folyamat a „program vége” ágra kerül, átlépünk a „c” szakaszba. (Itt és korábban a „program vége” csak a *real-time* szegmens végét jelenti!)

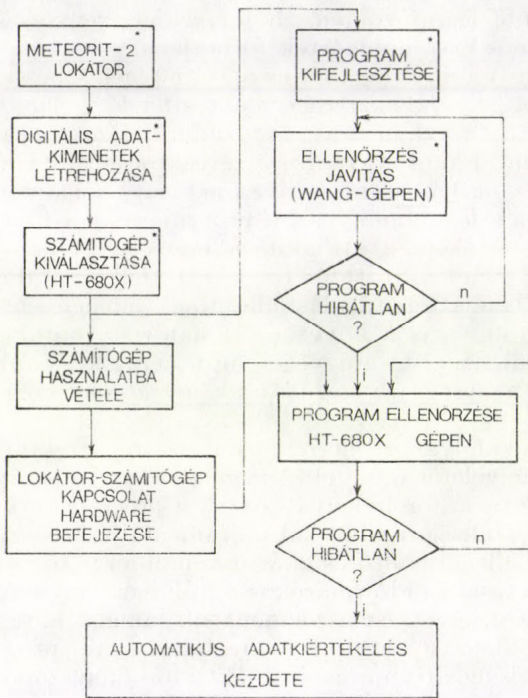
A *real-time* szakaszban a munkafolyamat már automatizáltnak tekinthető, a gép mindössze operátori felügyeletet igényel. Az egész szegmens során fennáll a lehetősége annak, hogy az operátor beleavatkozzék a program futásába. A számítógép menet közben a szükséges adatokat dokumentálja (ír vagy rajzol), a mérési folyamat így végig ellenőrizhető és akár manuálisan is követhető (a hagyományos módon). E szakaszban időtakarékosságról csak annyiban lehet szó, amennyiben az operációk a következő szegmensbeli munkát elősegítik. Bár a rádiószonda működési ideje egyértelműen meghatározza a programrész futási idejét, mégis jelentős pozitívum a szubjektivitás kiküszöbölése.

2.3. *Feldolgozó szakasz.* Első lépésként egy szubrutin előállítja a mért elemek markánspontjait, majd ezeket idő (és geopotenciál) szerinti sorrendben vektorokban helyezi el, hogy elősegítse a főizobárszintek adatainak kiszámítását. Ezután minden előírt szintre megtörténik a légnyomás kiszámítása; ezt az elemet u.i. a szonda közvetlenül nem méri. Az előbbiek során nyert adatokat a számítógép tárolja (ameddig szükséges), kívánságra valamilyen adathordozón bármikor megjeleníti. Végül a TEMP távirat számára szükséges, de még hiányzó adatok (harmatpont-depresszió) előállítása és a távirat összeállítása következik, s ezzel a szűkebben értelmezett automatizált tevékenység lezárul. A távirat lyukszalagra vagy a perifériális ellátottságtól függetlenül más adathordozóra vihető és azonnal továbbítható.

A TEMP távirat elkészítésével nem merülnek ki a számítógép felhasználási lehetőségei, mivel a következő felszállásig több órányi idő áll rendelkezésre. Így pl. módunkban áll elkészíteni a CLIMAT TEMP táviratot, az évkönyv összeállítását, archiválási teendőket, különböző *real-time* és múlt idejű felhasználói igényeket elégíthetünk ki (pl. jégesőelhárítás és az előrejelzések segítése), kutatási munkákra használhatjuk, sőt a meteorológia más területeinek céljaira is alkalmazhatjuk (pl. felhasználói tájékoztatás).

Elsősorban ebben a szakaszban érvényesül az automatikus kiértékeléssel elérhető időmegtakarítás. Kísérleteink szerint kedvező perifériális ellátottság

esetén a léggömb elpukkanásától számított kevesebb, mint 15 perc alatt elkészíthető a TEMP távirat. Az emberi szubjektivitás kiküszöbölése következtében ez a szakasz is jelentősen hozzájárul a mérés pontosságának javulásához. Az automatizált kiértékelő rendszer jelenlegi készültségi fokát és a hátralévő feladatokat a 3. ábra szemlélteti.



3. ábra. A számítógépes adatkiértékelés megvalósulásának vázlatja (a *-gal jelölt feladatokat elvégeztük)

úton járunk, amikor a hazai automatizáció megvalósítására törekszünk. Ezt kívánják a meteorológiai adatokkal szemben támasztott magasabb minőségi követelmények, a hatékonyabb munkaszervezés, valamint a lépés tartás a technikai haladással igénye is.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- Lévai I. – Varga M. – Ventura E., 1980: Meteorit-RKZ magaslégköri mérő rendszer. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Radiolokacionmaja meteorológicseszkaja sztancija Meteorit-2, 1975: Technicseszkoe opiszanyije.
- Lévai I., 1981: Az aerológiai megfigyelések automatizálása. Meteorológiai megfigyelések. Meteorológiai Tudományos Napok '79. OMSZ Hivatalos Kiadványai II. kötet. Budapest.

3. Következtetések

Az aerológiai megfigyelések automatizálásának eredményei kézzelfoghatók. A kiértékelt adatok mentesek a szubjektum okozta pontatlanságoktól. A manuális módszerhez képest mintegy fele annyi idő szükséges az automatizált eljáráshoz (figyelembe véve, hogy a real-time szakasz időtartama nem csökkenthető!) és a jelenlegi gyakorlattal szemben fölöslegessé válik egy újabb ellenőrzés végrehajtása. A fel szabaduló emberi munkaerő így más feladatok megoldására használható.

A magaslégköri megfigyelések korszerűsítésének terén végzett munkánk közben figyelemmel kísértük a velünk hasonló adottságú szocialista országokban folyó ilyen irányú erőfeszítéseket. A rendszeresen ismétlődő konzultációk megerősítették azt, hogy helyes

IDŐJÁRÁS

Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 87. évf. 6. szám. 1983. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 87. No. 6. Nov. – Dec. 1983. Budapest

A csapadék pentádösszegeinek szinoptikus-klimatológiai előrejelzési módszere

HUNKÁR MÁRTA—RIMEK ILONA, Központi Előrejelző Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 32

A synoptic-climatological method predicting the pentad amount precipitation. An objective method is presented for the prediction of the pentad amount precipitation. The method is based on the principles of synoptic climatology, the five-day precipitation amount is related to the pressure field. The average pentad pressure fields have separately been categorized for five periods of a year, and a statistical relation has been established between the types of pressure fields, and the five-day precipitation amount. This relation is given by a probability distribution function. For the investigation of the statistical relations, the period between 1946 and 1975 has been used. The types of the spring and summer periods and the distribution function of precipitation amounts pertaining to these periods are also presented.

✱

A csapadék pentádösszegeinek szinoptikus-klimatológiai előrejelzési módszere. A szerzők objektív módszert mutatnak be a csapadék pentádösszegeinek valószínűségi előrejelzésére. A módszer a szinoptikus klimatológia alapelvein nyugszik, bárikus mezőhöz rendeli hozzá az ötnaponkénti csapadékösszeget. Az átlagos pentád nyomásmezőket az év 5 időszakára külön-külön tipizálja és statisztikai kapcsolatot keres a bárikus mező típusai, valamint az 5 napos csapadékösszeg között. E kapcsolatot valószínűségi eloszlásfüggvény formájában adják meg. A statisztikai kapcsolatok megállapításához az 1946–1975 közötti időszakot használják fel. Bemutatják továbbá a tavaszi és a nyári időszak típusait, illetve az ezekhez tartozó csapadékösszegek eloszlásfüggvényeit is.

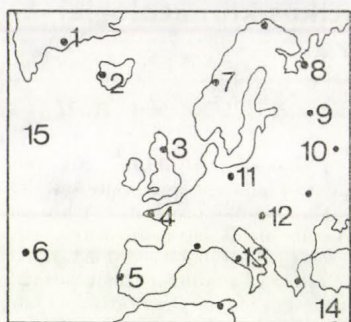
✱

Ismeretes, hogy a szinoptikus klimatológiai vizsgálataink a cirkulációs forma és az időjárás elemek között meglévő kapcsolatokon alapulnak. Prognosztikai felhasználásukhoz a bárikus mező előrejelzése szükséges. Az előrejelzett áramlási képhez aztán hozzárendelhetjük több időjárás elem várható értékét is (Maller, 1977).

Jelen vizsgálatunk célja: 5 napra szóló csapadékelőrejelzési módszer kidolgozása; pontosabban arra a kérdésre keresünk választ, hogy a következő 5 nap során milyen valószínűséggel várható meghatározott értéket meghaladó csapadékösszeg. A várható csapadék pentádösszegeinek valószínűségi eloszlását jellemzi a lehulló csapadék egyik alapvető tulajdonsága: a térbeli véletlenszerűsége. Több módszer (Klein, 1965, Tünczer, 1975, Tünczer, 1979) a térbeli véletlenszerűség okozta problémákat a területi átlag prognosztizálásával igyekszik áthidalni. A területi átlag azonban csak akkor ad értékes információt, ha a terület viszonylag kicsiny és egységes éghajlatú. A kis területre történő előrejelzés érvényességi időtartama azonban igen korlátozott. A hazai gyakorlatban a csapadék területi átlagának várható mennyiségéről csupán a speciális ultra-rövidtávú csapadékprognózisok tájékoztatnak. Ugyanakkor az ország területének csapadékosága és az egyes állomásokon lehulló

csapadékmennyiség valószínűsége között szoros kapcsolat mutatható ki (Koppány, 1972).

A cirkulációs forma jellemzését a légnyomás pentád-átlagának térképeivel valósítjuk meg. A pentád átlagokat az észak-atlanti–európai térség 15 állomásán 06 GMT-kor észlelt tengerszinti légnyomás adataiból számítottuk. A prediktor bázis az 1946–1975 közötti 30 év adataiból számított pentád-átlagtérképek sora (1. ábra).

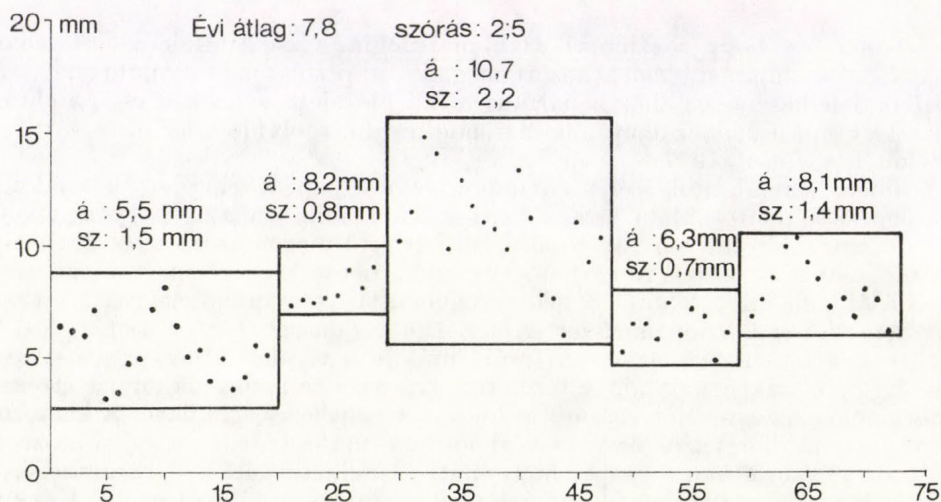


1. ábra: A pentád-átlag légnyomás térképek készítéséhez használt állomások. 1. Angmagssalik, 2. Reykjavik, 3. Wick, 4. Brest, 5. Lissabon, 6. Ponta Delgada, 7. Nordoyan, 8. Arhangelszk, 9. Velikie Luki, 10. Zmetkino, 11. Berlin, 12. Budapest, 13. Róma, 14. Nicosia, 15. 55° N 25° W

A csapadék pentádösszegének jellemzésére 8 magyarországi állomás – Magyaróvár, Keszthely, Pécs, Budapest, Kalocsa, Kecskemét, Szeged, Debrecen – naponkénti csapadékaiból határoztuk meg az átlagos pentádösszeget (prediktandusz). A csapadék 1946–1975 közötti időszakból számított pentádösszegeit hozzárendeltük az azonos pentádhoz tartozó cirkulációs képhez.

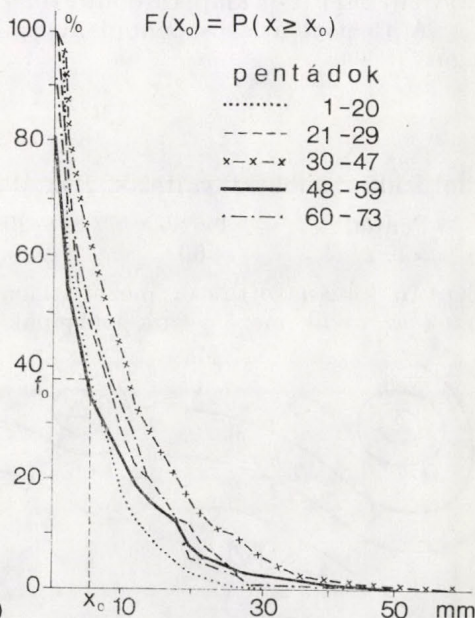
A pentádösszegek statisztikai vizsgálata

Az egyes pentádok 30 évi átlagos csapadékösszegeit vizsgálva klimatológiai szempontokat és az általános cirkuláció sajátosságait figyelembe véve az évet szakaszokra bontottuk (lásd. I. táblázat) hisz közismert, hogy hasonló bárikus



2. ábra: Csapadék-pentádösszegek 30 évi (1946–1975) átlagának évi menete

mező az év különböző időszakában más-más időjárási, illetve csapadékkeltő folyamatokkal jár együtt. Az időszakot elválasztó határt a pentád csapadék-összegek évi menetének trendanalízisével határoztuk meg. Így módon az időszak csapadékviszonyai az időszak átlagával jól jellemezhetők. Az egyes periódusokon belül az átlag körüli szórás minden esetben kisebb az évi átlag körüli szórásnál (2. ábra).



3. ábra: Az egyes időszakok csapadék-pentád-összegeinek eloszlásfüggvényei $F(x_0) = P(x \geq x_0)$

A 3. ábrán bemutatjuk az egyes időszakok pentád csapadékösszegeinek eloszlásfüggvényeit, melyeket a következő formula határoz meg:

$$F(x_0) = P(x \geq x_0).$$

Az ábrából közvetlenül leolvasható, hogy az x_0 csapadékösszeegnél nagyobb csapadéknak hány f_0 százalék a valószínűsége. A szokásosan előrejelzett csapadékmennyiségek túllépési valószínűségeit az I. táblázatban közöljük.

I. TÁBLÁZAT

A különböző csapadék-pentádösszegek túllépési valószínűsége az év egyes időszakában

Időszak	Pentád	Csapadék (mm)				
		2	5	10	20	30
túllépési valószínűség (%)						
jan. 1 – ápr. 10.	1 – 20.	61	42	18	3	0,2
ápr. 11 – máj. 25.	21 – 29.	73	51	29	12	2
máj. 26 – aug. 23.	30 – 47.	80	64	42	16	6
aug. 24 – okt. 22.	48 – 59.	55	38	24	8	2,2
okt. 23 – dec. 31.	60 – 73.	69	53	33	10	0,5

A bárikus mező tipizálása

A csapadékadatok statisztikai elemzése után a pentádok bárikus mezőit vettük vizsgálat alá. A pentádok átlagos nyomásképeit a fent meghatározott 5 időszakra külön-külön tipizáltuk. A tipizálás elsődleges szempontja az volt, hogy a bárikus képződmények elhelyezkedése az egy típusba sorolt pentádoknál hasonló legyen. A mezők hasonlóságáról a pontoknak a mező átlagától való eltérései ($z^{i,j}$) alapján döntöttünk. Az eljárás a következő volt:

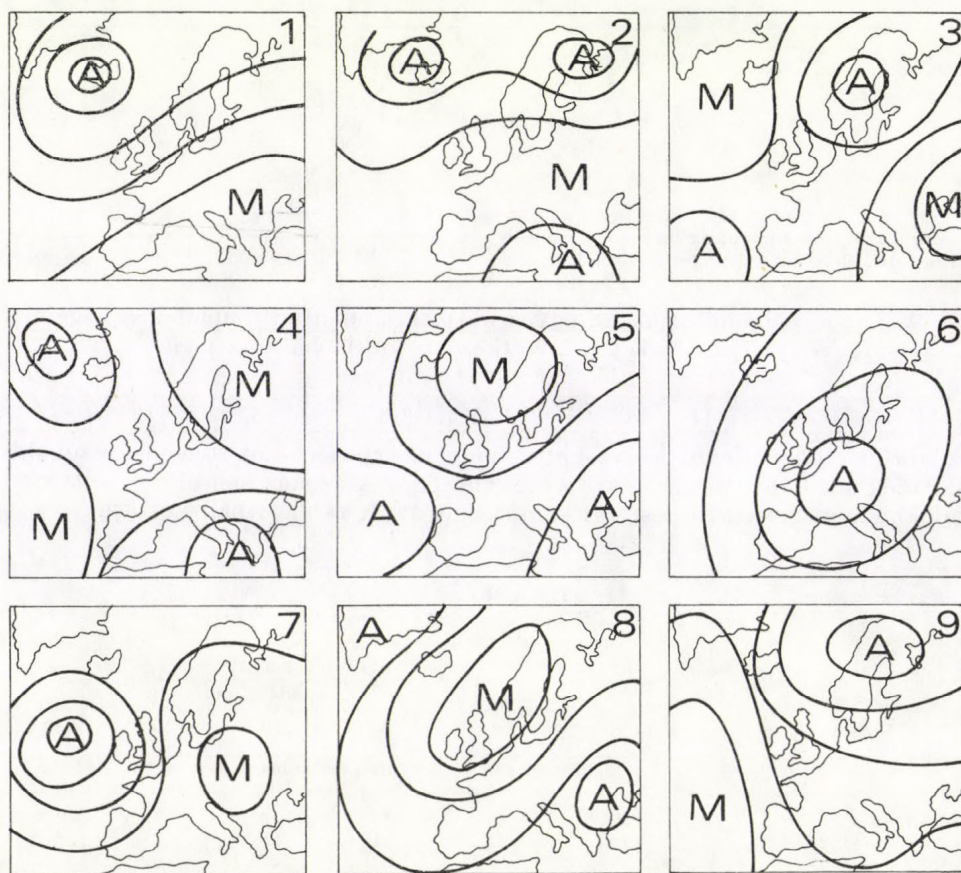
A 15 pont átlagos pentád nyomásértékeiből meghatároztuk a mező átlagát:

$$M^i = \frac{1}{15} \sum_{j=1}^{15} p^{i,j}$$

ahol i időszakonként változik, j az állomások sorszáma.

Pentád:	1–20.	21–29.	30–47.	48–59.	60–73.
$i=1, 2, \dots$	600	240	540	360	420

Ezután kiszámítottuk a mező átlagától vett eltéréseket, amikor is a $z^{i,j}$ érték az i -edik mező j -edik pontjának eltérése a mező átlagától:



4. ábra: A tavaszi időszak jellemző bárikus típusainak vázlatos képe

$$z^{i,j} = p^{i,j} - M^i$$

$z^{i,j}$ eltéréshez hozzárendeljük az $r^{i,j}$ karakterisztikus függvényt a következő módon:

$$r^{i,j}(z^{i,j}) = \begin{cases} +1 & \text{ha } z^{i,j} \geq 0, \\ -1 & \text{ha } z^{i,j} < 0. \end{cases}$$

Ily módon minden pentád – átlag nyomástérképet $-1, +1$ karakterisztikából álló 15 tagú sorozattal írtunk le. A sorozatok összehasonlítása következőképp történt: Legyen két tetszőleges sorozat

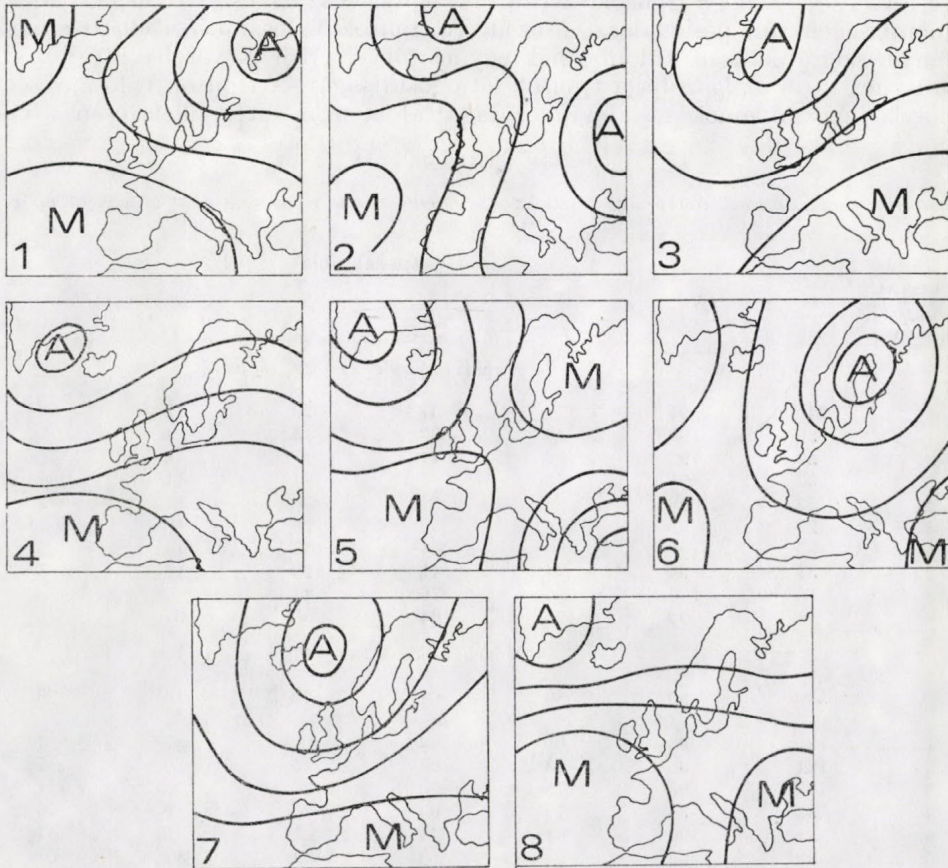
$$r^{k,1} r^{k,2} r^{k,3} \dots r^{k,15}$$

$$r^{t,1} r^{t,2} r^{t,3} \dots r^{t,15},$$

ahol $k, t \in \{i\}$ és $k \neq t$, akkor

$$s(j) = \begin{cases} 1 & \text{ha } r^{k,j} = r^{t,j} \\ 0 & \text{ha } r^{k,j} \neq r^{t,j} \end{cases}$$

A hasonlóság mérőszáma: $N = \sum_{j=1}^{15} s(j)$.



5. ábra: A nyári időszak jellemző bárikus típusainak vázlatos képe

Az egyes mezők összehasonlítását, a hasonlósági mérőszám meghatározását a Központi Meteorológiai Intézet számítástechnikai csoportjának segítségével IBM 370 számítógépen végeztük el.

Előzetes feldolgozásunk 2 időszakot foglal magába, a 21–29. pentád időszakát, vagyis április 11-től május 25-ig és a 30–47. pentád időszakát, amely május 26-tól augusztus 23-ig tart.

Az egyszerűség kedvéért a fenti időtartamokat a továbbiakban *tavaszi* és *nyári időszakoknak* nevezzük. A tavaszi időszakban 9 (4. ábra), a nyári időszakban 8 (5. ábra) jellemző típust találtunk. Részletes szinoptikai jellemzésüket most nem tárgyaljuk, a későbbiekben azonban szándékunkban áll ennek elvégzése is. Ezzel az időjárás középtávú előrejelzése szempontjából használható bárikus típusok megalkotása lenne célunk. Itt most csupán a csapadék előrejelzését tartjuk szem előtt, éppen ezért valószínű, hogy ha más időjárási elemet is figyelembe vesszünk, az egyes típusokat, sőt az év fentebb meghatározott időszakait módosítanunk kell. A 4. és 5. ábrán az egyes időszakok jellemző típusainak egyszerűsített képét mutatjuk be.

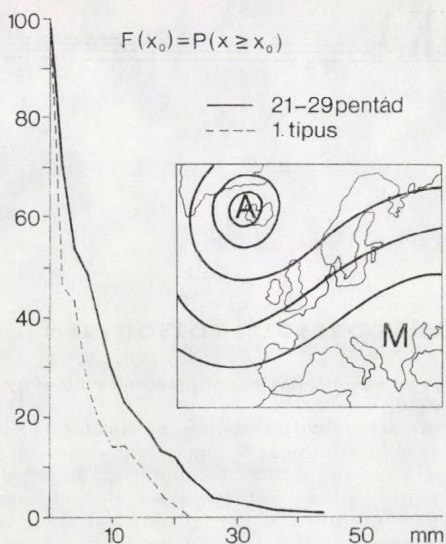
A bárikus mező típusai és a csapadék közötti kapcsolat

A II. táblázatban típusok szerint mutatjuk be az egyes kritikus csapadékmennyiségek túllépési valószínűségeit. A típusok valószínűségi eloszlásfüggvényei szignifikánsan különböznek egymástól – erről X^2 próbával győződünk meg – s ez igazolja a típusok létjogosultságát. A típusok valószínűségi eloszlásfüggvényeinek tanulmányozása által a számszerű jellemzésen kívül

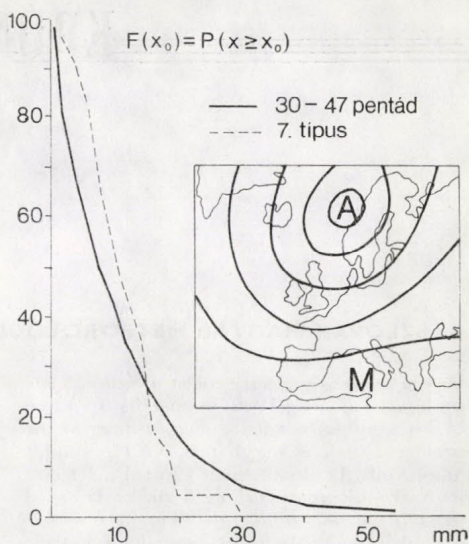
II. TÁBLÁZAT

Csapadék-pentádösszegek túllépési valószínűsége a bárikus mező típusai szerint, tavaszi és nyári időszakban

A bárikus mező típusa	n	Csapadék (mm)					
		0,1	2	5	10	20	30
		Túllépési valószínűségek (%)					
Tavaszi időszak, 21 – 29. pentád							
	240	94	73	51	29	12	2
1.	26	80	46	33	15	4	–
2.	29	93	72	41	17	3	–
3.	37	95	65	50	24	11	–
4.	53	98	83	61	30	17	2
5.	21	95	76	52	29	10	–
6.	35	100	80	61	37	14	3
7.	31	94	74	43	26	16	6
8.	18	100	95	76	42	5	–
9.	16	94	75	64	50	37	6
Nyári időszak, 30 – 47. pentád							
	540	95	80	64	42	16	6
1.	125	94	69	44	32	7	2
2.	121	96	83	67	45	20	7
3.	78	95	79	56	36	13	4
4.	33	91	76	64	30	9	6
5.	31	100	81	71	45	19	7
6.	99	99	94	81	64	30	10
7.	23	96	96	87	52	4	0
8.	15	100	73	40	33	13	6



6. ábra: A tavaszi időszak csapadék pentádösszegeinek átlagos és az 1. típusra jellemző eloszlásfüggvénye az 1. típus vázlatos bárikus képével



7. ábra: A nyári időszak csapadék pentádösszegeinek átlagos és a 7. ciklációs típusra jellemző eloszlásfüggvénye, a 7. típus vázlatos bárikus képével

— amely a prognózis célja — lehetőség nyílik az egyes típusok kvalitatív jellemzésére is. A 6. ábra például a 21–29. pentád időszakából az 1. típushoz tartozó eloszlásfüggvényt szemlélteti az időszakra jellemző átlagos eloszlásfüggvénnyel együtt. Megállapítható, hogy az átlagosnál szárazabb típusról van szó. A 7. ábrán bemutatott példa különösen érdekes: A 30–47. pentád időszakából a 7. típushoz tartozó eloszlásfüggvényt ábrázoltuk az átlagos eloszlásfüggvénnyel együtt. A következő megállapítást tehetjük: E típus fennállása esetén 15 mm-nél kisebb, tehát aránylag nem nagy csapadékösszeg az átlagosnál nagyobb valószínűséggel várható, nagy csapadékok azonban ritkán fordulnak elő, valószínűségük az átlag alatt marad.

Előrejelzési módszerünk alkalmazásához tehát elő kell állítani az év 5 időszakának mindegyik típusához a pentád csapadékösszegek eloszlásfüggvényeit, majd a numerikus modellekkel készített 5 napos várható mező előrejelzése alapján meg kell állapítani a következő 5 nap várható típusát. Ennek megállapítása legcélszerűbben a típusok megalkotása során alkalmazott módszerrel történhet, s ez számítógépre vihető. Ezek után kiválasztjuk a típushoz tartozó eloszlásfüggvényt — s ezzel apjuk meg a következő 5 nap során várható csapadék összegét valószínűségeit.

IRODALOM

- Tánczer T. 1975: Kísérlet több-paraméteres mennyiségi csapadékelőrejelzési modell felállítására Magyarország területén. *Időjárás* 79, 3. 133–143.
- Klein, W. H. 1965: Application of Synoptic Climatology and Short-Range Numerical Prediction to Five-Day Forecasting. *Research Paper NO. 46*.
- Fedulova, M. N., Pavlova, E. N., Pozdnjakova, V. A., Jákuševa, O. M. 1975: Ob ucetnye sinopticszeszkoj klasszifikacii pri prognoze pjatidnyebnyeih szum sozádzkov. *Trudy GINC*, vüp: 146.
- Maller Aranka, 1977: Az időjárás középtávú előrejelzésének módszerei. *Beszámoló 1977*, OMSZ Hivatalos Kiadványai XLVII. kötet 135–144.
- Koppány György, 1972: A csapadék és a hőmérséklet középtávú előrejelzése Magyarországon. OMSZ Kisebb Kiadványai, No. 39.

SZLOVÁK-MAGYAR METEOROLÓGIAI VÁNDORGYŰLÉS POZSONYBAN

A VIII. közös vándorgyűlést a Szlovák Meteorológiai Társaság 1983. augusztus 9 – 12 között Pozsonyban rendezte meg, a magyar meteorológusoknak ez egyben a XXII. vándorgyűlése volt. Az előadásokat ezúttal „A számítástechnika alkalmazásai és a távérzékelés felhasználása a meteorológiában” c. téma köré csoportosították. Megnyitó beszédet a két meteorológiai társaság elnöke tartott. Elsőként *F. Šamaj* melegen üdvözölte az egybegyűlteket a Szlovák Szocialista Köztársaság fővárosában, beszédében röviden kitért az egykori magyar főváros történelmére és jelenkori adatainak ismertetésére, majd értékelte a vándorgyűlés célkitűzését. Elmondta, hogy a témához kapcsolódó szakmai kirándulások milyen látnivalókkal szolgálnak majd. A korábbi közös vándorgyűlésekre visszapillantva megemlékezett Prof. *M. Konček*ről, aki kezdeményezője, egyik elindítója volt ezeknek, s felkérte a hallgatóságot, hogy egyperces néma felállással fejezze ki tiszteletét *Konček* professzor emlékének.

Szász Gábor az MMT elnöke kifejezte köszönetét a Szlovák Meteorológiai Társaságnak a rendezésért, s örömet felelt, hogy a két ország szakemberei éppen e régi szép városban folytathatnak véleménycserét ebben az igen dinamikus felfejlődött témában, melyben szlo-

vák kollégáink hasznos tapasztalatokat nyújthatnak nekünk.

Az ülészakon huszonhárom előadás hangzott el. A viszonylag új téma, természetszerűen nagyrészt fiatal kutatói mutatták be eredményeiket. E helyt tartalomismertetésre vagy értékelésre nincs lehetőség, de mindenképpen célszerűnek látjuk lapunk hasábjain megörökíteni legalább az előadók nevét és előadásuk címét, elhangzásuk sorrendjében.

Podhorsky, D.: A számítástechnika használata és alkalmazási lehetőségei a Szlovák Hidrometeorológiai Intézetben; *Faragó T.*: Számítástechnika a meteorológiáért, különös tekintettel az ember-gép kapcsolatra; *Kassai B. – Endrédi Cs.*: Kétszámítógépes rendszer repülésmeteorológiai adatok felhasználására a közforgalmú légitársaságok kiszolgálásában; *Fuchs, T.*: Adatbank a hidrometeorológiában; *Kramárné Máté A. – Szabó R. – Zárbokné Rimkó I. – Varga M.*: Néhány számítástechnikai alkalmazás a nyomásmezők analízisében; *Ruzička, M.*: Távkezelési számítógép a Szlovák Hidrometeorológiai Intézetben; *Duska G. – Juhász D. Zs.*: Időjárás adatbázis-kezelő és információ szolgáltató rendszer ESZR számítógépen; *Schwarz, J.*: Kibernetikus információs rendszer a hidrometeorológia számára (KIS) *Dévényi D. – Práger T.*: Numerikus di-



A képen balról jobbra: *F. Šamaj* igazgató, a Szlovák Meteorológiai társaság elnöke, *J. Lukáč*, a Szlovák Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetének igazgatóhelyettese, *Barát J.* a magyar meteorológiai szolgálat elnöke, *Szász G.* rektor, az MMT elnöke, *V. Mikuš*, a Szlovák Víz- és Erdőgazdálkodási Minisztérium titkárságának vezetője, *B. Sobišek*, a Csehszlovák Meteorológiai Társaság elnöke, *A. Urland*, a Szlovák Tudományos Akadémia Titkárságának vezetője.

XI. KÁRPÁT-METEOROLÓGIAI KONFERENCIA

namikus előrejelzési modellek számítástechnikai megvalósításának problémái; *Zéman, V.*: Éghajlati feldolgozások és évkönyvek készítése számítástechnika segítségével; *György I.* – *Bozsóki I.* – *Vadász V.*: Meteorológiai műholdvevő és képfeldolgozó rendszer számítástechnikai sajátosságai; *IPko, J.* – *Krška, K.*: Az EC 1010 típusú számítógép felhasználása a Szlovák Hidrometeorológiai Intézet színoptikus szolgálatában Bratislavában; *Pintér F.*: Online, interaktív meteorológiai képfeldolgozó rendszer; *Matejka, F.*: Idősorok feldolgozása az ADT/4500 miniszámítógépen; *Kövér Zs.* – *Triznyia J.* – *Faragó T.*: Éghajlati alapadatfeldolgozó és információ szolgáltató rendszer; *Mičietová, E.*: A relief komplex digitálmodellje a meteorológiában és a hidrológiában; *Bozó P.*: A távérzékelés felhasználása a meteorológiában; *Podhorsky, D.*: Az atmoszféra, hidroszféra és litoszféra távérzékelése; *Tánczer T.* – *Pintér F.*: A földfelszín hőmérsékletének meghatározása infravörös APT-felvételek alapján; *Ursíny, P.*: A hótakaráó dinamikájának meghatározása távérzékelési módszerrel; *Vadász V.* – *Leszták S.*: Repülőgépes távérzékelési kísérletek eredményeinek felhasználása az agrometeorológiában; *Senčaoakva, D.*: Víz tározók termovíziós felvételei; *Lietava, L.*: A föld meteorológiai műholdjairól származó digitális adatok vételére és kiértékelésére szolgáló rendszer.

Már a programpontokból is látható, hogy a vándorgyűlés résztvevőinek a sok, igen érdekes, a legkorszerűbb kutatásokat interpretáló előadás gazdag szakmai anyagot nyújtott.

A tanulmányi kirándulások is gazdagították szakmai ismereteinket. Elsőként a Gabesikovo – Nagymaros víztározó modelljét, majd a Maly Javornik-on működő obszervatóriumot mutatták be. Ez utóbbi Szlovákiában a meteorológiai megfigyelések automatizálása és a rádiólokáció fellegvára. Az itt folyó munka és további fejlesztés kiváló vezető *D. Podhorsky* és munkatársai kezében minden bizonnyal további sikereket hoz majd. A szakmai kirándulás napja Pezinokban közös ünnepi vacsorával zárult a hatalmas park közepén álló, volt Illésházy, ill. Pálffy kastélyban.

Végeredményben mind szakmai ismeretek, mind élmények szempontjából szlovák kollégáink mindent megtettek a vándorgyűlés sikeréért, köszönet érte. Az Internat Druzba Diákszálló konferenciaterme műszakilag jó, elegáns környezet volt az előadások megtartására. Az előadások pedig nagyszerűen érzékeltették, hogy a számítástechnika vagy a távérzékelés egy-egy eredménye hogyan „fokuszálható” a meteorológia és a hidrológia tudományának valamely alkalmazási területére.

Mindenképpen köszönet illeti meg *T. Bognárt*, a Szlovák Tud. Akadémia Geofizikai Intézet munkatársát, aki kitűnően tolmácsolta a megnyitók, a zárások a hozzászólások és viták szövegét szlovákról magyarra és viszont.

Szepesiné Lőrincz A.

1983. szeptember 13-a és 16-a között Székesfehérvár adott otthont az Országos Meteorológiai Szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság közös szervezésében megrendezett *Kárpát-meteorológiai Konferenciának*, amely a 11. volt a domborzat időjárás- és éghajlatmódosító hatásaival foglalkozó tudományos ülések sorában. Ilyen témájú értekezletek rendszeres összehívását negyedszázada határozta el a szocialista országok meteorológus közössége; a Kárpát-konferenciák között az elsőt Pozsony látta vendégül 1959-ben, hazánk pedig 1961-ben volt a házigazda. Az idei tanácskozásra szóló meghívót 10 külföldi ország 37 küldötte fogadta el; a részt vevők száma a hazai delegátusokkal és érdeklődő szakemberekkel együtt közel százra emelkedett.

Székesfehérvár városának szép és korszerű Technika Házában szeptember 14-én reggel 9 órakor *Barát József*, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke meleg szavakkal üdvözölte a megjelenteket és a konferencia munkájához sok sikert kívánt. *Béll Béla* akadémikus a Magyar Meteorológiai Társaság és a szervező bizottság nevében mondott köszöntőt, kifejezvéen azt a reményét, hogy a bemutatásra elfogadott több mint harminc tanulmány érdekes és hasznos tudományos eszmecserének lesz az alapja.

Az első munkanap tanácskozásának központi témája a *légtéri határrétegben jelentkező orografikus hatások leírásának és modellezésének* problémaköre volt. *U. Damrath* és *K. Bernhardt* (NDK) a baroklin hullámoknak a domborzattal tagolt felszín fölötti kifejlődésére vonatkozó modellkísérleteit mutatta be, *E. Szirakov* (Bulgária) előadása pedig elsősorban a felszíni termikus inhomogenitások szerepét hangsúlyozta. *Borbély Edit*, *Németh Péter*, *Varga Miklós* és *Zsöldos Erzsébet* (KMI) statisztikai feldolgozása a hazai magassági szélmérésekben fellelhető domborzati hatásokra vetett fényt. Ezt követően a planetáris határréteg hidrosztatikai egyensúlyának jelentőségét többen is elemezték: *J. Rakovec* (Jugoszlávia) a diffúzió, *J. Pribiš* (Csehszlovákia) az éjszakai felszíni minimumhőmérsékletek, *K. Slavko* (Jugoszlávia) pedig a városklíma alakulása szempontjából.

A domborzati „zavar” a meteorológiai mezőkben az időjárás és az éghajlati időskálákon egyaránt megmutatkozik. A rövidebb időskálákon jelentkező termo-hidrografikus anomáliákkal két előadás is foglalkozott: *M. Morawka – Horawska* (Lengyelország) és *S. Pribiš* közös tanulmánya általánosabb vetületben, *G. Murinova* és *M. Ostrožlík* (Csehszlovákia) dolgozata pedig konkrétan a szabad fönnel kapcsolatban. Hogy ezek az orografikus zavarok hogyan tükröződnek a GARP alpi regionális kísérlete (ALPEX) során összegyűjtött adatokban, s miként kísérelték meg egy-egy mérés

reprezentativitásának körzetét az ALPEX adatfeldolgozó központjában objektív módszerekkel is meghatározni, arról *Pintér Ferenc* (KLF) adott számot. Az éghajlati időskálákon a Kárpát-medence térsége azzal tűnik ki, hogy hőmérsékletének évek közötti változékonysága nem áll szinkronban az északi hemiszféra fölötti légterben tapasztalható változásokkal. Ennek okát és a jövőre vonatkozó előrejelezhetőségét fejtegette *Mika János* és *Boncz József* (KEI) előadása.

A második munkanapon, szeptember 15-én a tanácskozás két szekciójában folytatódott. Az egyik szekció a munkáját azoknak a *hidrodinamikai és szinoptikai módszereknek* a megvitatásával kezdte, amelyekkel az *időjárás hegyvidékek környezetében analizálható és prognosztizálható*. Az első négy előadás a numerikus prognosztika néhány érdekes és aktuális problémáját tárta a hallgatóság elé. *H. - J. Herzog* és *A. Meyer* (NDK) a regionális térszkálájú modellek inicializálásával, *N. Godev* és *E. Szirakov* (Bulgária) a termikus és mechanikai kényszerek kölcsönhatásának a szinoptikus folyamatokra gyakorolt hatásával foglalkozott, *U. Damrath* (NDK) és *F. Schmidt* (NSZK) pedig az idealizált domborzati akadály körüli légáramlás modellezésének példáin keresztül ilusztrálták a numerikus kísérletezés lehetőségeit és nehézségeit. A szinoptikai témájú előadások esettanulmányok felvázolásával a hegyek néhány érdekes időjárásmódosító hatását mutatták be. *Császár Margit* (ELTE, TTK) a Kárpát-medencét a téli félévben gyakrankitöltő hideg légréteg sajátosságait elemezte, hasonló témájú vizsgálatainak eredményeit fejtegette *V. Cordos* és *M. Marinca* (Románia) is. A nyári félév során a Kárpátok térsége nem produkál ennyire markáns eseményeket, a hegyvonulat jelenléte azonban kimutatható mind a mezoszkálájú cirkulációs rendszerekben (amit a román *M. Strutu* és *L. Cazacioc* vizgált), mind pedig a rendszereken keresztül a lokális csapadékképzésben (ahogy az a jugoszláv *Čapka* házaspár előadásából kiderült.)

A szekcióban ezután a *műholdas és radar adatok alkalmazhatóságának* kérdéseit tűzték napirendre, elsősorban abból a szempontból, hogy miként hasznosíthatók ezek az információk a domborzattal tagolt vidékek időjárásának előrejelzésénél. *G. Hailzl* (Ausztria) beszámolt arról, hogy országának domborzatilag rendkívül változatos térségében az ultrarövidtávú prognózisok készítése során hogyan kombinálják a numerikus előrejelzési modellek információtartalmát a geostacionárius és poláris műholdak felhőfelvételeiből származtatott adatokkal. *Kapovits Albert* (KMI) az 1982. esztendő nyarának legintenzívebb frontátvonulását elemezte a radarmegfigyelések tükrében, és kimutatta, hogy bizonyos időjárási helyzetekben a radar adatok egymagukban is elégségesek lehetnek a szinoptikus kép megbízható analí-

ziséhez és előrejelzéséhez. *K. Tenter* (NSZK) a radar információknak egy másik nagyon fontos alkalmazási területét állította előtérbe: előadása a lokális konvekciós rendszerek kialakulásának és áthelyeződésének előrejelzésével foglalkozott.

Szeptember 15-én a másik szekcióban először *éghajlati* témák köré csoportosultak az előadások. A jugoszláv *Spasov* házaspár, *V. Babicsenko* és munkatársai (Szovjetunió), *I. Mihăilescu* (Románia), valamint *B. Lesniak*, illetve *B. Krawczyk* (Lengyelország) országaik egy-egy az orográfia által befolyásolt mezo- illetve mikroklimatológiai körzetének néhány éghajlati jellemvonását mutatták be, kitérve a karakterisztikák gazdasági vonatkozásaira is. Érdekes gondolattal jelentkezett *C. Pop* (Románia), aki a Déli-Kárpátok főnfolyamait elemezte ennek a tipikus hegyvidéki áramlási jelenségnek az erőforrásként történő kezelését szorgalmazta. Az orográfianak a csapadékeloszlásra kifejtett hatása két előadásnak is témája volt: *R. Brázdil* (Csehszlovákia) munkatársaival a Nyugat-Kárpátok, *Molnár Katalin* (Földrajztudományi Kutatóintézet) pedig Észak-Magyarország térségére vizsgálta a domborzati tényezők szerepét.

E szekció délutáni két előadása a *sugárzástan* különböző aspektusait érintette. *F. Neuwirth* (Ausztria) arra a kérdésre kereste a választ, hogy a rövidhullámú napsugárzás intenzitása miként becsülhető meg erősen tagolt térségekben más meteorológiai elemek értékeinek felhasználásával. *Farkas Olga* és *R. Paál Anikó* (KLF) hazánk globálsugárzási képének térbeli és időbeli szerkezetét vizsgálta fel, *J. Lukač* (Csehszlovákia) pedig a Kárpátok nyugati vonulatának sugárzási viszonyairól adott számot. A különböző irányítottaságú lejtőkre jutó besugárzás kérdéseivel szintén csehszlovák kutatók, *J. Tomlain* és *J. Hrvol* foglalkoztak, kitérve a direkt napsugárzás mennyiségének napi és éves menetére.

A konferencia tudományos része szeptember 15-én délután *Béll Béla* akadémikus rövid zárásával fejeződött be. A hallgatóság örömmel vette tudomásul a jugoszláv delegáció bejelentését, amely két esztendő múlva Szerbia hegyei közé invitálja a soron következő ülés vendégeit.

A zárónap programjában autóbussz-kirándulás szerepelt; ennek során a résztvevők megismerkedtek Zirc és Veszprém, majd a Csupakon elköltött ebéd után Tihany néhány nevezettségével. Ez a séta, a 14-én esti székesfehérvári városnézés és a Velence szállóban megrendezett közös vacsora, valamint a 15-i este sukorói orgonahangversenyének meghallgatása olyan epizódjai voltak a XI. Nemzetközi Kárpát-meteorológiai Konferenciának, amelyek alkalmat adtak a kötetlenebb kapcsolatok kialakítására.

Götz G.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

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

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

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



832638 Athenaeum Nyomda, Budapest — íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329