

300.004
0
882

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

86. ÉVF. ★ 1. SZÁM ★ 1982. JANUÁR—FEBRUÁR

TARTALOM

<i>Rahn, Kenneth A.</i> : Az aeroszolban levő nyomelemek felhasználása nyomjelzőként az arktikus aeroszol forrásainak kutatásában (angol nyelven)	1
<i>Lukač, J.—Matejka, F.</i> : A légköri homályosság mérése Volz-féle napfotométerrel és a véletlen hiba szerepe (angol nyelven) ...	15
<i>László, I.</i> : Módszer az átsugárzás becslésére (angol nyelven)	21
<i>Hirling György</i> : A Dunán és a Tiszán várható jégjelenségek előrejelzése	29
<i>Béll Béla</i> : Hazánk természeti erőforrásai — Légköri erőforrások	45
Krónika	51

CONTENTS

<i>Rahn, Kenneth A.</i> : Elemental tracers for source regions of Arctic pollution aerosol (in English)	1
<i>Lukač, J.—Matejka, F.</i> : Turbidity measurements by Volz-photometer and the role of random error (in English)	15
<i>László, I.</i> : A method for estimating cross radiance (in English)	21
<i>Hirling, Gy.</i> : The forecasting the ice phenomena on Danube and Tisza	29
<i>Béll, B.</i> : Natural resources for Hungary—Atmospheric resources	45
Chronicle	51

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 86. ★ NO. 1. ★ JAN.—FEB. 1982. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: Budapest, Postafiók 38. 1525

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

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. I. szám. 1982. január—február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan.—Feb. 1982, Budapest

Elemental tracers for source regions of Arctic pollution aerosol

KENNETH A. RAHN, *Center for Atmospheric Chemistry Studies, Graduate School of Oceanography
University of Rhode Island Narragansett, Rhode Island 02882—1197, U.S.A.*

Az aeroszolban levő nyomelemek nyomjelzőként való felhasználása az arktikus aeroszol forrásainak kutatásában. Ma már bizonyított tény, hogy az Arktiszon télen és tavasszal mutatkozó magas aeroszol koncentráció túlnyomórészt antropogén forrásokból származik, s a részecskék a közepes szélességekről kerülnek ide nagy távolságú transzport útján. Annak eldöntése azonban, hogy a közepes szélességeken mely területek a legfontosabb források, nehéz és bonyolult feladat. A két legvalószínűbb lehetőség — Észak-Amerika és Eurázsia — közül számos indirekt meteorológiai és egyéb mérési eredmény Eurázsia elsődleges fontosságára utal. Nyilvánvaló azonban, hogy a szennyező anyag források meghatározására általánosan használt trajektória analízis ebben az esetben az igen nagy távolságok (5000 — 10 000 km) és a ritka állomáshálózat miatt csak fenntartásokkal alkalmazható. Új, közvetlenebb megközelítésre van szükség. Megbízható, direkt nyomjelzőként szolgálhatnak az arktikus aeroszolban kimutatható nyomelemek. Az első ilyen nyomjelző — az Mn/V arány az aeroszolban — azt igazolja, hogy elsősorban két eurázsiai terület jöhet számításba az arktikus aeroszol forrásaként, míg Észak-Amerikából származó aeroszol nem mutatható ki az Arktiszon.

*

Elemental tracers for source regions of Arctic pollution aerosol. It is now known that much of the aerosol responsible for the Arctic haze of winter and spring is pollution-derived and is the product of long-range transport from midlatitudes. The question of which midlatitude region, if any, is the most important source has proven difficult to resolve and has been debated for several years. Of the two prime candidates, eastern North America and Eurasia is supported by a wide variety of indirect meteorological and observational evidence. It now appears, however, that the meteorological technique most often used in the Arctic to determine sources, air-mass trajectory analysis, is severely limited in principle and practice by the extremely long distances involved (5,000 to 10,000 km) and the sparsity of meteorological data over the ice cap. A new, more direct approach is needed. Powerful direct evidence on sources now seems to be available from elemental tracers within the Arctic aerosol itself. The first tracer to be developed, the Mn/V ratio, confirms the earlier circumstantial evidence and indicates that two distinct source regions within Eurasia are responsible for the bulk of the Arctic aerosol, and that aerosol from eastern North America is not detected in the Arctic.

*

Introduction. During much of the year, the Arctic atmosphere is filled with a haze which can be dense enough to affect aircraft operations. This haze, which has no known counterpart in the Antarctic, is caused by unexpectedly high concentrations of aerosol, i. e., solid and/or liquid particles suspended in the atmosphere. Although Arctic haze was known since the "Ptarmigan" weather reconnaissance flights over the Alaska pack ice began in the late 1940s, its study lay dormant for nearly 30 years. A single article on its visual aspects appeared in 1956 (Mitchell, 1956), but it was not investigated further until the early 1970s, when it was encountered by Dr. G. E. Shaw and co-workers of the University of Alaska, who noted high and reproducible atmospheric turbidity.

dities near Barrow, Alaska during various spring studies (Holmgren et al., 1974; Shaw, 1975).

The question of the origin of the haze particles arose early in Shaw's work. Of particular importance was whether they were natural or pollution-derived. Unfortunately, optical properties alone cannot resolve these questions; detailed chemical data are needed. To this end, systematic chemical studies of the Arctic aerosol were begun in 1976 at the University of Rhode Island, in conjunction with the University of Alaska, and have since expanded greatly. At present, scientists in at least six countries are studying the Arctic aerosol. The Arctic Air-Sampling Network, a loosely bound alliance of laboratories in the United States, Canada, Denmark, Norway and Iceland, now samples the atmosphere continuously at 15 sites in the Arctic and environs (Rahn, 1981a). In May, 1980, the three-day Second Symposium on Arctic Air Chemistry was held at the University of Rhode Island. It was attended by 46 people from 6 countries; 26 papers and several shorter communications were presented. The August 1981 issue of *Atmospheric Environment* was devoted to papers from this symposium. This article reviews briefly some of the main findings of research on the Arctic aerosol, with special attention paid to the particularly difficult problem of determining the major source areas of its pollution component.

Some characteristics of the Arctic aerosol

Chemical analysis of the Arctic aerosol shows it to contain elements usually associated with coarse particles ($r > 1 \mu\text{m}$) and with fine particles ($r < 1 \mu\text{m}$). The coarse particles consist mainly of natural materials such as sea salt and soil dust. They tend to be derived locally and have relatively small seasonal variations; hence they are of little interest to us. The fine particles, on the other hand, have a much more complex chemistry, show evidence of a distant anthropogenic origin, and have much larger seasonal variations. In

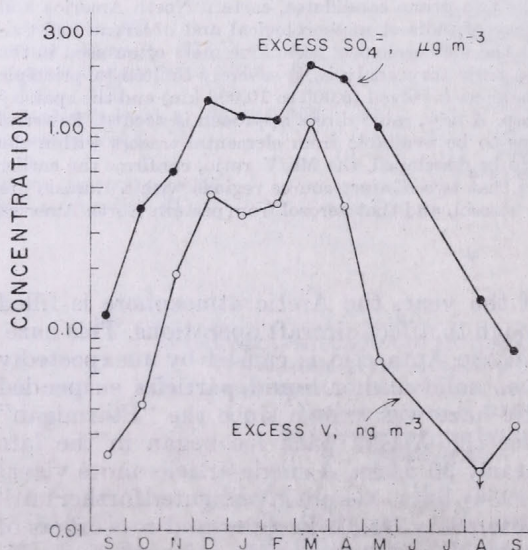


Fig. 1. Monthly mean concentrations of nonmarine sulfate and noncrustal vanadium at Barrow, Alaska, 1976-77 (after Rahn and McCaffrey 1980).

The high concentrations of sulfate in winter are evidence that it too is pollution-derived. Whereas the low concentrations of summer ($0.1 - 0.2 \mu\text{g m}^{-3}$) are similar to those observed at many remote regions of the globe and are probably natural, the high concentrations of winter ($1 - 2 \mu\text{g m}^{-3}$, with excursions to $4 - 5 \mu\text{g m}^{-3}$) are hard to account for by natural sources, especially because they follow the pollution-derived vanadium so closely. Indeed, a first attempt at modelling transport of sulfate and vanadium from polluted areas to the Arctic (*Rahn and McCaffrey, 1980*) has shown that the sulfate concentrations are compatible with distant pollution sources.

Other evidence for pollution in the Arctic aerosol includes the presence of a great variety of minor constituents such as Mn, Pb, Cd, Fe, As, Sb, and Se, in proportions more characteristic of pollution than of natural aerosol; the presence of anthropogenic products such as silicones (*Weschler, 1981*); and the high concentrations of the natural continental radionuclide ^{210}Pb (*Rahn and McCaffrey, 1980*). The Arctic aerosol of winter also contains a great deal of sooty carbon, to the point that all filter samples turn dark gray. (By contrast, summer filters are colorless or slightly brown from local soil dust.) The Barrow aerosol of spring has also been found to contain organic substances which appear to result from combustion of fossil fuel in midlatitudes, as well as fly ash (*Daisey et al., 1981*). In short, the Arctic aerosol of winter shows every evidence of being an aged pollution aerosol from midlatitudes.

Environmental effects of the Arctic aerosol

The most obvious environmental effect of the Arctic aerosol is direct perturbation of the local short-wave radiation balance. Depending on the chemical composition of an aerosol, its elevation, and the albedo of the underlying surface, it can either cool or heat the layer in which it is found. In the case of the Arctic aerosol, all factors work toward heating: the aerosol is highly absorbing (high concentrations of elemental carbon); its elevations are quite low (so that even scattered radiation still has a good chance to be absorbed in the atmosphere above); and the surface albedo is high (so that most of the solar radiation is reflected from the surface and passes through the aerosol a second time). Calculations now indicate that the Arctic aerosol will indeed heat the lower Arctic atmosphere. During spring, when the sun is high and the aerosol is still abundant, heating rates in the lowest 2 km may be as high as 1°C per day (*Shaw and Stamnes, 1980*). While these values are low by midlatitude standards, they are as large as those from all trace gases in the Arctic atmosphere combined (*Eiden, 1979*).

The Arctic aerosol may also exert an indirect radiative effect, by altering the ambient cloud-condensation nuclei (CCN) and/or ice nuclei (IN), which would in turn alter Arctic clouds. Radiative properties of Arctic clouds would be affected by changes in the number or particle-size distributions of their droplets, or by the chemical composition of the nuclei. A Ph. D. thesis currently in progress by R. D. Borys of Colorado State University is investigating the transport of CCN and IN to the Arctic. The first results, for Iceland, have revealed that CCN can be transported there from Europe, and can be identified in large measure with the sulfate fraction of the aerosol (*Borys and Rahn, 1981*). Should this be the case for the high Arctic as well, it may be of significance.

Deposition of Arctic aerosol may also have environmental effects. It has

been recently calculated that the atmosphere should be the major source of at least lead to the Arctic Ocean (*Rahn, 1981d*), and possibly of other elements as well. Theoretical considerations suggest that the winter Arctic aerosol should be very acid; limited observation appears to bear this out (*Bigg, 1980*). Deposition of this acidity, along with other substances such as organic materials and heavy metals, to the tundra may also be of ecological interest. Another depositional effect of great potential significance is that of black carbon in snow (*Wiscombe and Warren, 1980; Warren and Wiscombe, 1980*). Carbon deposited on the pack ice in snow during winter will continue to absorb solar radiation throughout the summer, long after the polluted aerosol has disappeared. Warren and Wiscombe proposed that the snow albedo in the visible may be decreased by several percent by this effect. This would accelerate the melting of pack ice during spring and summer.

Sources and transport of the Arctic aerosol

As noted above, the chemistry of the Arctic aerosol of winter reveals that it has a large, perhaps even a dominant, pollution component. An obvious question, and a fundamental one to Arctic air chemistry, is that of the source area(s) of this pollution. Does one continent or region dominate as a source, or are there several areas involved? There are a number of reasons for pursuing

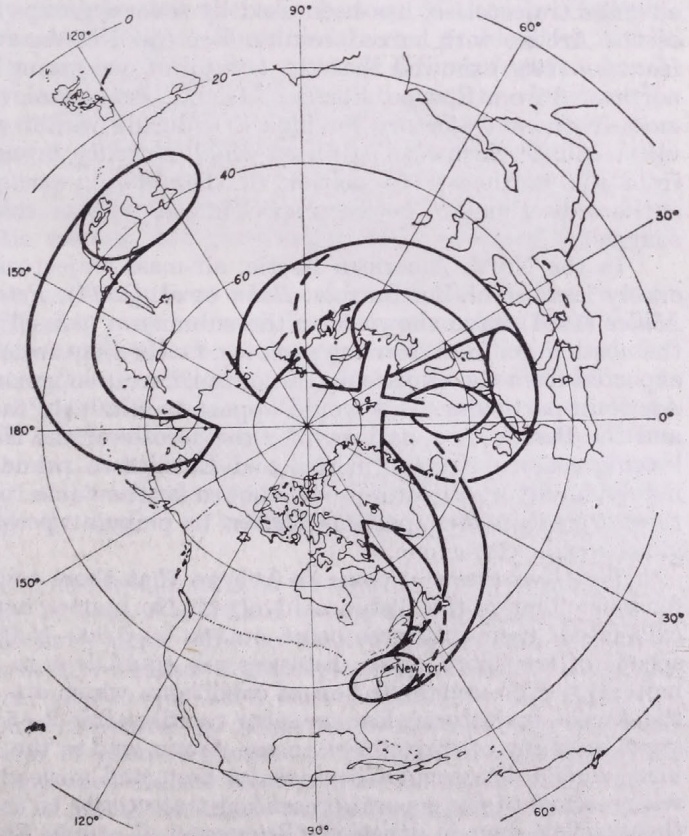


Fig. 3. Possible midlatitude sources and transport pathways to the Arctic for pollution aerosol during winter (after *Rahn, 1981b*).

this topic. From a purely scientific standpoint, the source areas must be determined if it is deemed possible to do so. (In some remote regions, such as the South Pole or equatorial marine regions, it may be much less feasible to determine sources than it seems to be in the Arctic.) Knowing the sources can also help to understand atmospheric circulation and transport in and around the Arctic, and in fact may be one of the most efficient ways to approach these questions in the near future. On the practical side, knowing the sources may become important if environmental effects of Arctic haze should ever increase to the point that they would have to be reduced.

We have traditionally considered three regions as possible sources of Arctic pollution aerosol: eastern North America, Eurasia (the UK, eastern and western Europe, and the western and central USSR), and eastern Asia (Japan, Korea, China etc). Possible transport paths to the Arctic from these regions are shown in *Fig. 3*. During the last 4–5 years, there has been much debate about the relative importances of these sources and pathways, and in particular whether any one strongly dominates the others. The history of this discussion, elements of which are given below, is an enlightening commentary on the unusual problems encountered with atmospheric research in highly remote areas and how traditional techniques may be inadequate to solve them. A variety of meteorological approaches has been applied to the problem of sources and transport of Arctic aerosol. The most obvious one, backwards air-mass trajectories, has been used by several groups for sites on both sides of the Arctic, with mixed results. For the Norwegian Arctic, *Larssen and Hanssen* (1980) showed that the aerosol of one spring episode came directly northward from Europe. For Bear Island, *Rahn et al.* (1980) showed that the most frequent trajectory for high SO_2 during winter was from Eurasia, but via a counterclockwise pathway which actually brought it to Bear Island from the northeast. In neither of these two reports, however, could the authors discriminate between specific countries or subregions of Eurasia as sources.

In the North American Arctic, air-mass trajectories have been considerably less useful. For Barrow, *Rahn et al.* (1977), *Peterson et al.* (1980) and *Miller* (1981) have shown that the submicron aerosol of winter comes from the north, i. e., from over the pack ice, rather than from the south as might be expected from the experience of northern areas in general and the Norwegian Arctic in particular. This would appear to eliminate eastern Asia as a source and the Pacific as a pathway for the aerosol of the North American Arctic, leaving eastern North America and Eurasia as prime candidates. Unfortunately, however, trajectories have not so far been able to differentiate between these two remaining possibilities, or to pinpoint possible important subregions within either one.

We have recently come to believe that there are fundamental reasons for this. First is the distance involved. No matter how the trajectories are calculated, their distances come out to be 5,000–15,000 km. At reasonable speeds of transport, these distances are equivalent to 5–20 days' travel or more. But even under the best of conditions, which are certainly not found in the Arctic, trajectories lose meaning rapidly after 2–5 days or so. Thus, the great majority of trajectories to the Arctic, and to the Alaskan side in particular, should be considered guides at best, and misleading at worst. For this reason, most of the reports presenting trajectories to the Arctic have limited them to five days in duration (*Peterson et al.*, 1980; *Rahn et al.*, 1980; *Miller*

1981). In all these cases, most of the trajectories ended somewhere over the pack ice; their curvatures were usually such that it was impossible to say whether they had come from Eurasia or North America. *Rahn et al.* (1977) calculated backwards trajectories of 10 days' duration, but with essentially the same disappointing result. *Barrie et al.* (1981) also calculated 10-day backwards trajectories, for Mould Bay, NWT. A few of these seemed to be traceable to Eurasian sources, but the majority had large ambiguities after a few days.

Another problem with Arctic trajectories is the almost total lack of wind data from over the pack ice. Other than data from an occasional ice station, wind and pressure data are extrapolated by computer from measurements ringing the Arctic at roughly 70°N. Thus, the last 4–5 days of trajectories to the North American Arctic, normally spent entirely over the ice, are very uncertain. This situation is not likely to change in the near future.

A third problem with Arctic trajectories also stems from their lengths. During such long transport times, lateral eddy diffusion, which mixes aerosols from different sources, may become quite extensive. In these circumstances, backwards trajectories should be visualized as the midpoints of envelopes which grow wider with distance from the endpoint. The wider this envelope, the more misleading is the trajectory alone. Should this envelope encompass aerosol from two or more geographically distinct source regions, the trajectories involved could seriously misrepresent the true history of the air. Unfortunately, it is still difficult to determine whether this is a real problem for Arctic aerosol, because actual transport times and rates of diffusion under Arctic conditions are not known accurately. By taking a high estimate of the coefficient of horizontal eddy diffusion ($3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$), Shaw calculated that after 20 days of travel, aerosol from sources thousands of km apart (Europe and North America was his example) should be mixed completely. From this, he concluded that trajectory analysis was not the appropriate way to deal with the history of the Arctic aerosol, and proposed a diffusion-based transport model as an alternative.

There is room for counterargument concerning diffusion in the Arctic, however. In practice, diffusion may be much less extensive than Shaw's calculations indicated, and transport may be more organized than he implied, for transport times may be well under 20 days and the coefficients of diffusion may be much less than $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. In addition, the existence of unrecognized fronts in the Arctic could severely limit diffusion in certain cases. There is also considerable doubt as to whether, as a matter of principle, a generalized coefficient of diffusion, which represents an integration over all scales of motion, can be meaningfully applied to a single trajectory of a single parcel of air.

All in all, then, the Arctic would seem to be an area where the utility of trajectory analysis would be limited and hard to evaluate. It is thus not surprising that trajectories have done little to resolve the sources of Arctic aerosol. The question is, rather, whether in principle or practice they ever can.

Other meteorological approaches have been informative but similarly inconclusive. *Reiter* (1981) attempted to relate concentrations of vanadium at Barrow to the behavior of planetary waves in middle and high latitudes. He concluded that this approach did not allow a clear distinction to be made between the importances of North American and European sources. He felt, however, that both source regions may have contributed to the vanadium mea-

measured at Barrow at a given time, because they lay within the same general spiraling transport pathway from North America northeastwards. *Patterson* and *Husar* (1981), on the basis of multiple 20-day, 850-mb forward trajectories from North America, Europe and eastern Asia, concluded that both North America and Europe should contribute strongly to the Arctic aerosol of winter. Their model did not take into account the different effects of precipitation for different pathways, however. *Carlson* (1981), using arguments based on adiabatic motion of air parcels, was led to hypothesize that the Arctic aerosol came from regions north of the polar front, primarily from over Eurasia, during winter. *Bigg* (1980), starting from a general picture of cellular circulation in the Northern Hemisphere, suggested that the Arctic aerosol of winter should be derived from mixed midlatitude sources via uplift near the polar front, transport northward in the upper troposphere or lower stratosphere

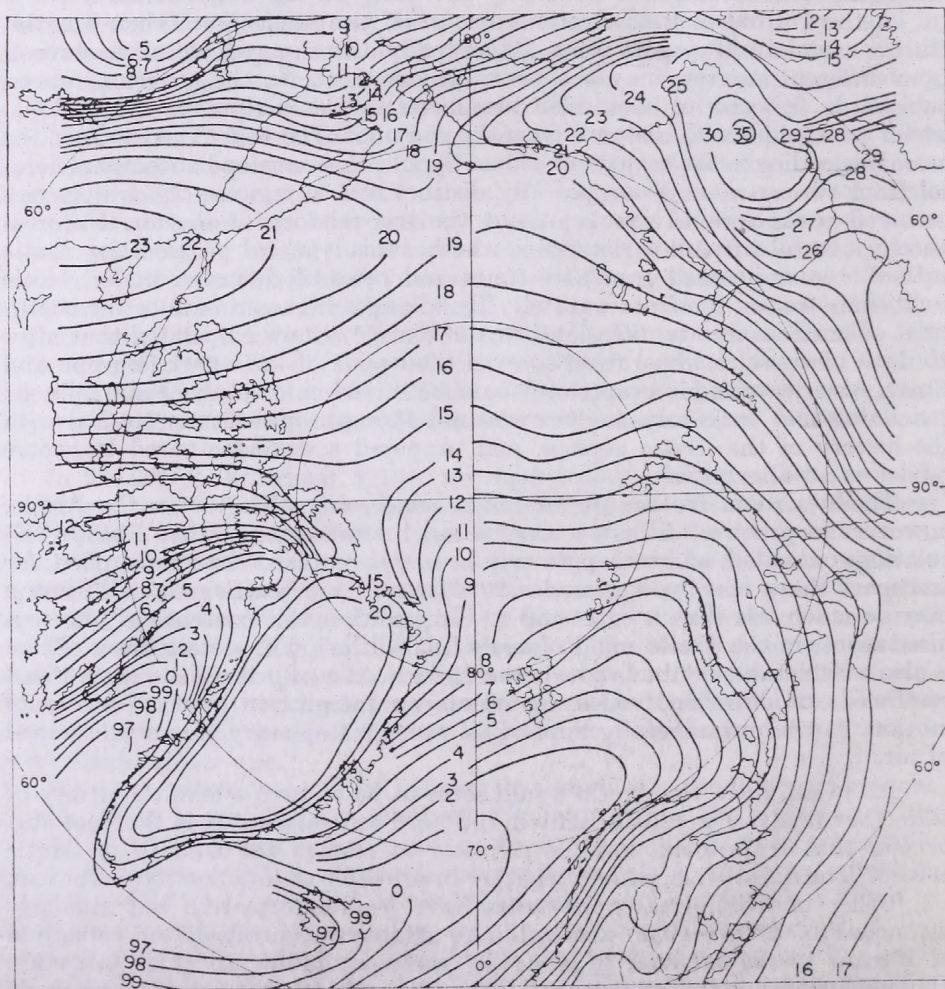


Fig. 4. Mean surface air pressure (mb) in January (after *Vowinckel* and *Orvig*, 1970 and *Prik*, 1959).

then general subsidence over the Arctic. As support for this picture, he offered the consistency of sulfate concentrations at Barrow from December 1976 to March 1977 and the doubling of aerosol number between 300 and 1500 m above Barrow measured during a single flight in June 1978. *Rahn* (1981a) proposed perhaps the most basic argument of all, a strong tendency for the near-surface air of winter to enter the Arctic from the Eurasian side and exit via the Canadian side. The justification for this is given by the map of mean surface air pressure for January shown in *Fig. 4*. For the Arctic, air flow near the surface is controlled largely by the Icelandic low, which extends to nearly Novaya Zemlya, and the Asiatic high, which is centered in Mongolia. The North American/Pacific counterparts to these systems, the North American high and the Aleutian low, are smaller and weaker, and hence have much less influence.

These and other arguments, both meteorological, meteorological-chemical, and observational, were reviewed by *Rahn* (1981b). Also included were winter distributions of sulfate and vanadium along the various potential pathways (which showed minima over Atlantic and Pacific Oceans, and suggested that the dominant pathway was continental), seasonal variations on opposite sides of the Arctic (which suggested that the Eurasian side was closer to the sources), calculations of relative transport efficiencies over oceans and continents (which again suggested that marine pathways were not efficient), and others. The weight of all this evidence suggested that Eurasia is the dominant source of Arctic pollution aerosol. *Rahn* stressed, however, that each piece of evidence was circumstantial, and hence that the conclusion was theory rather than proof.

Much less attention has been paid to the principal pathway(s) to the Arctic. Assuming Eurasia to be the main source region, the pressure map in *Fig. 4* would suggest that the main pathway would be cyclonic from Europe and the western USSR, first eastward, then curving northward and later westward, at least in the mean, terminating in the Bear Island-Spitsbergen region. Because of its 180° curvature, this pathway has been called the "return-flow" pathway. Its importance for transport of SO₂ to Bear Island has been verified by *Rahn et al.* (1980), as mentioned above. Aerosol from sources farther to the east would curve northward, but would not recurve after entering the Arctic, and would hence flow directly across the pole toward the North American side. There appear to be at least two other pathways from Europe to the Norwegian Arctic, one directly northward in the strong pressure gradient between an Asiatic high extended westward over Europe and an advancing Atlantic low (trajectories of this type are reported by *Larssen and Hanssen*, 1980), and an anticyclonic pathway over Iceland, which we have observed occasionally but which is not yet documented in the literature. These four pathways from Eurasia are shown in *Fig. 3*.

Elemental tracers of source areas for Arctic aerosol

All the above evidence, even though it is abundant and varied, is still too indirect to resolve the question of source areas of the Arctic aerosol with certainty, especially for the North American side where distances are longer, the meteorological and chemical observations are sparser, and the knowledge of potential pollution sources is poorer. An alternative approach is needed.

Elemental ratios within the pollution component of the Arctic aerosol

now seem to provide this alternative. Pollution aerosol is an extremely rich matrix of information, containing every element in the periodic table. Even after a plume of pollution aerosol has travelled long distances, and has been mixed with the surrounding air, up to half of its elements may still be pollution-derived, and will retain the signature of its sources, although perhaps in modified form. The possibility of using the elemental composition of an aerosol as its own tracer has been recognized for years. In urban areas, the composition has been used to distinguish between different types of sources within that area (the chemical element balance method—see *Gordon*, 1980a, b, for example), and occasionally to trace single strong sources over limited distances. In remote areas, the composition has been used in a general sense to distinguish between pollution and natural sources, similar to what was reviewed for the Arctic earlier in this article. But until very recently, the composition of a remote-area aerosol had never been used to distinguish between distant source regions.

The reason for this seems to have been that a strong enough need never coincided with available means. The Arctic seems to be the first remote area having both the need and the means. The need has been discussed above. The means are a fortunate combination of the following circumstances: (1) The Arctic is ringed by strong source areas with different aerosols. (2) A good fraction of these sources can potentially affect the Arctic. (3) Even though these sources are far from the Arctic (5,000–10,000 km), transport to the Arctic during winter can be rapid and direct enough so that regional plumes have a good chance of remaining intact. (4) The Arctic is essentially free of pollution sources, so that, at least in winter, its pollution aerosol is traceable back to these distant sources. (5) During winter, the Arctic atmosphere is nearly inert because of its darkness, dryness, and low temperature. This minimizes chemical reactions and removal during transport, which simplifies interpreting the final aerosol data. (6) Elemental concentrations in the Arctic aerosol are high enough to be easily analyzable. Some 30–40 elements are now routinely detectable. (7) The Arctic Air-Sampling Network, with its 15 stations in and around the Arctic, allows the aerosol to be studied with a degree of spatial and temporal resolution that is unusual for such remote regions. For all these reasons, we believe that the most promising evidence on source areas of the Arctic aerosol may lie in its chemical composition.

The first elemental tracer to be developed to the Arctic aerosol was the Mn/V ratio (*Rahn*, 1981c). The ratio of noncrustal Mn to noncrustal V, or the Mn/V ratio for short, is 5 ± 1 times greater in European aerosol than in aerosol of eastern North America, according to a compilation of measurements reproduced here in *Fig. 5*. Interestingly, the use of this ratio is semi-empirical—the exact reasons why it works so well are still not clear. The major documented source of pollution vanadium (here approximated by its excess or noncrustal component) to the atmosphere is combustion of residual oil (*Zoller et al.*, 1973). On the basis of Belgian measurements of the behavior of trace elements during coal combustion (*Hoste et al.*, 1974), we have recently come to believe that combustion of coal, accompanied by enrichment of vanadium relative to the crustal or ash component of the coal, is also a major source of vanadium, and may even be the dominant one in coal-burning areas. Although this conclusion is not yet completely documented, it seems to explain many of the moderate enrichments of vanadium found in much of Europe and the Arctic. The most obvious difference between Europe and eastern North America

is that the latter burns relatively more oil than does the former, in particular Venezuelan oils which are abnormally enriched in vanadium.

The sources of noncrustal manganese to the atmosphere are less easy to evaluate. According to one source inventory (Davis et al., 1971), processing of manganese alloys and reprocessing of carbon steel and cast iron account for nearly 90% of manganese emissions in the United States, as of 1968. But this figure may not hold for typical urban areas, for the above industrial processes are often concentrated geographically, and in particular are seldom found in the high-vanadium regions of the eastern United States. By contrast, such industrial processes are well-represented throughout western Europe. Thus, the difference in Mn/V ratios between eastern North America and Europe may stem from differences in both elements, rather than anomalies in either one. But the important fact is that, for whatever reason, the Mn/V ratio can differentiate between aerosols coming from at least two polluted regions, and as such is the first elemental tracer of large source areas to be developed.

Actually using an elemental tracer in connection with long-range transport requires more than just observing differences between suspected source regions, however. Potential masking of the original aerosol by additional sources along the transport path must be considered. Where the tracer is a combination of elements, systematic changes in the proportions of the elements during transport, from selective addition (gastro-particle conversion, for example) or selective removal (by dry or wet processes) must also be allowed for. From this standpoint, the optimum tracer would be composed of elements which behave identically during transport. The proportions of these elements would therefore remain unchanged, i. e., would be a conservative property. If elemental tracers can be found which are nearly conservative even after long-range transport, their value will approach that of other conservative chemical tracers such as ozone and the Freons.

The Mn-V system is not yet completely understood, but what has been

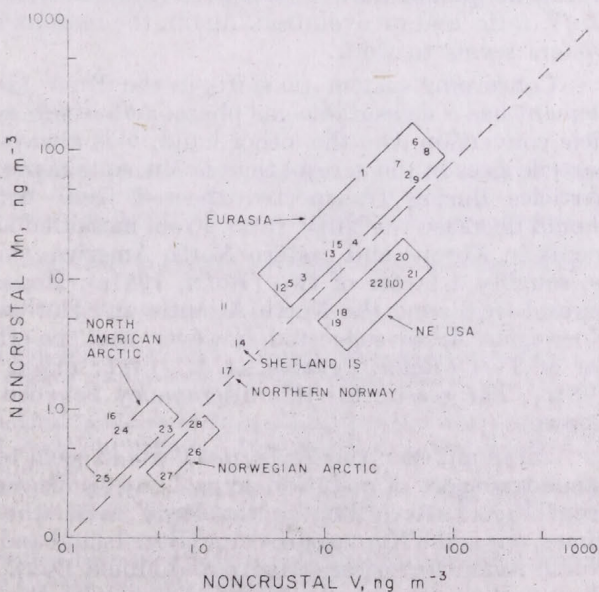


Fig. 5. Scatter diagram of atmospheric concentrations of noncrustal Mn and V in aerosol of Eurasia, eastern North America, and the Arctic. The numbers denote the sampling stations (see Rahn, 1981c)

learned about it so far relative to the caveats mentioned above has been generally encouraging. The Mn/V ratio of eastern North American air travelling across the North Atlantic cannot be masked by marine emissions of either element, for each is negligible compared to what the air mass already contains (*Rahn*, 1976). A potential problem, though, is masking by midwestern United States aerosol, for the Midwest is much larger than the East Coast region where the large amounts of vanadium are emitted. Furthermore, the Mn/V ratios of midwestern aerosol, where coal dominates rather than oil, generally resemble those of Europe. If, for example, East Coast, high-vanadium aerosol were to be restricted to a relatively shallow strip of coastal air overlain by a much larger reservoir of midwestern, high-manganese air, vertical mixing during transport over the North Atlantic might produce an aerosol whose characteristics were more nearly midwestern, i. e., quasi-European, than eastern. Were this to happen, transported North American aerosol would be some uncertain, and probably variable, combination of eastern and midwestern aerosol. The utility of *Fig. 5* would be severely diminished.

From the small amount of evidence available, however, East Coast aerosol does not appear to be masked by midwestern aerosol. One set of data on Mn and V, from a cruise between Halifax, Nova Scotia and Reykjavik, Iceland, indicates that midwestern aerosol did not appear over the track of more than 2000 km during which North American aerosol could be followed (*Rahn*, *Conway*, et al., 1981). Unfortunately, however, the masking of European aerosol moving toward the Arctic is not so easily evaluated. As noted above, the most common track path of European aerosol toward the Arctic is cyclonically curved over eastern Europe and the western USSR, neither of whose aerosols has been studied with respect to trace elements in any detail. For the moment, one has to rely on the general degree of internal consistency between the various data sets available along the path to shed light on this point. As discussed below, these data seem to indicate that, whatever the additions of Mn and V to the European plume during transport, they do not seriously alter the original Mn/V ratio and its evolution. Again, the reasons for this are not clear, but the system seems to work.

Concerning systematic shifts in the Mn/V ratio during transport, neither element has a measurable gas phase, and so will not be affected by gas-to-particle conversion. On the other hand, V is always found at somewhat smaller particle sizes in the aerosol than is Mn, so that preferential removal of the large particles during transport (expected from both wet and dry processes) should decrease the Mn/V ratio. From measured size distributions of both elements in Europe and eastern North America, this decrease was predicted to be roughly a factor of two (*Rahn*, 1981c). Measurement of North American aerosol traversing the North Atlantic and European aerosol travelling to the Norwegian Arctic suggested, however, that the effect is larger, more like a factor of 3-4 (*Rahn*, *Conway*, et al., 1981; *Rahn*, *Brosset*, et al., 1981; *Rahn*, 1981c). The reason for this discrepancy between theory and practice is not known.

All in all, then the Mn/V ratio would seem to be a useable tracer of long-range transport of pollution aerosol. Its application to the Arctic can be seen from *Fig. 5*. According to the Mn/V ratio, the Arctic aerosol has two regimes, one is the Norwegian sector (Bear Island and Spitsbergen) and one in the North American sector (Barrow and Mould Bay). Differences in ratio between these sectors are about a factor of two, with the North American sector hav-

ing a value somewhat greater than unity, and the Norwegian sector having a value somewhat less than unity. Values in the North American sector thus resemble those of Europe, and values in the Norwegian sector resemble those of eastern North America. Taking into account the decrease in Mn/V ratio during transport, three conclusions can be derived from Fig 5: (1) aerosol from eastern North America is not seen in the Arctic, at least in the mean; (2) aerosol of the Norwegian Arctic comes from Europe; (3) aerosol of the North American Arctic comes from some third source with a higher Mn/V ratio than either Europe or eastern North America has. A variety of chemical and meteorological evidence points to the central USSR as this source.

In the long run, perhaps the greatest significance of the Mn/V ratio will have been that it demonstrated the feasibility of elemental tracers to illuminate long-range transport of pollution aerosol in circumstances where meteorological analysis is inadequate. In other words, the Mn/V ratio has established the principle that even regional sources of pollution aerosol can be resolved by information carried by the aerosol—it is merely a question of finding the appropriate indicator elements. The Mn/V ratio is certain to be succeeded by a long series of elemental tracers, which may be ratios of two elements or groups of three or more elements. The next tracer to be used will be the C/V ratio, which we are developing in conjunction with Dr. E. Patterson of the Georgia Institute of Technology. This tracer shows promise of being more powerful than the Mn/V ratio, because it has a greater spread of values between source regions. As research on elemental tracers proceeds, a set of fundamental principles governing elemental tracers should emerge as well, which in turn will allow subsequent tracers to be chosen with greater efficiency and reliability. Once this more general footing has been established, elemental tracers will be applied to a wide variety of other atmospheric problems in other areas.

Acknowledgements. This work was supported by Office of Naval Research Contract N00014-76-C-0435 and by NSF Grant DPP79-19816. The treatment of air-mass trajectories and their validity stems in part from discussions with many meteorologists.

REFERENCES

- Barrie, L. A., Hoff, R. M. and Daggupaty, S. M., 1981: The influence of midlatitudinal pollution sources on haze in the Canadian Arctic. *Atmos. Environ.* 15, 1407-1419.
- Bigg, E. K., 1980: Comparison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations. *J. Appl. Meteor.* 19, 521-533.
- Borys, R. D. and Rahn, K. A. 1981: Long-range atmospheric transport of cloud-active aerosol to Iceland. *Atmos. Environ.* 15, 1491-1501.
- Carlson, T. N., 1981: Speculations on the movement of polluted air to the Arctic. *Atmos. Environ.* 15, 1473-1477.
- Daisey, J. M., McCaffrey, R. J. and Gallagher, R. A., 1981: Polycyclic aromatic hydrocarbons and total extractable particulate organic matter in the Arctic aerosol. *Atmos. Environ.* 15, 1353-1369.
- Davis, W. E. & Associates, 1971: National Inventory of Sources and Emissions: Manganese. 1968. Report APTD-1509, United States Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, NC 27711, August 1971, 61 pp.
- Eiden, R., 1979: The influence of trace substances on the atmospheric energy budget. In: *Man's Impact on Climate*, eds. W. Bach, J. Pankrath, W. Kellog, 115-127, Elsevier, Amsterdam.
- Gordon, G. E., 1980a: Techniques for treating multielement particulate data to obtain information on sources: Overview. *Ann. NY Acad. Sci.* 338, 93-102.
- Gordon, G. E., 1980b: Receptor models, *Environ. Sci. Technol.* 14, 792-800.

- Holmgren, B., Shaw, G. and Weller, G., 1974: Turbidity in the arctic atmosphere. *AIDJEX Bull.* 27, 135-148.
- Hoste, J., Dams, R., Block, C. Demuyne, M. and Heindryckx, R., 1974: Study of National Air Pollution by Combustion, Final Report 1974, Part I: Inorganic composition of airborne particulate matter. Instituut voor Nucleaire Wetenschappen, Rijksuniversiteit Gent, Belgium, 348 pp.
- Larssen, S. and Hanssen, J. E., 1980: Annual variation and origin of aerosol components in the Norwegian Arctic-Subarctic region. In: *Proceedings of the WMO Technical Conference on Regional and Global Observations of Atmospheric Pollution Relative to Climate*, Boulder, CO, 20-24 August 1979. WMO No. 549, Geneva.
- Miller, J. M., 1981: A five-year climatology of five-day back trajectories from Barrow, Alaska. *Atmos. Environ.* 15, 1401-1405.
- Mitchell, M., 1956: Visual range in the polar regions with particular reference to the Alaskan Arctic. *J. Atmos. Terr. Phys.*, Special Supplement, 195-211.
- Patterson, D. E. and Husar, R. B., 1981: A direct simulation of hemispheric transport of pollutants. *Atmos. Environ.* 15, 1479-1482.
- Peterson, J. T., Hanson, K. J., Bodhaine, B. A. and Oltmans, S. J., 1980: Dependence of CO₂, aerosol, and ozone concentrations on wind direction at Barrow, Alaska during winter. *Geophys. Res. Lett.* 7, 349-352.
- Prik, Z. M., 1959: Mean position of surface pressure and temperature distribution in the Arctic. *Tr. Arkticheskogo nausch.-Issled. Inst.* 217, 5-34.
- Rahn, K. A., 1976: The chemical composition of the atmospheric aerosol. University of Rhode Island Technical Report, 276 pp.
- Rahn, K. A., 1981a: The Arctic Air-Sampling Network in 1980. *Atmos. Environ.* 15, 1349-1352.
- Rahn, K. A., 1981b: Relative importances of North America and Eurasia as sources of Arctic aerosol. *Atmos. Environ.* 15, 1447-1455.
- Rahn, K. A., 1981c: The Mn/V ratio as a tracer of large-scale sources of pollution aerosol for the Arctic. *Atmos. Environ.* 15, 1457-1464.
- Rahn, K. A., 1981d: Atmospheric, riverine and oceanic sources of seven trace constituents to the Arctic Ocean. *Atmos. Environ.* 15, 1507-1516.
- Rahn, K. A., Borys, R. D. and Shaw, G. E., 1977: The Asian source of Arctic haze bands. *Nature* 268, 713-715.
- Rahn, K. A., Brosset, C., Ottar, B., and Patterson, E. M., 1981: Black and white episodes, chemical evolution of Eurasian air masses, and long-range transport of carbon to the Arctic. *Proceedings of the General Motors Research Symposium Particulate Carbon: Atmospheric Life Cycle*, 12-14 October 1980, Warren, Michigan (in press).
- Rahn, K. A., Conway, T. J. and Ray, B. J., 1981: North American and Eurasian aerosol between Halifax and Reykjavik during August 1971 (in preparation).
- Rahn, K. A., Joranger, E., Semb, A. and Conway, T. J., 1980: High winter concentrations of SO₂ in the Norwegian Arctic and transport from Eurasia. *Nature* 287, 824-826.
- Rahn, K. A. and McCaffrey, R. J., 1979: Long-range transport of pollution aerosol to the Arctic: A problem without borders. *Papers Presented at the WMO Symposium on the Long-Range Transport of Pollutants and its Relation to General Circulation including Stratospheric/Tropospheric Exchange Processes*, Sofia, 1-5 October 1979. WMO-No. 538, Geneva, pp. 25-35.
- Rahn, K. A. and McCaffrey, R. J., 1980: On the origin and transport of the winter Arctic aerosol. *Ann. NY Acad. Sci.* 338, 486-503.
- Reiter, E. R., 1981: Planetary-wave behavior and Arctic air pollution. *Atmos. Environ.* 15, 1465-1471.
- Shaw, G. E., 1975: The vertical distribution of tropospheric aerosols at Barrow, Alaska. *Tellus* 27, 39-49.
- Shaw, G. E. and Stammes, K., 1980: Arctic haze: Perturbation of the polar radiation budget. *Ann. NY Acad. Sci.* 338, 533-539.
- Vowinkel, E. and Orvig, S., 1970: The climate of the North Polar Basin. In: *Climates of the Polar Regions* (Edited by S. Orvig) Vol. 14 *World Survey of Climatology*, pp. 129-252, Elsevier, Amsterdam.
- Warren, S. G. and Wiscombe, W. J., 1980: A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.* 37, 2734-2745.
- Weschler, C. J., 1981: Identification of selected organics in the Arctic aerosol. *Atmos. Environ.* 15, 1365-1369.
- Wiscombe, W. J. and Warren, S. G., 1980: A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. *J. Atmos. Sci.* 37, 2712-2733.
- Zoller, W. H., Gordon, G. E., Gladney, E. S. and Jones, A. G., 1973: The sources and distribution of vanadium in the atmosphere. In: *Trace Elements in the Environment*, Advances in Chemistry Series, No. 123, American Chemical Society, Washington, D. C., pp. 31-47.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan. – Feb. 1982, Budapest

Turbidity measurements by Volz-photometer and the role of random error

J. LUKÁČ—F. MATEJKA, Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta
ČS—899 30 Bratislava, Czechoslovakia.

A légköri homályosság mérése Volz-féle napfotométerrel és a véletlen hiba szerepe. A tanulmány tárgya a napfotométerek mérési eredményeinek felhasználási lehetősége a légköri homályosság meghatározására. A tanulmány alapját a Volz-féle napfotométerek mérési eredményei képezik. A Volz-féle napfotométer mérési eredményeiből kapott adatok időbeli szerkezetének elemzése alapján meghatároztuk a véletlen hibákat mind a négy azonos típusú műszerre. Ezen információkat felhasználtuk annak megítélésére, hogy milyen pontos a B koeficiens meghatározása. A véletlen hibák hatásának mérséklésére javasoljuk, több ismételt mérés végzését és a további számításokhoz ezek számtani átlagának felhasználását.

*

Turbidity measurements by Volz-photometer and the role of random error. In the paper the feasibility of utilizing photometric data to determine the turbidity characteristics of the atmosphere is discussed. Measurement results gained by Volz sunphotometers underlie the considerations. The random errors dispersion for 4 instruments of the same type was determined on the basis of the inner structure analysis of time series which consists of the results of the measurements taken by the Volz photometers. Acquired knowledge came to use when judging the accuracy of the determination of the B coefficient. In order to decrease the influence of the random errors it is advisable to perform several repeated measurements, if possible, and to use their arithmetical average for further calculations.

*

Introduction. Direct solar radiation measurements are an appropriate tool to follow up the states and composition of the atmosphere. With their help it is possible to determine turbidity characteristics which reflect changes e.g. in the albedo of the Earth-atmosphere system or in solar radiation absorption by the atmosphere. The basic characteristics of atmospheric turbidity, in agreement with WMO requirements, are Schüepp's decadic turbidity coefficient denoted by B , Angström's turbidity coefficient β and the parameter α for which Bouguer's relation (VMO, 1978) holds:

$$I_{\lambda} = I_{i\lambda} e^{-m \beta (\lambda/\lambda_1)^{-\alpha}} = I_{i\lambda} \cdot 10^{-m \beta (\lambda/\lambda_2)^{-\alpha}} \quad (1)$$

where I_{λ} is direct solar radiation of wavelength λ in the real atmosphere measured on the earth surface, $I_{i\lambda}$ is the analogous characteristic in the ideal atmosphere, m is the optic substance of the atmosphere, while $\lambda_1 = 1000$ nm, $\lambda_2 = 500$ nm.

It can be seen from relation (1) that the Angström turbidity coefficient β characterizes the extinction by the aerosol at a wavelength of 1000 nm, the Schüepp decadic turbidity coefficient (B) is the same parameter at a wavelength of 500 nm, while the parameter α gives the selectivity degree of extinction by the aerosol (Foitzik and Hinzpeter, 1958).

The determination of the characteristics referred to is possible by measuring direct solar radiation with photometers or actinometers, using suitable filters. Such spectral measurements require simple but reliable and accurate measuring devices. One of these devices is the Volz-type sunphotometer.

1. The Volz sunphotometer

The Volz-photometer allows to gain data of the direct solar radiation rate in three narrow spectral domains for effective wavelengths $\lambda = 500, 880, 940$ nm (Volz, 1959).

The measurements allow to define the Schüepf's decadic turbidity coefficient (B), the parameter α , as well as other characteristics.

For these purposes in Slovakia four Volz sunphotometers are used: – No. 320, 343, 334 and 336. The first two are used for measurements in Bratislava (polluted area), the third at the Meteorological Observatory at Mlynany (lowland area) and the fourth at the Meteorological Observatory at Skalnaté Pleso Lake (high-mountain area).

The general properties of the Volz sunphotometers are sufficiently described in the literature. In practice, however, the accuracy of the obtained results is essentially biased by the fact: how far the observer succeeds in pointing the device to the sun correctly. Such irregular influences make themselves manifest by the emergence of random errors by which the measured data are loaded. In the following we shall subsequently deal with estimating their significance.

2. The analysis of random error

For an arbitrary measurement we can put down:

$$x_i = y_i + e_i + f_i \quad (2)$$

where x_i is the result of the i^{th} measurement of quantity y_i . The symbols e_i and f_i denote the random and systematic error of the i^{th} measurement by the Volz sunphotometer.

The systematic error loads all measurements on an equal scale, whereas the random error may alter from measurement to measurement. In determining it, we use the idea of a normally distributed random quantity with the mean value equal to zero, which is as follows (Kubacek and Pázman, 1979; Kozakevich, 1977):

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i = 0 \quad (3)$$

$$\text{cov}(e_i, y_j) = 0 \quad (4)$$

$$\text{cov}(e_i, e_j) = 0 \text{ for } i \neq j \quad (5)$$

Relation (3) expresses the requirement of a zero mean value of random errors. Relation (4) and (5) give expression for the non-correlation of random errors with the measured quantity and also to their mutual non-correlation.

The relations referred to are used in determining the random error dispersion. By chronologically arranging the set of measurements a sequence is produced that is considered a discrete implementation of the random ergodic

process $[x_i]$. The estimation of its autocorrelation function may be determined from the relation (Votruba and Nacházel, 1971):

$$r_{xx} = \frac{1}{(n-\tau)D_x} \sum_{i=1}^{n-\tau} (x_i - \bar{x}) \cdot (x_{i+\tau} - \bar{x}) \quad (6)$$

where \bar{x} is the arithmetic mean of the original set of measurements, D_x the measurements dispersion. Relation (6) may be written in case $\tau \ll n$:

$$r_{xx} = \frac{1}{(n-\tau)D_x} \left\{ \sum_{i=1}^{n-\tau} x_i x_{i+\tau} - (n-\tau)\bar{x}^2 \right\} \quad (7)$$

By substituting relations (2) and (4) in (7) we get:

$$r_{xx} = \frac{1}{(n-\tau)D_x} \left\{ \sum_{i=1}^{n-\tau} y_i y_{i+\tau} - (n-\tau)\bar{y} \sum_{i=1}^{n-\tau} e_i e_{i+\tau} \right\} \quad (8)$$

Considering that D_x may be expressed as the sum of D_y and D_e , it subsequently holds:

$$r_{xx} = r_{yy} \frac{1}{1 + \frac{1D_e}{D_y}} \quad (9)$$

In terms of the definition of the autocorrelation process y_i it holds:

$$\lim_{\tau \rightarrow 0} r_{yy}(\tau) = 1 \quad (10)$$

and hence

$$\lim_{\tau \rightarrow 0} r_{xx}(\tau) = \frac{1}{1 + \frac{D_e}{D_y}} \quad (11)$$

Relation (11) may be directly used to establish random errors of measurement.

In Fig. 1. the standardized autocorrelation function r_{xx} is plotted for the Volz sunphotometer No. 343. The analytical expression of this function would

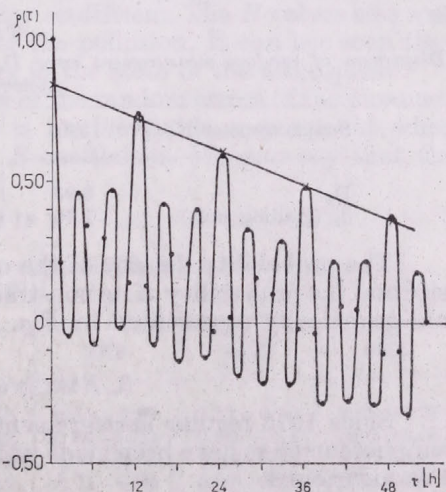


Fig. 1. Standardized auto-correlation function of data measured by the Volz-photometer No. 343

be complicated, the value $r_{xx}(0)$ is therefore defined from the decline of the maximal values of the function referred to. It is assumed that the value of the mean maximum of the function $r_{xx}(\tau)$ in the point $\tau = 0$ can be determined as the point of intersection of both the vertical axis and the regressive line which approximates the decrease of the secondary maximal values with the increase of the argument τ . The determined value of the mean maximum of the function $r_{xx}(\tau)$ is substituted into the term $\lim_{\tau \rightarrow 0} r_{xx}(\tau)$ of the relation

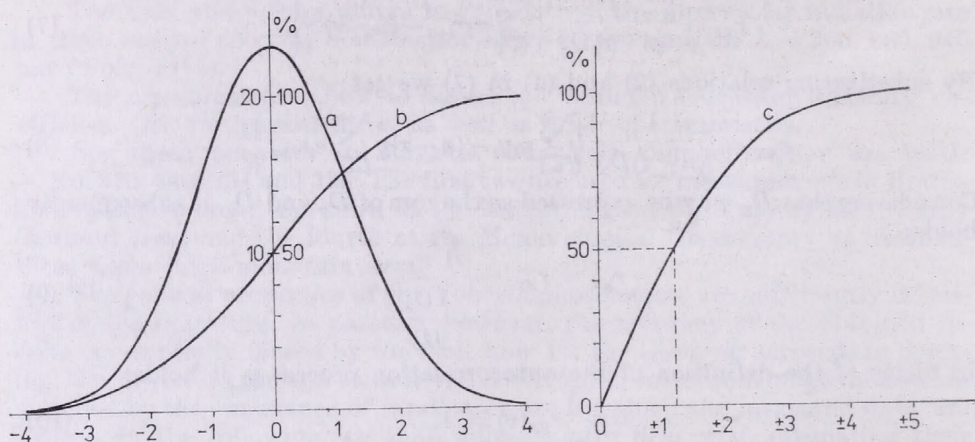


Fig. 2. Probability density (a), distribution function (b) and probability of not transgressing the error of a given size (c) in measurements with the Volz-photometer No. 343

(11) and with the known dispersion of the analyzed series of the measured values D_y can determine the random error dispersion D_e . The corresponding probable error δ_e is given by

$$\delta_e = \frac{2}{3} \sqrt{D_e} \quad (12)$$

The ascertained values for the photometers applied are shown in Table I.

TABLE I

Dispersion of random measurement error D_e and probable measurement error δ_e for the Volz photometers used

Sunphotometer No.	320	343	334	336
D_e	6.93	2.95	3.15	1.25
δ_e (grading unit)	1.76	1.14	1.27	0.75

The probability density of the occurrence of a random error of the given size and the probability of its non-transgression in the individual measurements are graphically represented in Fig. 2.

3. Results of measurements

Since 1976 regular measurements of direct solar radiation with the Volz sunphotometers have been made under suitable conditions at the three localities mentioned

In *Table II* maximal and minimal values of Schüepp's decadic turbidity coefficient are presented as measured at the individual localities for the period 1976–1980.

This Table clearly shows the influence of the altitude on the Schüepp decadic turbidity coefficient values. Skalnaté Pleso is a suitable locality to compare actinometric devices because of the low degree of atmospheric pollution.

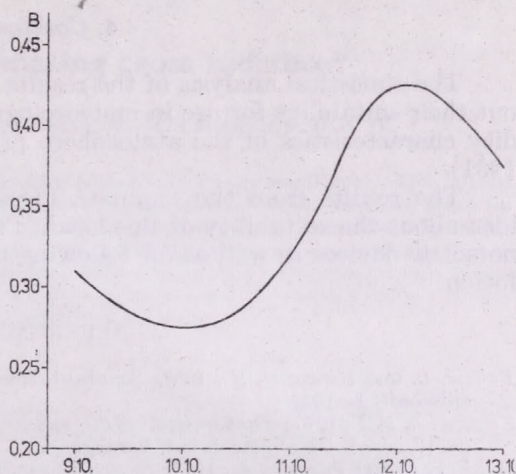


Fig. 3. Maximal daily values of B in the period between 9–13. October 1978.

The dynamic changes in the state of the atmosphere can clearly be seen from the behaviour of the maximal daily values of Schüepp's decadic turbidity coefficient (B) in the period between October 9–October 13, 1978 at the locality of Bratislava, as shown in *Fig.3*.

In our country during this time period the weather was influenced by an extended high pressure area over Central and Southeastern Europe. Wind speed varied between 0–1 m/s from NNE. The first days were characterized by low values of Schüepp's decadic turbidity coefficient. The B values also rose in proportion with the gradual increase of the pollution. It can be seen that coefficient B sensibly responds to changes in the state of the atmosphere.

The knowledge gained by the analysis of the random errors of the measurements taken by the Volz photometers is an inevitable requirement when evaluating the error of the determined B coefficient. We can say that the

TABLE II

Maximal and minimal Schüepp's turbidity coefficient (B) values covering the period 1976–1980

Localit y	1976	1977	1978	1979	1980
Bratislava 320	0.04–0.57	0.10–0.47	0.08–0.57	0.11–0.55	0.08–0.58
343	0.08–0.42	0.08–0.43	0.07–0.54	0.10–0.58	0.07–0.56
Mlyňany 334	0.04–0.55	0.10–0.43	0.17–0.59	0.08–0.58	0.10–0.56
Skalnaté Pleso 336	0.02–0.18	0.01–0.19	0.01–0.22	0.02–0.22	0.02–0.23

quantities presented in Table II are loaded by the probable relative error of about 6%. It is obvious that this error can be reduced by performing more measurements of the value I_1 and by using the arithmetical average of these values for the calculation of the value of B . Error of the average of 5 measurements is only about 45% of the corresponding error of a single measurement. For 10 performed measurements the error of arithmetical average will decrease below 1/3 of the value for one measurement.

4. Conclusion

The statistical analysis of the results of four Volz sunphotometers points out their suitability for use in meteorological practice to determine the turbidity characteristics of the atmosphere (Putsay, 1980; Mészáros and Putsay, 1981).

The results from the Skalná Pleso Lake presented here confirm the idea about the suitability of this locality for comparing various types of actinometric devices as well as for following up the background atmospheric pollution.

REFERENCES

- Foitzik, L. und Hinzpeter, H., 1958: *Sonnenstrahlung und Lufttrübung*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Kozakevich, F. I., 1977: *Fundamentals of the random function theory and its use in hydrometeorology* (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kubáček, L. and Pázmán, A., 1979: *Štatistické metódy v meraní* (Statistical methods in measurement) VEDA, Bratislava.
- Mészáros, E. and Putsay, M., 1981: A comparison of sunphotometers measuring the turbidity of the atmosphere. *Időjárás* 85, 68–73.
- Putsay, M. 1980: The effect of circumsolar radiation on accuracy of turbidity measurement. *Időjárás* 84, 261–267.
- Volz, F., 1959: Photometer mit Selen-Photoelement zur spektralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlängenabhängigkeit der Dunsttrübung. *Arch. Meteor. Geophysik. Bioklim. B* 10, 10–131.
- Votruba, L. and Nacházel, K., 1971: *Základy teórie stochastických procesu a jejich aplikace ve vodním hospodárství*. (Fundamentals of the theory of stochastic processes and their application to water management.) Učební texty, CVUT Praha.
- WMO, 1978: *International operations handbook for measurement of background atmosphere pollution*. WMO – No. 491, Geneva.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan. – Feb. 1982, Budapest

A method for estimating cross radiance*

I. LÁSZLÓ, *Institute for Atmospheric Physics, H—1675 Budapest, P. O. B. 39*

Módszer az átsugárzás becslésére: Amikor műholdakról vagy repülőgépekről a felszín fényképezzük, a képek információtartalma az ún. „átsugárzás” miatt csökken. Jelen tanulmányban az átsugárzás számítására mutatunk be egyszerű módszert. A módszer magasságfüggő aeroszol méreteloszlást tételez fel, a számítások az egyszeres szórás közelítésre vonatkoznak. Az aeroszol méreteloszlás magassággal való változása jelentős hatással van az átsugárzás értékére, a területi eloszlás azonban nem változik lényegesen a magasságfüggetlen aeroszol modellből adódott eloszláshoz képest.

*

A method for estimating cross radiance. When imaging the surface from satellites or aircraft, “cross radiance” diminishes the information content of the pictures. In this paper a simple method is presented to calculate the value of cross radiance. This method includes a height-dependent aerosol size distribution model and the calculations refer to the single-scattering approximation. The height variation of aerosol size distribution has significant effect on the value of cross radiance, while the areal distribution does not change much in comparison with that of the height-independent aerosol model.

*

Introduction. Imaging of the Earth’s surface with intermediate resolution has been conducted from a number of satellites. The imagery can give important information about the Earth’s natural resources, and it can afford an insight into some geophysical processes of the surface. This information is more or less modified by the atmosphere.

The three main mechanisms by which the terrestrial atmosphere perturbs the measurements of ground reflectances from space are as follows:

- (1) the aerosol and molecular scattering and absorption attenuate the radiation reflected from the object pixel,
- (2) the radiation scattered from the direct solar beam in the direction of the satellite – and thus carrying no information about the surface – also reaches the satellite-borne radiometer,
- (3) the radiation reflected from the general vicinity of the object pixel is scattered to the satellite by the atmospheric column above the object pixel (this is called *cross radiance*).

This latter effect was treated by *Otterman* and *Fraser* (1979) in the greatly simplified case when the single-scattering approach (the case of an “optically

* The Editorial Board believes that *Blifford*’s results on the vertical distribution of aerosols (*Blifford*) cannot be generally accepted. However, this paper is published since *Blifford*’s model is used only to illustrate the applicability of the equations elaborated by the author.

thin" atmosphere), and a Lambertian surface was supposed. An idealization of the aerosol-phase function was also involved, and the dependence of the size distribution of aerosols on the height was not taken into account.

If the size distribution changes along the vertical atmospheric column, the relative contributions of some pixels to the cross radiance over the object pixel may change as compared with the contributions obtained from the assumption of a constant size distribution.

In this paper that case is treated —only for cross radiance— when the size distribution varies with the height.

1. The phase function

The phase function for a suspension of particles expresses in a formal manner the angular dependence of the scattering of a volume element. Since the computation of the actual phase function is rather complicated and long, it is assumed that the phase function can be approximated by integer-power cosine terms (Otterman and Fraser, 1979):

$$P_M(\varphi) = \frac{1}{4\pi} [2 \sum_i \alpha_i (n_i + 1) \cos^{n_i} \varphi + \sum_j \beta_j (m_j + 1) \cos^{m_j} \varphi] \quad 0 \leq \varphi \leq \pi/2 \quad (1)$$

$$P_M(\varphi) = \frac{1}{4\pi} \sum_j \beta_j (m_j + 1) \cos^{m_j} \varphi \quad \pi/2 \leq \varphi \leq \pi,$$

where n_i and m_j are non-negative integers, m_j are even, φ is the angle between the beam and the direction of scattering, and

$$\sum_i \alpha_i + \sum_j \beta_j = 1 \quad (2)$$

This approximation for Mie scattering phase function is normalized so that its integral over the 4π solid angle is equal to 1, and it allows an arbitrarily close fit to an actual phase function for an unlimited number of α_i and β_j terms.

The anisotropy of the aerosol scattering can be described with the aid of an anisotropy parameter α - which is defined as

$$1 + \alpha = \frac{2 \int_{\text{forward hemisphere}} P_M d\Omega}{\int_{4\pi} P_M d\Omega} \quad (3)$$

From Eqs (1), (2) and (3) the anisotropy parameter is

$$\alpha = \sum_i \alpha_i \quad (4)$$

Now, let us study the question how α and P_M change if the size distribution depends on the height.

If the size distribution changes along a vertical atmospheric column, the anisotropy parameter α is a function of the height h . Let us assume that

$$\alpha(h) = \sum_i f(h) \alpha_i \quad (5)$$

where α_i are the coefficients of the phase function at a given level (e.g. at the ground level), and $f(h)$ is a function of h . Thus the new coefficients $\alpha_i(h)$ depending on the height are:

$$\alpha_i(h) = f(h) \alpha_i$$

Taking into account that the phase function must be normalized, we find the new coefficients $\beta_j(h)$:

$$\beta_j(h) = \left\{ \left[1 - f(h) \sum_i \alpha_i \right] / \sum_j \beta_j \right\} \beta_j$$

Since the anisotropy parameter may be between 0 and 1, we find for the function $f(h)$:

$$f(h) = (\sum_i \alpha_i)^{[1/g(h)+1]} \quad (6)$$

Here $g(h)$ is also a function of h determined by the change of the size distribution. Hence, the anisotropy parameter is

$$\alpha(h) = (\sum_i \alpha_i)^{1/[g(h)+1]} \quad (7)$$

Now the question is: what is the form of the function $g(h)$ like?

Blifford and *Ringer* (1969) measured particle sizes and concentrations at different altitudes up to 9 km. They found that the size distribution of the aerosols in the size range 0.13 to 5.5 μm followed the power law, and its exponent generally decreased with altitude above 3 km (*Blifford* and *Ringer*, 1969). Similar results could be obtained from *Blifford's* measurements in 1970 (*Blifford*, 1970). It is clear that the number of larger particles, relative to the number of smaller particles, increases as the value of the exponent decreases.

In the stratosphere, although the concentration of Aitken nuclei decreases rapidly with altitude often becoming practically zero near 20 km, the size distribution of larger particles does not appear to change greatly with altitude. Particles having a radius in the range 0.1 to 1.0 μm usually reach the greatest concentration at about 20 km (*McCartney*, 1976).

On the basis of the above facts it can be stated that the ratio of the number of the larger particles in a volume element to the number of the smaller particles in the same volume element increases more or less with altitude. Since the anisotropy of the scattering of a large particle is larger than that of a small particle, the anisotropy of the scattering also increases with altitude.

For simplicity let us suppose that

$$g(h) = h/10 \quad (8)$$

This arbitrary choice of the function $g(h)$ does not provide a too quick change of the anisotropy parameter, and the value of α is about 0.8 at 10 km (see *Fig. 1*).

It must be noted that the assumption taken for the behaviour of the anisotropy parameter is based on few measurements. So it is possible that our assumption does not agree with the actual change of α , but perhaps it is satisfactory for the estimation of this effect. However, the equations written

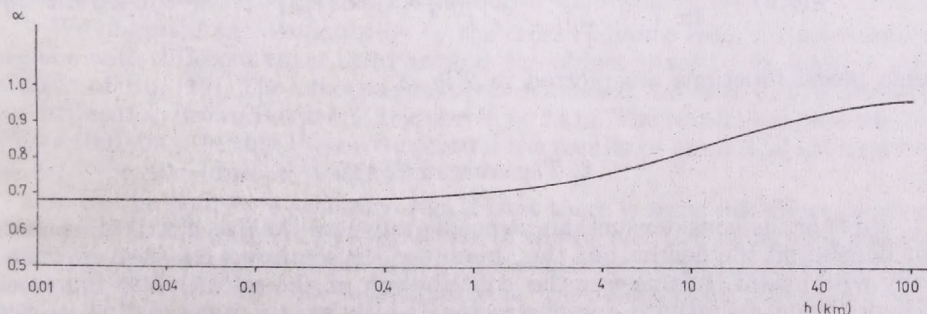


Fig. 1. The assumed change of anisotropy of the aerosol scattering with height

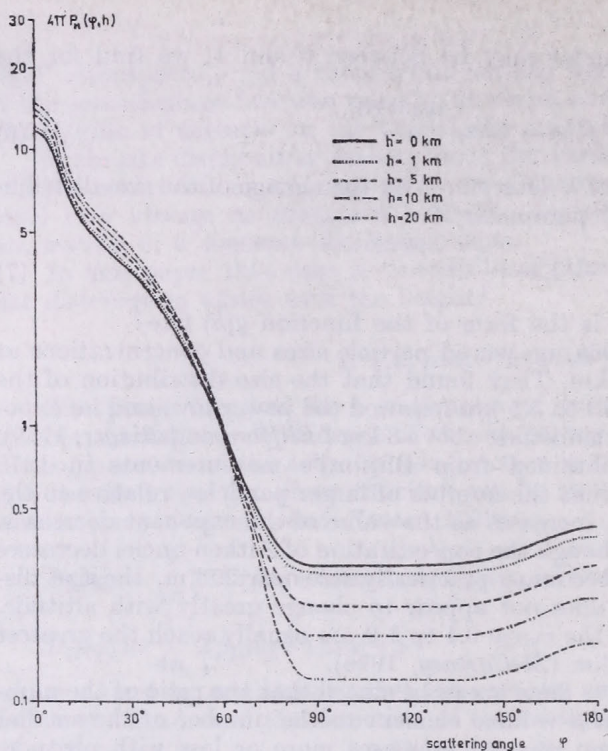


Fig. 2. The aerosol scattering phase function P_M at five different altitudes (in the vertical axis $4\pi P_M$ is indicated)

in this article can also be used in another model, which has an anisotropy parameter decreasing with altitude. We must only use the suitable function $f(h)$.

Having made the above assumptions, for the case when the size distribution is not constant along the vertical atmospheric column, we can write the phase function as follows:

$$P_M(\varphi, h) = \frac{1}{4\pi} \left[f(h) \Sigma \alpha_i (n_i + 1) \cos^{n_i} \varphi + \frac{1 - f(h) \Sigma \alpha_i}{\Sigma \beta_j} \sum_j \beta_j (m_j + 1) \cos^{m_j} \varphi \right] \quad 0 \leq \varphi \leq \pi/2$$

$$P_M(\varphi, h) = \frac{1}{4\pi} \left[\frac{1 - f(h) \Sigma \alpha_i}{\Sigma \beta_j} \sum_j \beta_j (m_j + 1) \cos^{m_j} \varphi \right] \quad \pi/2 \leq \varphi \leq \pi \quad (9)$$

Some phase functions are plotted in Fig. 2.

2. The cross radiance

First let us consider such an atmosphere where the size distribution does not depend on the height, but the amount of the scatterers decrease exponentially with height. In this case the contribution of the reflection to the cross radiance from an infinite annular region (which has an inner radius y_1 ; see Fig. 3.) is the following (Otterman and Fraser, 1979):

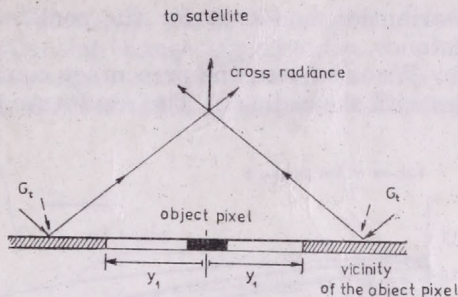


Fig. 3. The geometry of an infinite annular region, which is farther than y_1

$$I_a(\kappa_1, \infty) = \alpha M \int_0^{\infty} \exp(-\sigma) \left(\frac{\sigma^2}{\sigma^2 + \kappa_1^2} \right)^{\frac{m+1}{2}} d\sigma \quad (10)$$

Here $\kappa_1 = y_1/H$, $\sigma = h/H$, H is the density scale height for aerosols and M is Mie scattering optical thickness; α is the anisotropy parameter, m is an exponent derived from the phase function; m spells out a peaking effect due to an enhanced scattering around the zero scattering angle. The larger the peaking effect, the larger the value of m .

Equation (10) when multiplied by aG_t/π represents the cross radiance (G_t is the total surface irradiance, and a is the average reflectivity of the terrain surrounding the object pixel).

If the size distribution varies with height, using the results of the former chapter, Eq. (10) becomes:

$$I_a(\kappa_1, \infty) = \alpha M \int_0^{\infty} \left(\sum_i \alpha_i \right) \exp\left(\frac{1}{\frac{M}{10}\sigma + 1} - 1 \right) e^{-\sigma} \left(\frac{\sigma^2}{\sigma^2 + \kappa_1^2} \right) \exp[(m+1)/2] d\sigma \quad (11)$$

3. Results

In our discussion we adopted the values of α_i from the paper written by Otterman and Fraser (1979). These coefficients provide a reasonable representation of the phase function for a given size distribution of the particles between $0.3\mu\text{m}$ and $10\mu\text{m}$, for the wavelength $0.55\mu\text{m}$.

We obtained the contribution to the cross radiance from infinite annular regions with different inner radii around the object pixel by numerical integration of Eq. (11). The integral has been evaluated for $m = 0, 2, 8$ and 400 , for different κ_1 between 0 and 2 , and for $H = 2\text{ km}$. The results are presented in Fig. 4 (full line). In this Figure we plotted the results of numerical integrations of Eq. (10), too (dashed line).

It can be seen by examining Fig. 4 that there is some difference between the results of the numerical integrations of the former two equations, but the behaviour of the curves is the same. The contribution to the cross radiance decreases with the distance measured from the object pixel. There is a vast difference between the decrease for the high exponent terms and that for the low exponent terms. The difference between the results for the varying size

distribution and that for the constant size distribution decreases with the distance.

We calculated the percentage contributions from the area outside the circles with the radius κ_1 . The results are presented in *Table I* for a few κ_1 values.

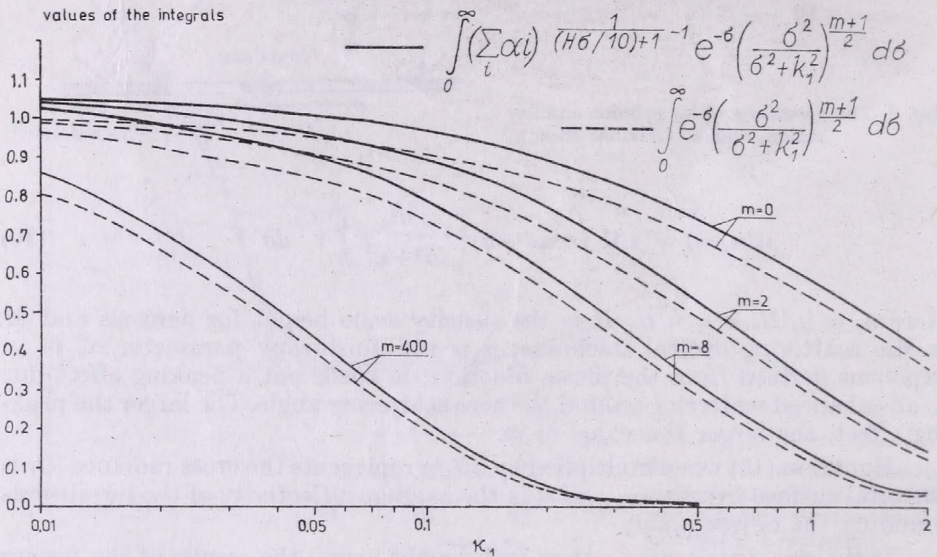


Fig. 4. Contribution of the reflection to the cross radiance from different regions.

In the Table the upper numbers represent the contributions for the size distribution depending on the height, while the lower numbers represent the contributions for the constant size distribution.

It can be seen from these data that there is no considerable difference between the contributions for the same σ_1 . For instance, in the case of the large particles ($m = 400$) the contribution from outside of a circle with radius equal to one-tenth of the scale height ($\kappa_1 = 0.1$) is 20.6% for the varying size distribution, while for the constant size distribution it is 19.4%. In other words, if

TABLE I

Percentual contribution to the cross radiance of regions farther than κ_1 . The upper numbers represent the varying size distribution, while the lower ones refer to the constant size distribution

m	400	8	2	0
$\kappa_1 = 0.01$	81.8	97.2	99.0	99.6
	80.6	96.7	98.5	99.2
$\kappa_1 = 0.1$	20.6	74.6	84.8	91.8
	19.4	73.3	83.7	91.0
$\kappa_1 = 0.5$	0.7	30.5	50.5	70.6
	0.6	29.0	48.9	69.2
$\kappa_1 = 1.0$	—	12.4	30.3	54.9
	—	11.5	28.9	53.4
$\kappa_1 = 2.0$	—	3.2	13.4	37.6
	—	2.8	12.5	36.4

we suppose a size distribution changing with height, the areal distribution of the contribution to the cross radiance does not change significantly.

Figure 5 shows the percentage increase of the contribution in the case of varying size distribution as compared with the case of the constant one. For the

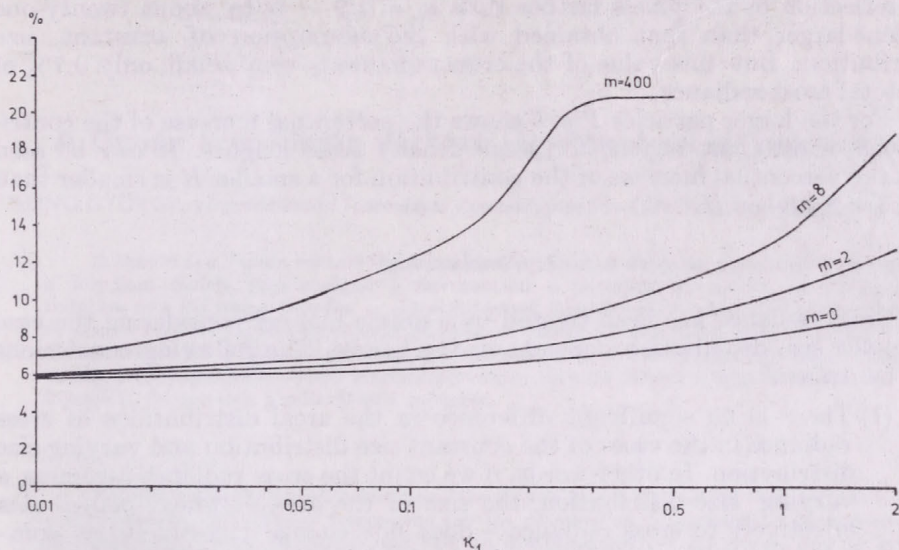


Fig. 5. The percentual increase of the contribution of reflection to the cross radiance in the case of varying size distribution as compared with the case of the constant one

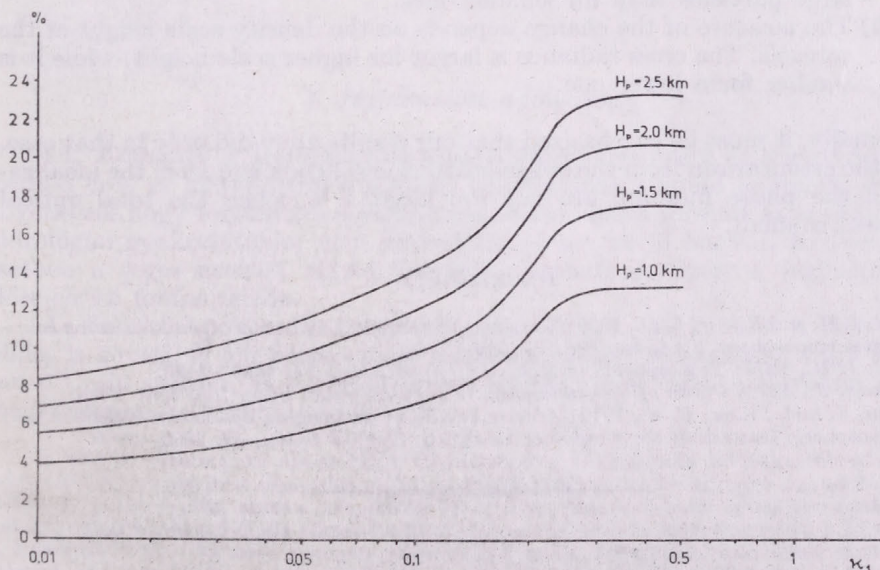


Fig. 6. The percentual increase of the contribution for the large particles ($m = 400$) in the case of four different aerosol scale heights

large particles ($m = 400$) the increase of the cross radiance from the entire surroundings of the object pixel is about 7% and for small particles ($m = 8$) and molecules ($m = 2; 0$) it is about 6%. The percentual increase of the contribution to the cross radiance of the farther regions is larger than that of the near ones. For example, for the large particles the cross radiance – which arises from the reflection of the pixels farther than $x_1 = 0.5$ – is by about twenty-one percent larger than that obtained with the assumption of constant size distribution. But this value of the cross radiance is very small, only 0.7% of the total cross radiance.

For the larger particles *Fig. 6* shows the percentual increase of the contributions of different regions for some density scale heights. It can be seen that the percentual increase of the contribution for a smaller H is smaller than that for a higher H .

4. Conclusions

Cross radiance has been treated in a simple manner considering the case when the size distribution depends on the height. The following conclusions can be drawn.

- (1) There is no significant difference in the areal distributions of cross radiance in the cases of the constant size distribution and varying size distribution. In other words, if we count the cross radiance assuming a varying size distribution, the size of the area – which contributes effectively to cross radiance – does not change excessively, as compared with the size of the area obtained with the assumption of constant size distribution.
- (2) If the size distribution of the particles depends on the height, the total cross radiance may change significantly. This change is larger for large particles than for smaller ones.
- (3) The measure of the change depends on the density scale height of the aerosols. The cross radiance is larger for higher scale height, while it is smaller for a lower one.

Finally, it must be emphasized that our results are valid only in that case, when the errors arisen from the single-scattering solution and from the idealization of the phase function are not too large, i. e. when the total optical thickness is small.

REFERENCES

- Blifford, I. H. and Ringer, L. D., 1969: The size and number distribution of aerosols in the continental troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 26, 716 – 726.
- Blifford, I. H., 1970: Tropospheric aerosols. *J. Geophys. Res.*, 75, 3099 – 3103.
- McCartney, J., 1976: *Optics of the Atmosphere*. John Wiley and Sons, Inc. New York.
- Otterman, J. and Fraser, R. S., 1979: Adjacency effects on imaging by surface reflection and atmospheric scattering: cross radiance to zenith. *Applied Optics*, 18, 2852 – 2860.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. I. szám. 1982. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan. – Feb. 1982, Budapest

A Dunán és a Tiszán várható jégjelenségek előrejelzése

HIRLING GYÖRGY, Vizgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, H—1095 Budapest, IX. Kvassay J. út 1.

A Dunán és a Tiszán várható jégjelenségek előrejelzése. A dolgozat célja, hogy összefoglalja a folyókon észlelt jégjelenségek – nevezetesen a jégzajlás, az állójég, az állójég megindulása és a jég teljes eltűnése – előrejelzéseinek lehetőségeit és módszert adjon a Dunán és Tiszán várható jégjelenségek előrejelzésére. A szerző a célt a hidrológiai és meteorológiai elemek közötti kapcsolatok grafikus meghatározása és az előrejelzési egyenletek Magyarországra érvényes változóinak kiszámítása útján kívánta elérni. A munka eredménye egy komplex, folyamatos jégelőrejelzési módszer.

*

The forecasting the ice phenomena on Danube and Tisza. The aim of this study is to give a summary of possibilities of forecasting the ice phenomena – namely the ice appearance, the freeze-up, the ice break-up and the ice disappearance – on rivers, and to give a method of forecasting the ice phenomena expected on Danube and Tisza. The aim is achieved by the determination of the graphic relationships between the hydrological and meteorological elements and by the calculation of the variables used in forecasting equations concerning Hungary. The result of this work is a complex and continuous ice forecasting method.

*

1. Jégjelenségek a folyókon

1.1. *Bevezetés.* A téli hónapok negatív léghőmérséklete és a gyakran előforduló erős és tartós lehűlés hazánk éghajlatának állandó jellemzői. Ebből következik, hogy folyóinkon a jégjelenségek különböző formáit az árvédekezés hidrológiai gyakorlatában nem szabad figyelmen kívül hagyni. Kedvezőtlen esetben a jeges árvizek súlyos károkat okozhatnak, ezért a jégjelenségek előrejelzése fontos feladat.

Az őszi hónapokban a levegő hőmérsékletének csökkenését a vízhőmérséklet is követi. A téli hónapokban a léghőmérséklet időszakosan vagy tartósan 0°C alá süllyed, és hosszabb-rövidebb időszakon belül a folyókon a jég megjelenésére kell számítanunk.

A folyók vizében az állóvizekkel ellentétben a turbulencia következtében stabil hőmérsékleti rétegződés nem alakul ki, a vízfolyások teljes víztömege az adott szelvényben gyakorlatilag azonos hőmérsékletű. A víz vékony felszíni rétegében kialakuló néhány század fokos 0°C alá történő túlhűlés és a turbulencia következtében a folyókon a keresztshelvény bármely pontján elkezdődhet a jég képződése, ami lehet parti jég, felszíni jég, lebegő jég, vagy fenék-jég (a lebegő és fenék-jég együttesen a kásajég). A fenék és lebegő jég felszínre emelkedésével és összeállításával jégtáblák alakulnak ki, megkezdődik a jégzajlás (Horváth, 1979; Árkay et al., 1973; Galli et al., 1974).

Ha a zajló jég megjelenése után a léghőmérséklet a folyó mentén továbbra is tartósan és erősen 0° alatt marad, a jégzajlás erősödik, sűrűsödik és a folyó adott szakaszán mechanikai-morfológiai-termodinamikai okok miatt a jég megáll. Jégboltozat alakul ki, ami a vízfolyás irányával szemben növekszik, jégtakaró épül fel és a folyó részlegesen vagy teljesen beáll. A jégtakaró a jégtáblák elhelyezkedésétől függően lehet sima, illetve torlódott. Gyakran előfordul, hogy a tél folyamán a jégtakaró megcsúszik, és a folyó alsóbb szelvényének álló jégtakaróján fennakad, összetorlódik. Ha az összetorlódott jég az átfolyási szelvényt nem szűkíti lényegesen, akkor jégtorlódásról, amennyiben a szelvény leszűkül jégtorlaszról van szó. Az álló jégtakaró alá sodort kásajég, vagy jégtáblák fennakadva, a szelvény jelentős részét elzárhatják és jégdugó alakulhat ki.

A tél folyamán előforduló átmeneti, tartós és erős felmelegedés vagy a tavaszi enyhülés hatására – vízszintemelkedéssel, vagy árhullámmal együttjárva – az álló jégtakaró felszakad, megkezdődik a jég elvonulása, a jég ismételt zajlása.

További pozitív léghőmérsékletek hatására a zajlás megszűnik a folyókról a jég letisztul, a vízhőmérsékletek emelkednek (Horváth, 1979; Arkay et al., 1973; Galli et al., 1974).

A meteorológiai viszonyoknak megfelelően egy tél folyamán nagyon változatos jégviszonyok alakulhatnak ki folyóinkon. Lehűlés hatására a már letisztult folyón újra zajlás, állójég alakulhat ki. Az állójéget zajlás, majd ismét állójég követheti. A Dunán jégmentes telek is előfordulnak.

A jégjárási viszonyokat a jégjelenségek kialakításában résztvevő tényezők nagy száma, változékonysága, és a jégjelenségek kialakításában betöltött szerepük eltérő súlya teszi igen változatosá.

1.2. A jégjelenségek kialakításában résztvevő hidrometeorológiai tényezők. A folyók vízhőmérsékletének változásában, a víz lehűlési folyamatában meteorológiai, hidrológiai, morfológiai, természetföldrajzi tényezők vesznek részt, ugyanakkor a vízfolyások hóháztartásának, és a jégképződés feltételeinek leírása termodinamikai ismereteket is kíván.

A vízfolyások hóháztartásának változásai a víz és az azt körülvevő környezet – nevezetesen a levegő és a folyómeder – közötti hőcsere eredménye. A lehűlés folyamatában elsődleges szerepet a víz–levegő határfelületen keresztül lejátszódó hőcsere játszik.

A folyóvizek és a környezet közötti hőcsere sok, önmagában is komplex folyamatot foglal magába. A tényezők, amelyek közvetlenül befolyásolják a hőcserét, a következők:

- a) a Nap rövidhullámú, közvetlen és szórt sugárzási energiája, amit csökkent a vízfelszínről visszaverődő sugárzási energiamentesség,
- b) a víztömeg effektív kisugárzása,
- c) a víz párolgása és a vízpára kondenzációja nyomán keletkező hővesztés, illetve hőbevitel,
- d) a levegővel való közvetlen hőcsere, a kondukción (vezetési hőcsere) és a konvekción (a levegőrétegek rendezett vertikális áramlása),
- e) a folyómederrel való hőcsere,
- f) a folyó mentén a vízállástól függő talajvíz hozzáfolyásból, vagy elfolyásból eredő hőmennyiség,
- g) a mellékfolyók által szállított hőmennyiség,
- h) a csapadékhullásból származó hőmennyiség,
- i) sűrűlódási hő, ami abból adódik, hogy a vízfolyás helyzeti energiáját a meder sűrűlódása emésztí fel,
- j) a vizekbe belépő, illetve távozó víz által szállított hőmennyiség,
- k) mesterséges beavatkozások következtében megváltozott hőcsere folyamatok.

A folyóvizek hóháztartásában résztvevő előbb felsorolt folyamatok összessége határozza meg, hogy a víz hőt vesz fel a környezetéből, azaz emelkedik a hőmérséklete, vagy hőt ad le a környezetének, azaz a hőmérséklete csökken. Az előbb felsorolt tényezők – előjel szerint összegezve – alkotják a víz ún. hőmérleg-egyenletét amely lehet negatív vagy pozitív (Starosolszky, 1969; *Hydrological Forecasting Practices*, 1975; Lászlóffy és Szesztay, 1965).

Az összes tényező természetesen nem egyforma súllyal vesz részt a hőcsere folyamatban. A sűrűlódási hő, a csapadékhullásból származó és a talajvíz által szállított hőmennyiség rövid időszak alatt nincs jelentős hatással a vízhőmérséklet változására és ezért ezeket el lehet hanyagolni. Néhány tényezőt nem vehetünk számításba a közvetlen mérések hiánya miatt (*Hydrological Forecasting Practices*, 1975).

A tényezők meghatározására ajánlott módszerek jobbára közelítő jellegűek, vagy csak egyszerűen becslések.

A tényezők, a hőmérleg-egyenlet tagjainak időbeli és térbeli integrálása igen nehéz és bonyolult feladat, és minden számítás még nehezebbé válik, ha a hőmérleg egyenlet tagjait előrejelezni is kívánjuk.

A leírt nehézségek miatt a jégjelenségek szabatos előrejelzése ma még igen nehéz feladat. Az utóbbi időki Magyarországon néhány kísérlettől eltekintve. (Horváth, 1979; Lászlóffy és Szesztay, 1964; Lászlóffy és Szesztay, 1965), a jégjelenségek statisztikai feldolgozása jelent módszert a jégjelenségek várható időpontjának meghatározására (Csoma, 1968). A jégjelenségek statisztikai feldolgozása ugyan általános képet ad a jégjelenségek valószínű megjelenésére, tervezési céloknak is megfelel, de egy adott, konkrét esetben nem nyújt felvilágosítást a jégjelenségek megjelenésének várható időpontjára.

A víz lehülési folyamatában a legfontosabbak azok a meteorológiai elemek, amelyek a víz–levegő közötti hőcserét befolyásolják. A léghőmérséklet, a légnedvesség, a szélsebesség, a felhőzet, valamint a vízhőmérsékleti adatok hosszú idősorok formájában rendelkezésre állnak, így lehetőség nyílik arra, hogy közelítésekkel, becslésekkel, egyszerűsítésekkel, elhanyagolásokkal a víz lehülési folyamatát leírassuk, vagy egyszerű korrelációs összefüggéseket állapíthassunk meg a meteorológiai és hidrológiai elemek között.

A meteorológiai és hidrológiai elemek közötti kapcsolatok keresése és grafikus meghatározása, valamint a Szovjetunióban kidolgozott jégelőrejelzési egyenletekben szereplő paraméterek Magyarországra vonatkozó értékeinek meghatározása után sor kerülhet a jövőben jégelőrejelzésekre.

2. Az őszi–téli jégzajlás kezdeti időpontjának előrejelzése

2.1 A jég megjelenésének középtávú előrejelzése. Az előrejelzési módszerek magyarázatához rajzolunk két vázlatot (1. ábra), amelyek szerint a jégjelenségek az esetek többségében egy adott keresztmetszvényben vagy folyószakaszon lejátszódnak. Az ábrán használt jelölések egyeznek a jégelőrejelzési módszerekben használtakkal.

Ősszel a léghőmérséklet csökkenésével a vízhőmérséklet is csökken egy bizonyos időbeli késéssel. Amikor a léghőmérséklet negatívra fordul, a vízhőmérséklet még pozitív. Több negatív középhőmérsékletű napnak kell eltelnie addig, amíg a vízhőmérséklet is megközelíti a 0 fokot, azaz kialakul a jég (ill. jégzajlás) megjelenésének feltétele. A pozitív léghőmérséklet negatívba való átmenetének idején rögzített vízhőmérsékletet jelöljük $(\Theta)_{\text{vo}}$ val, ettől az időponttól a jégzajlás megjelenéséig összegezett negatív napi közepes léghőmérsékletet pedig a $(\Sigma\Theta)$ -val.

Ahhoz, hogy a jégzajlás továbbra is fennmaradjon, erősödjék, további negatív léghőmérsékleti szükséges. Ezután két eset lehetséges. Az egyik, hogy a negatív léghőmérséklet tartósan pozitívba vált át. A jég megjelenésétől eddig az időpontig összegyűlt negatív hőösszeget jelöljük $(\Sigma\Theta)_{\text{A}}$ val. A másik eset, amikor elegendő negatív hőösszeget gyűlt össze az állójég alakulásához, ezt a negatív hőösszeget szintén $(\Sigma\Theta)_{\text{A}}$ val jelöljük, mint olyan negatív hőösszeget, ami a zajlójég időszaka alatt gyülekezik össze.

Az első esetben, ha elegendő mennyiségű pozitív hőösszeg áll rendelkezésre, a jég eltűnik. A pozitív hőmérséklet megjelenésétől a jég eltűnéseig összegezett pozitív hőösszeget jelöljük (ΣD_+) val. Állójég esetén az állójég kialakulásától a pozitív hőmérséklet megjelenéséig összegyűlt negatív hőösszeget a (ΣD_-) .

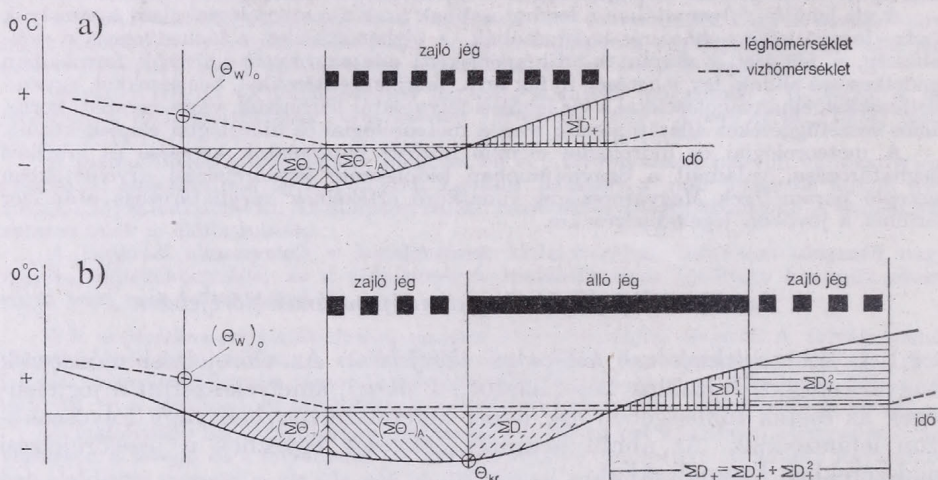
Állójég esetén a (ΣD_+) időszak két részre oszlik. Az első a pozitív hőmérsékletek megjelenésétől az állójég megindulásáig számolt időszak pozitív hőösszege (ΣD_+^1) , a második a jég megindulásától a jég eltűnéseig számolt időszak pozitív hőösszege (ΣD_+^2) . Tehát az állójég esetében

$$\Sigma D_+ = \Sigma D_+^1 + \Sigma D_+^2$$

Ezután a kis kitérő után visszatérünk a jégmegjelenés középtávú előrejelzésének kérdéséhez.

Az előrejelzési módszernek az az alapja, hogy a jég megjelenéséhez szükséges negatív hőfok-napok (negatív napi középhőmérsékletek) összege a pozitív léghőmérsékletnek a negatívba való átmenetétől a jég megjelenéséig, valamint a pozitív léghőmérsékletnek a negatívba való átmenete idején mért ún.

kezdeti vízhőmérséklet között kapcsolat áll fenn (Komarov, 1947; Suljakovszkij, 1947; Lászlóffy és Szesztay, 1964, Lászlóffy és Szesztay, 1965). Ezen kapcsolatot alapján meghatározott, szükséges negatív hőösszeg és a meteorológiai előrejelzések alapján várható negatív hőösszeg összehasonlításával meghatározhatjuk a jég várható megjelenésének napját, illetve megállapíthatjuk a jég meg nem jelenésének tényét a hőmérsékleti előrejelzés érvényességi idején belül.



1. ábra: A jégjelenségek és a velük kapcsolatos elemek időbeli változásának vázlata:
 a) zajló jég kialakulásakor, b) álló jég kialakulásakor

Az előbbieken ismertetett alapgondolat figyelembevételével kezdtünk hozzá az előrejelzési egyenletek (kapcsolati görbék) kidolgozásához. A Dunát négy folyószakaszra osztottuk a kb. egynapos levonulási időnek megfelelően:

1. Pozsonytól Komáromig,
2. Komáromtól Budapestig,
3. Budapesttől Dunaföldvárig,
4. Dunaföldvártól Mohácsig;

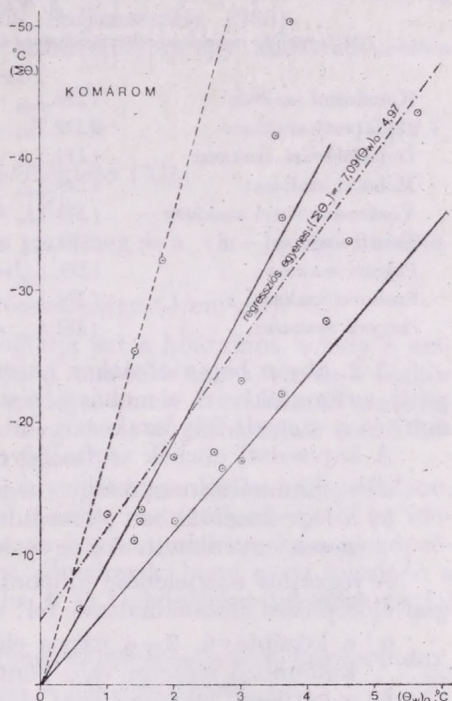
a Tiszát öt folyószakaszra osztottuk:

1. Tiszabecstől Vásárosnaményig,
2. Vásárosnaménytől Tokajig,
3. Tokajtól Polgárig,
4. Polgártól Szolnokig,
5. Szolnoktól Szegedig.

Az egyes dunai és tiszai folyószakaszokon belül kiválasztottunk több meteorológiai állomást, amelyeknek a tervezett feldolgozási időszakban (1955–1970) hosszú hőmérsékleti észlelési adatsora van, azonkívül a folyó közvetlen közelében helyezkedtek el.

A kiválasztott meteorológiai állomások hőmérsékleti észlelései alapján (általában a napi hőmérsékleti maximum és minimum összegének kettővel való osztásával) képeztük az állomások napi középhőmérsékleteit az őszei, téleleji csökkenő hőmérsékletű időszaktól a téleleji, tartósan pozitív hőmérsékletű időszakig.

A különféle folyószakaszokhoz tartozó állomások napi középhőmérsékleteiből kiszámítottuk az egyes folyószakaszokra az ún. vonalmenti (folyószakaszonkénti) napi középhőmérsékletek idősorát (a folyószakaszhoz tartozó állomások napi középhőmérsékleteinek összege osztva az állomások számával.) A vonalmenti középhőmérsékletek és a vízhőmérsékletek múltbeli idősorai segítségével kapcsolati görbéket szerkesztettünk olyan koordináta rendszerben, amelynek vízszintes tengelyén a kezdeti vízhőmérséklet (Θ_w)₀ értékei, a



2. ábra : A jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszeg és kezdeti vízhőmérséklet kapcsolata; Komárom

függőleges tengelyén a jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszegek ($\Sigma\Theta_{-}$) értékei szerepeltek.

Az egymáshoz tartozó pontok halmazán keresztül kiegyenlítő egyenesek szerkeszthetők, amelyeket grafikusán határoztunk meg. A regressziós számítások alapján kapott egyenesek egyenleteit, amelyek kissé eltértek a grafikus kiegyenlítés alapján meghatározott egyenesektől, azért nem fogadtuk el, mert a kiegyenlítő egyeneseknek a 0 ponton kell keresztülhaladniuk az elméleti megfontolások szerint és a regressziós egyenesek ezt a feltételt nem teljesítették.

A 2. ábrán a komáromi szakaszon, illetve szelvényben a jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszeg és a kezdeti vízhőmérséklet közötti kapcsolatot mutatjuk be. Az ábrán feltüntettük az alsó és felső burkoló görbéket, valamint a regressziós egyenest is.

A jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszegek és a kezdeti vízhőmérsékletek közötti kapcsolat egyenes egyenletével írható le, s ennek alapján az adott kezdeti vízhőmérsékletekhez tartozó legvalószínűbb negatív hőösszeg számítható.

Az egymáshoz tartozó pontok alsó burkoló görbéje is megszerkeszthető és szintén egyenes egyenletével írható le. Ezen egyenes egyenletével az adott kezdeti vízhőmérséklethez tartozó minimálisan szükséges negatív hőösszeg értéke határozható meg: $(\Sigma\theta_-)$ min.

A leírt gondolatmenetet követve határoztuk meg a jégzajlás megjelenéséhez szükséges hőösszeg és a kezdeti vízhőmérséklet közötti kapcsolatokat a Duna négy és a Tisza öt folyószakaszára, illetve szelvényére.

I. TÁBLÁZAT

A jégzajlás megjelenéséhez szükséges hőösszeg számítására szolgáló egyenletek

	a)	b)
Komáromi szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -6,0 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -9,5 \cdot (\theta_w)_0$
Budapesti szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -3,3 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -6,3 \cdot (\theta_w)_0$
Dunaföldvári szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -4,4 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -8,0 \cdot (\theta_w)_0$
Mohácsi szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -3,3 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -6,5 \cdot (\theta_w)_0$
Vásárosnaményi szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -1,9 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -4,8 \cdot (\theta_w)_0$
Tokaji szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -2,4 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -5,7 \cdot (\theta_w)_0$
Polgári szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -3,8 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -7,7 \cdot (\theta_w)_0$
Szolnoki szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -3,2 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -6,6 \cdot (\theta_w)_0$
Szegedi szakasz:	$(\Sigma\theta_-)_{\min} = -3,4 \cdot (\theta_w)_0$	$(\Sigma\theta_-) = -6,8 \cdot (\theta_w)_0$

A 2. ábrán bemutatotthoz hasonló kapcsolati görbéket kaptunk a budapesti, a dunaföldvári, a mohácsi, a vásárosnaményi, a tokaji, a polgári, a szolnoki és a szegedi folyószakaszra, ill. szelvényre is.

A kapcsolati görbék segítségével meghatároztuk

a) a minimálisan szükséges negatív hőösszeg és

b) a legvalószínűbben előforduló negatív hőösszeg értékeit kifejező egyeneseke egyenleteit. Az egyenleteket az *I. táblázat* tartalmazza.

A jégzajlás megjelenése időpontjának előrejelzéséhez kétfajta meteorológiai előrejelzést használhatunk fel; éspedig:

a) a középtávú, 3–4 napos előrejelzés hőmérsékleti értékeit az ország különböző részeire való bontásban;

b) a kéthetes meteorológiai előrejelzést, amely 14 napos időszakra jelez előre hőmérsékleti minimum és maximum értékeket néhány napos időszakokra való bontásban.

Mindkét meteorológiai előrejelzés tartalmazza a jégelőjelzés számára legfontosabb információt, a várható hőmérsékleti értékeket, valamint a napok számát, amire az előrejelzés vonatkozik. A kettő szorzata, vagy ha az előrejelzett időszak részdíszakokra bomlik eltérő hőmérsékleti értékekkel, a szorzatok összege az előrejelzett negatív hőösszeg.

A jég megjelenésének előrejelzése az egyenletek segítségével számított szükséges negatív hőösszegek és az előrejelzett negatív hőösszegek n pontként számított értékeinek összehasonlításából áll.

2.2. *Az őszi – téli jégzajlás kezdetének rövid távú előrejelzése.* A jégzajlás megjelenésének rövid távú előrejelzésére akkor kerülhet sor, amikor a középtávú előrejelzési módszer alapján várható, hogy a zajlás négy napon belül megkezdődik egy adott folyószakaszon. A rövid távú jégelőjelzési módszerrel a középtávú előrejelzést ellenőrizhetjük, illetve pontosíthatjuk.

Zajló jég akkor alakul ki a folyókon, amikor a vízfelszín hőmérséklete – negatív léghőmérsékletek idején – 0 fokig lehűl. A víz felszínén úszó, néhány tizedmilliméter vastag hőmérsékleti határrétegben levő 0,005–0,2°C

között változó túlhűlést nem vesszük számításba. A felszíni réteg alatt a víz hőmérséklete a víz turbulens mozgása következtében kialakuló keveredés ellenére ilyenkor még pozitív lehet.

A jégzajlás kezdeti időpontja előrejelzésének kérdése a vízfelszín 0 fokig történő lehülése időpontjának meghatározásából áll.

A víz lehülésének alapvető számítási módszere a hőmérleg módszer, amely egy adott folyószakasz összes pozitív (beérkező) és negatív (eltávozó) hőmennyiség értékét számba veszi (Starolszky, 1969; *Hydrological Forecasting Practices*, 1975; Lászlóffy és Szesztay, 1965, *Suljakovszkij*, 1960).

A hőmérleg-egyenlet a víz-levegő határfelületen egy adott időszakra a víz lehülésének időszakában a következő:

$$\alpha(\bar{\Theta}_W - \Theta_{SW}) + B = 0 \quad (2.1)$$

ahol $\bar{\Theta}_W$ – a vízfolyás közepes hőmérséklete ($^{\circ}\text{C}$),
 Θ_{SW} – a vízfelszín hőmérséklete ($^{\circ}\text{C}$),
 α – a hőátadási együttható a víztömeg és a víz-levegő határfelület között ($\text{J}/\text{cm}^2, ^{\circ}\text{C}, \text{d}$)
 B – a határfelület fajlagos hővesztesége ($\text{J}/\text{cm}^2, \text{d}$).

A 2.1 egyenlet első tagja magában foglalja azt a hőáramot, amely a vízfolyás belsejéből a határfelülethez érkezik. A második tag a víz és a légkör közötti hőcsere bonyolult folyamatának eredője, amely tartalmazza a rövidhullámú és a hosszúhullámú sugárzási energiákat, a párolgásból eredő hőveszteséget és a levegővel való közvetlen hőcsertét.

A víz lehülési folyamata során a (2.1) egyenlet egyenlősége addig áll fenn, amíg a vízfelszín határréteg hőmérséklete 0 fokig nem süllyed. Ettől az időponttól kezdve a hőmérsékleti egyensúly csak úgy marad fenn, ha a jégképződés latens hője felszabadul. Ebből viszont következik, hogy a víz felszínén a jég megjelenése csak akkor lehetséges, ha a (2.1) hőmérleg egyenlet tagjai között egyenlőtlenség áll fenn.

Figyelembe véve, hogy a vízfelszín hőmérséklete $\Theta_{SW} = 0$ és, hogy n index, egy olyan későbbi időpontot jelöl, amikor a jég megjelenik, az

$$\alpha_n \cdot (\Theta_W)_n \leq -B_n \quad (2.2)$$

egyenlőtlenség fejezi ki a jégképződés kezdetének feltételeit.

Más szóval a jég képződése akkor kezdődik, amikor a vízfolyás közepes hőmérséklete kisebb, mint a B_n/α_n hányados értéke, vagyis

$$(\Theta_W)_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n} \quad (2.3)$$

Ilyen módon a jégképződés kezdetének n időpontja a néhány nappal korábban előre kiszámított vízhőmérséklet és a B/α viszonyszám összehasonlításával határozható meg.

A folyókon a jég megjelenésének számolási módszerét *Suljakovszkij* (1960) dolgozta ki.

A vízhőmérséklet $(\Theta_W)_n$ kiszámítására az n időszak végéig *Suljakovszkij* (1960) – megfelelő átalakítások és kényeszerű elhanyagolások után – a következő egyenletet ajánlja:

$$(\Theta_W)_n = (\Theta_W)_0 \cdot e^{-n\alpha_0} + \left(\bar{\Theta} + \frac{d}{k} + \frac{(\alpha + k)q_e}{\alpha k} \right) (1 - e^{-n\alpha_0}) \quad (2.4)$$

- ahol $(\Theta_w)_0$ – a vízhőmérséklet az időszak kezdetén,
 Θ – a várható léghőmérséklet közepes értéke az n időszak alatt,
 e – a természetes logaritmus alapja,

$$a_0 - \text{paraméter} = \frac{\alpha \cdot k \cdot t}{(\alpha + k) \cdot hc\rho}$$

α – hőátadási együttható a víztömeg és a vízfelszín között =
 $= (1745u + 106w)$

u – a folyószakasz közepes áramlási sebessége az n időszak alatt (m/s),

w – a szélesebbég várható átlagos értéke az n időszak alatt (m/s)

c – a víz fajhője (kJ/kg, °C)

q – a víz sűrűsége (kg/m³)

k – a hőcsere együttható a vízfelszín és a levegő között, kifejezhető mint a léghőmérséklet és a szélesebbég függvénye (J/cm² · °C · d),

t – idő (1 nap)

h – a folyószakasz közepes vízmélysége az n időszak alatt (m),

d – a fajlagos hőcsere-együttható olyan hőmérséklet mellett, amely egyenlő a vízfelszín hőmérsékletével. Meghatározható, mint a hely szélességi fokának és az időpontnak a függvénye (J/cm² · d),

q_e – a fajlagos hőáramlás a folyómederből a víz felé. Meghatározható, mint a hely földrajzi szélességének, a hónapnak és a vízmélységnek a függvénye (J/cm² · d).

A k , d és q_e hőcsere, hőáram együtthatók értékei a szakirodalomban közzétett táblázatokból könnyen meghatározhatók (*Suljakovszkij*, 1960; *Sztancsikova* 1973).

A (2.3) számú egyenlőtlenység jobb oldalának számlálójában szereplő B_n hőmennyiség számítására *Suljakovszkij* (1960) közelítő egyenletet javasol (jelöljük \bar{B}'_n -vel):

$$B_n = k\bar{\Theta} + d \quad (2.5)$$

A (2.5) egyenletben a már korábban ismertetett tényezők szerepelnek, így az egyenlet megoldása nem ütközik nehézségekbe.

A (2.3) egyenlőtlenység jobb oldalának nevezőjében szereplő α_n meghatározására *Suljakovszkij* (1960) szintén empirikus összefüggést javasolt:

$$\alpha = 1745u_n + 106w_n \quad (2.6)$$

Az egyenletben szereplő u_n az előrejelzett vízállásoknak megfelelő vízhozam alapján az előrejelzési szelvényben meghatározott *középsébség* az n időszak végén, w_n pedig a *szélesebbég* előrejelzett értéke az adott szelvényben az n időszak végén.

A (2.3) egyenlőtlenység mindkét oldalának kiszámításához és összehasonlításához ismernünk kell a közepes vízmélység (h) értékeit is. Egy adott folyószakasz közepes vízmélységét adott vízállás mellett a

$$h = \frac{\bar{\Theta} \cdot \tau \cdot 86 \cdot 400}{F} \quad (2.7)$$

egyenlettel becsülhetjük.

A (2.7) egyenletben Θ az adott folyószakasz közepes vízhozama (m^3/s); τ az átfolyási idő (nap); F a víztükörfelület nagysága (m^2).

Az adott folyószakasz közepes vízhozamértéke meghatározható, mint az előrejelzésbe vont folyószakasz felső szelvényében levő vízhozam és az alsó szelvényben az előrejelzési időszak végén várható vízhozam közepes értéke.

A τ átfolyási idő értékét a következő egyenlettel becsülhetjük permanens állapot feltételezésével

$$\tau = \frac{L}{\bar{u} \cdot 86\,400}, \quad (2.8)$$

ahol L – az adott folyószakasz hossza (m),
 u – az adott közepes vízálláshoz vízhozamhoz tartozó közepes áramlási sebesség (m/s) a vizsgált folyószakaszon.

A Duna és Tisza folyószakaszaihoz tartozó L folyószakasz hosszakat egyszerűen meghatározhatjuk a folyamkilométerek szerint.

A Duna és a Tisza hidrológiai jellemzőinek a (V.O.) folyószelvények alapján történt számítógépes feldolgozása lehetővé tette, hogy több vízhozamértékre kiszámíthassuk az adott folyószakaszok közepes áramlási sebességértékeit és a víztükörfelület nagyságait. Az egyes folyószakaszokon egy-egy rögzített vízhozamértékre kapott közepes sebesség és víztükörfelület értékek alapján kísérletet tettünk, hogy olyan egyenleteket írjunk fel, ami a gyakorlati igényeknek megfelelően általános formában fejezi ki a közepes áramlási sebességnek és a víztükörfelületnek a vízhozamtól való függőségét.

A folyószakaszokra parabolikus egyenleteket kaptunk.

Az előbbieken leírtak ismeretében a (2.3) egyenlőtlenség mindkét oldala számítható és összehasonlítható. Az egyenlőtlenség teljesülése esetén az adott folyószakaszon és adott időpontban a jég megjelenése várható.

3. A jégbeállás kezdeti időpontjának előrejelzése

A jégbeállás kezdeti időpontjának előrejelzésére azután kerülhet sor, miután a folyószakaszokon a zajló jég már megjelent és további negatív léghőmérsékletek idején a zajlás erősödésére, a zajló jég mennyiségének növekedésére számíthatunk.

Összefüggő jégtakaró kialakulásához két feltétel teljesülése szükséges (Komarov, 1947; Suljakovszkij, 1960; Balasova, 1968; *Hydrological Forecasting Practices*, 1975).

Először elegendő mennyiségű jéganyagnak kell összegyülekeznie, azaz a folyó víztömegének meghatározott hőmennyiséget kell leadnia a környezet felé, amit azt jelent, hogy a negatív hőösszegnek jelentős értéket kell elérnie a jég megjelenésétől a jég beállásáig terjedő időszakban ($\Sigma\Theta_{-}$)_A.

Másodsor a megállt jégtakarónak meg kell fagynia. A fagyás folyamatának megfelelő intenzitással kell lezajlania, azaz az első feltétel teljesülése után a léghőmérsékletnek elegendően alacsonynak kell lennie; nem magasabbnak, mint az úgynevezett kritikus hőmérséklet (Θ_{kr}).

A szükséges negatív léghőmérsékleti összeg és a kritikus léghőmérséklet értéke a folyómeder morfológiai jellemzőitől a folyó adott szakaszán a hidraulikai feltételektől függ egy vizsgált időszakban.

Ha a két feltétel közül az egyik nem teljesül, a folyó nem áll be. Előbb el kell érni a jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeg értékét. Ezután a folyó csak akkor áll be, ha a léghőmérséklet egy kritikus értéknél alacsonyabb.

Suljakovszkij (1960) a jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeg és kritikus hőmérséklet kiszámítására a következő általános egyenleteket ajánlja:

$$(\Sigma\Theta_-)_A = -10,3 \cdot u^{1,22} \cdot b^{0,39} \quad (3.1)$$

$$\Theta_{kr} = -0,65 \cdot u \cdot b^{0,5} \quad (3.2)$$

ahol u – a víz közepes áramlási sebessége (m/s),
 b – a szelvény szélessége (m).

Suljakovszkij (1960) számításait elvégeztük a jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeg egyenleteinek megállapítására, valamint a jégbeálláshoz szükséges kritikus hőmérséklet meghatározására a Dunára és a Tiszára.

A jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeget illetően azt kaptuk, hogy a Duna folyó alsó szakaszára (Dunaföldvár – Mohács) a *Suljakovszkij* (1960) által meghatározott egyenlet tökéletesen megfelel, a Duna felső szakaszára (komáromi és budapesti szelvény) viszont nem.

A Duna felső szakaszára javasolt új egyenlet:

$$(\Sigma\Theta_-)_A = -17,48 \cdot u^{1,144} \cdot b^{0,428}, \quad (3.3)$$

ami némileg különbözik a *Suljakovszkij* (1960) által javasolttól.

A Tisza folyóra a *Suljakovszkij* (1960) által javasolt egyenletet a beálláshoz szükséges negatív hőösszeg számítására minden további nélkül elfogadjuk.

A jégbeálláshoz szükséges kritikus hőmérsékletet illetően azt kaptuk, hogy a Dunára a *Suljakovszkij* (1960) által javasolt egyenlet némi módosításra szorul:

$$\Theta_{kr} = -0,423 \cdot u^{1,448} \cdot b^{0,476} \quad (3.4)$$

A Tisza folyóra a *Suljakovszkij* által javasolt egyenletet a beálláshoz szükséges kritikus hőmérséklet kiszámítására változtatás nélkül elfogadjuk.

A Duna és a Tisza kiválasztott szelvényeiben a különféle vízálláshoz (vízhozamhoz) tartozó áramlási sebességek meghatározására a szelvények vízhozamgörbéit használtuk fel.

A folyók szelvényeiben a különféle vízállásokhoz tartozó folyó-szélesség értékeket a keresztzelvények részletes értékelése után megállapított összefüggések adják.

Az előrejelzés a szükséges negatív hőösszeg és kritikus hőmérséklet kiszámításából és a várható léghőmérséklet naponta összegezett értékeivel való összevetéséből áll.

A megadott szelvényekben várható jégbeállítás előrejelzéséhez először az első, majd második, harmadik, negyedik vagy a többi napon várható vízhozamértéket az írott vízhozamgörbék vagy egyenletek segítségével határozzuk meg.

A vízhozamértékek ismeretében kiszámítjuk az első, második stb. napon az adott keresztzelvényben várható áramlási sebességeket.

Ezután következik a szükséges negatív hőösszegek számítása az adott napra az előrejelzett vízállás alapján meghatározott vízsebesség és folyó-szélesség segítségével, a (3.1) és (3.3) egyenletek felhasználásával.

Meghatározzuk a hőmérsékleti előrejelzés alapján várható negatív hőösszeget is. Ha a szükséges negatív hőösszeg előjel szerint alacsonyabb, mint az előrejelzett, akkor áttérünk a második nap értékeinek kiszámítására, majd így haladunk addig, amíg a szükséges hőösszeg előjel szerint magasabb érték, mint az előrejelzett hőösszeg, vagy amíg a léghőmérséklet előrejelzésének érvé-

nyességi ideje lejár. Az előbbi esetben azaz a jég beállításához szükséges negatív hőösszeg elérése után áttérünk a második feltétel, a kritikus hőmérsékletek kiszámítására a (3.2) és (3.4) egyenlet felhasználásával.

A második feltétel teljesülése esetén, azaz, amikor a Θ_{kr} értéke előjel szerint magasabb, mint a várható léghőmérséklet aktuális középértéke, az adott napon a jég beállása várható.

4. A jégtakaró megindulási időpontjának előrejelzése

Az álló jégtakaró megindulásában és később a folyó teljes letisztulásában a termikus és mechanikus tényezők együttes, de változó súlyú hatásúak a főszerep. A termikus hatás által kiváltott olvadás jelentősen csökkenti a jégtakaró szilárdságát. A mechanikai erők (árhullám) összetörik a jégtakarót és elősegítik a jég levonulását. A két tényező együttes hatása Földünk más-más tájain igen eltérő súlyú lehet a jégtakaró megindulásának folyamatában.

Európa északi részein, északi irányú folyók esetében, az állójég megindulásában fontosabb a szerepe a *mechanikus* tényezőknek. A tavaszi árhullámok összetörik a jégtakarót még akkor, amikor a jég a folyó alsó szakaszán igen vastag és erős.

Európa déli tájain a déli irányú folyók esetében, az állójég megindulásának folyamata eltér az északi folyókéétől. A tavaszi árhullámok a jégtakaró megindulása után, általában később jelentkeznek a folyókon. Ezeknek a folyóknak az esetében a jégtakaró megindulásában a *termikus* tényezőké a főszerep. Az állójég megindulásához szükséges hőmennyiség függ a jégtakaró vastagságától. Mennél vastagabb a jégtakaró, annál nagyobb hőmennyiség szükséges az állójég megindulásához.

A Dunát és a Tiszát a déli irányítottágú folyókhoz sorolhatjuk, amelyek – néhány esetet kivéve – a jégtakaró megindulásának folyamata főként a *termikus* tényezőktől függ.

Az állójég megindulása és a jég teljes eltűnése folyamatának bonyolult volta miatt minden tekintetben megbízható, általános jellegű előrejelzési módszer ma még nem ismeretes. A jégmegindulás folyamatában részt vevő tényezők egy részét az alapvető adatok hiánya miatt nem vehetjük számításba.

A jég olvadásának számítása hőmérleg-módszer segítségével az alapadatok hiánya miatt lényegében ugyanolyan nehézségekkel küzd, mint amit a korábbi fejezetben már ismertettünk. Ezért jelenleg csak indirekt, egyszerűsített, közelítő számítási módszereket alkalmazhatunk.

A léghőmérséklet pozitív napi középértékeinek teljes összege felhasználható, mint a termikus hatás, a jégmeginduláshoz szükséges hőmennyiség legegyszerűbb, indirekt jellemzője.

Az állójeges időszak alatt észlelt negatív napi középhőmérsékletek összege szintén szerepelhet, mint a jégvastagság indirekt jellemzője.

A jégmegindulás rövididejű előrejelzésének legegyszerűbb módszere a következő típusú, tapasztalati összefüggéseken alapszik (*Hydrological Forecasting Practices*, 1975).

$$\Sigma q = f(\Sigma D_-) \quad (5.1)$$

$$\Sigma q = f(d_g, \Delta H) \quad (5.2)$$

$$\Sigma q = f(\Sigma D_-, H_w) \quad (5.3)$$

ahol Σq – az a hőmennyiség, amely szükséges a kérdéses folyószakaszon a jég megindulásához,

ΣD_- — a negatív hőösszegek az állójeges időszakban,

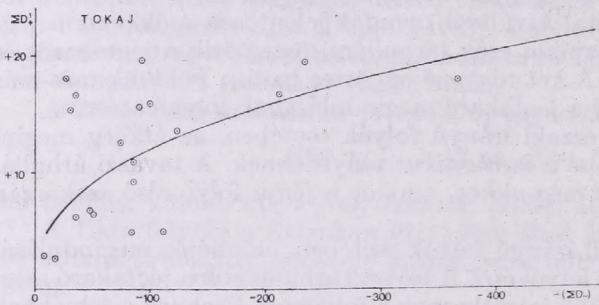
d_g — a jégvastagság,

ΔH — a megindulás időpontjában észlelt vízállás és a téli alacsony vízállás különbsége,

H_w — a maximális téli vízállás.

A (5.1), (5.2) és (5.3) típusú két- vagy három változós tapasztalati összefüggés meghatározásával egyszerű, közelítő előrejelzési egyenleteket dolgozhatunk ki, amelyekkel kiszámíthatjuk a jég megindulásához szükséges pozitív hőösszegek értékét. Mindezek után a hőmérsékleti előrejelzés ismeretében az előrejelzések érvényességi idején belül jelezhetjük előre a jégmegindulás várható időpontját.

A Dunán és a Tiszán az álló jégtakaró általában akkor indul meg, amikor a tartósan hideg időjárás megenyhül, és az addig negatív léghőmérsékletek tartósan vagy erősen pozitív értékűek lesznek.



3. ábra: A jégmeginduláshoz szükséges pozitív hő összeg; Tokaj

Az állójégnek a pozitív léghőmérsékletek hatására történő megindulása elsősorban a jégbeállás alatti negatív hőösszeg értékétől — közvetve az állójég vastagságától — függ. A jég megindulása kezdődhet akkor is, ha mesterséges beavatkozást hajtanak végre (robbantás, jégtörők alkalmazása). Ilyen esetben az érintett folyószakaszokon hőmérsékleti alapon történő előrejelzés értelmetlenné válik, ezért az állójég megindulásának előrejelzését nem végezzük el.

Az 1946–1970 időszak téli hónapjaiban a Duna és a Tisza korábban felsorolt szelvényeiben megkerestük azokat az időpontokat, amikor a negatív léghőmérsékletek pozitív értékre váltottak, valamint azokat a napokat, amikor az állójég megindult. A pozitív hőmérsékletek megjelenésének időpontjától az állójég megindulásáig összegeztük a vonalmenti napi középhőmérsékleteket (ΣD_+).

Ezek után olyan kétváltozós kapcsolati görbéket szerkesztettünk, amelynek vízszintes tengelyén az állójég megjelenésének napjától a pozitív hőmérsékletek megjelenésének napjáig összegezett negatív hőösszeget (ΣD_-) tüntettük fel. A függőleges tengelyen a pozitív hőmérséklet megjelenésének időpontjától az állójég megindulásának napjáig összegezett pozitív hőösszeget mértük fel. Az egymáshoz tartozó pontok halmazán keresztül kiegyenlítő görbéket szerkesztettünk.

A 3. ábrán a tokaji szelvényben az állójég megindulásához szükséges pozitív összeg és az állójég megjelenésének napjától a pozitív hőmérsékletek megjelenésének napjáig összegezett negatív hőösszegek közötti kapcsolatot, illetve kiegyenlítő görbét mutatjuk be.

Megjegyezzük, hogy a kapcsolati görbék megrajzolása a pontok nagymértékű szórása miatt igen nehéz feladat. Azonkívül a Dunán a feldolgozott időszakban kevés, mindössze hat esetben észleltek állójeget.

A kétváltozós kapcsolatok pontosabbá tételére harmadik változó alkalmazását terveztük az (5.2) és (5.3) egyenleteknek megfelelően. Megkíséreltük a téli (minimális) vízállásértékeket meghaladó vízállás különbségeknél és a téli maximális vízállásoknak segédváltozókénti használatát is.

A segédváltozók alkalmazása sem a Tiszára, sem a Dunára nem hozta meg a remélt eredményt, így ezek alkalmazásáról — egyelőre — lemondunk.

Meghatároztuk a kapcsolati görbék egyenleteit, amik közül a budapesti és dunaföldvári szelvény egyenlete egyenes, a többi szelvényé parabolikus jellegű. A kapcsolati görbék egyenleteit a *II. táblázat* tartalmazza ($A/\Sigma D_-$) negatív előjelétől eltekintünk.)

II. TÁBLÁZAT

Az állójég megindulásához szükséges pozitív hőösszegek számítására szolgáló egyenletek

Komáromra:	$(\Sigma D_+^1) = 2,25 \cdot (\Sigma D_-)_{0,344}$
Budapestre:	$(\Sigma D_+^1) = 0,113 \cdot (\Sigma D_-)$
Dunaföldvárra:	$(\Sigma D_+^1) = 0,091 \cdot (\Sigma D_-)$
Mohácsra:	$(\Sigma D_+^1) = 1,325 \cdot (\Sigma D_-)^{0,6}$
Vásárosnaményra:	$(\Sigma D_+^1) = 0,967 \cdot (\Sigma D_-)^{0,497}$
Tokajra:	$(\Sigma D_+^1) = 1,957 \cdot (\Sigma D_-)^{0,394}$
Polgárra:	$(\Sigma D_+^1) = 0,717 \cdot (\Sigma D_-)^{0,5}$
Szolnokra:	$(\Sigma D_+^1) = 1,928 \cdot (\Sigma D_-)^{0,442}$
Szegedre:	$(\Sigma D_+^1) = 2,57 \cdot (\Sigma D_-)^{0,383}$

A jégmegindulás előrejelzése abból áll, hogy a pozitív léghőmérsékletek megjelenése után a (ΣD_-) érték ismeretében meghatározzuk a jégmeginduláshoz szükséges pozitív hőösszegeket (ΣD_+^1) az előrejelzési egyenletek segítségével, majd ezt az értéket összevetjük az előrejelzés kiadásának napjáig észlelt tényleges pozitív hőzéphemérsékletnek és a hőmérsékleti előrejelzésből számított, várható pozitív hőösszegek összegével. Ha az utóbbi érték nagyobb, mint a szükséges pozitív hőösszeg, az adott napon a jég megindulása várható.

5. A jég eltűnése időpontjának előrejelzése

A tartósan pozitív léghőmérsékletek megjelenésével a folyókról a jég le-tisztul. A jég eltűnésének jelensége kétféle előzmény után játszódhat le. Az első esetben a negatív léghőmérsékletek összege nem éri el azt az értéket, ami az állójég kialakulásához szükséges. Ilyen esetben csak zajlójég keletkezik, ami

a pozitív léghőmérsékletek megjelenésével bizonyos idő után eltűnik. A másik esetben állójég alakul ki, ami pozitív hőmérsékletek megjelenése után előbb felszakadozik, zajlójég alakul ki, ami további pozitív léghőmérsékletek hatására tűnik el. Az előrejelzéshez felhasznált

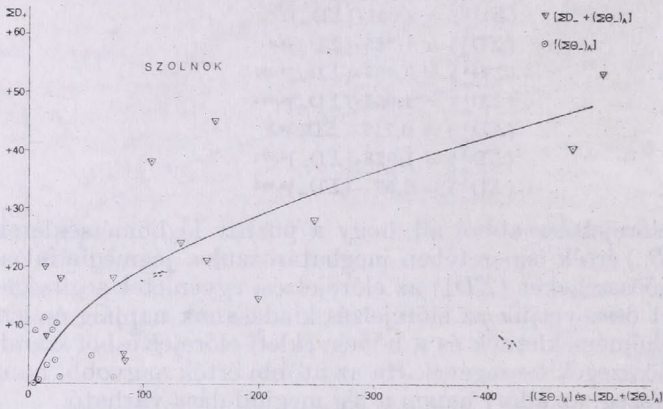
a) hidrológiai információk:

1. A jégzajlás megjelenésének dátuma
2. A jégbeállás kezdetének dátuma
3. A jégbeállás végének dátuma
4. A jégzajlás végének időpontja;

b) meteorológiai információk:

1. A zajlójég megjelenésétől az állójég kezdetének időpontjáig, vagy a pozitív léghőmérsékletek megjelenésének időpontjáig terjedő időszak negatív középhőmérsékleti összege $(\Sigma \Theta_-)_A$.
2. Az állójég megjelenésének időpontjától a pozitív léghőmérsékletek időpontjáig terjedő időszak negatív középhőmérsékleteinek összege (ΣD_-) .

3. A pozitív léghőmérsékletek megjelenésének időpontjától a jégjelenségek eltűnésének időpontjáig terjedő időszak pozitív középhőmérsékleteinek összege (ΣD_+), ami csak zajlójég kialakulása esetén egyetlen időszakot foglal magában, a pozitív hőmérsékletek megjelenésétől a jég eltűnéséig; állójég kialakulása esetében az időszak két részre oszlik, az egyik a pozitív léghőmérsékletek megjelenésének időpontjától az állójég megindulásának időpontjáig tart és ezen időszak alatt (ΣD_+^1) pozitív léghőmérsékleti összeg gyűlik össze, a másik a jég megindulásának időpontjától a jég teljes eltűnéséig tart és a pozitív középhőmérsékleti összege (ΣD_+^2).



4. ábra: A jég eltűnéséhez szükséges pozitív hőösszeg; Szol

4. Tényleges napi vonalmenti léghőmérsékletek (Θ)_i a pozitív léghőmérsékletek megjelenésétől az előrejelzés kiadásáig.
5. A léghőmérséklet előrejelzett értéke (Θ).
6. A hőmérsékleti előrejelzés érvényessége (n).

A jég teljes eltűnésének előrejelzése úgy történik, hogy a pozitív léghőmérsékletek megjelenése után a folyamatosan összegezett napi vonalmenti középhőmérsékletek alapján meghatározzuk azt a negatív hőösszeget, ami az első zajlójég megjelenésétől a pozitív hőmérsékletek megjelenéséig adódik ($\Sigma \Theta_-$)_A, vagy ($\Sigma \Theta_-$)_A + (ΣD_-) a folyószakaszokra. Ezen érték birtokában kétváltozós kapcsolati görbék segítségével meghatározott előrejelzési egyenletek segítségével kiszámíthatjuk a jég eltűnéséhez szükséges pozitív hőmérsékleti összeget (ΣD_+), majd ezt az értéket összevetjük az előrejelzés kiadásának napjáig észlelt tényleges pozitív napi vonalmenti hőösszegek és a hőmérsékleti előrejelzés alapján számolt napi hőösszegek összegével. Ha az utóbbi érték nagyobb, mint a szükséges pozitív hőmérsékleti összeg, az adott napon a jég eltűnése várható.

Állójég esetén előbb a megindulás előrejelzéseit végezzük el, a jég teljes eltűnésének előrejelzése a jég megindulása után lehetséges. Az előrejelzési egyenletek segítségével mindig a (ΣD_+) értékét határozzuk meg, és mivel a jég megindulásáig összeggyülekezett pozitív hőösszeg (ΣD_+^1) már ismert, az eltűnéshez szükséges pozitív hőösszeg:

$$(\Sigma D_+^2) = (\Sigma D_+) - (\Sigma D_+^1) \quad (6.1)$$

A 4. ábrán a szolnoki szelvényben a jég teljes eltűnéséhez szükséges pozitív hőösszeg és a kezdeti jégzajlástól a pozitív hőmérsékletek megjelenéséig terje-

dő időszakban a negatív hőösszeg közötti kapcsolatot, illetve kiegyenlítő görbét mutatjuk be.

A kapcsolati görbék szerkesztése a pontok jelentős szórása miatt nem volt könnyű feladat. Sajnos a kapcsolat szorosabbá tételére tett kísérletünk harmadik változó bevonásával nem járt sikerrel.

A kapcsolati görbék egyenleteit a Duna és a Tisza adott szelvényeire külön-külön meghatároztuk. A komáromi és budapesti szelvény egyenlete lineáris, a többi szelvényé parabolikus jellegű. A kapcsolati görbék egyenleteit a *III. táblázat* tartalmazza. ($(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)$ negatív előjelétől eltekintettünk).

III. TÁBLÁZAT

A jég teljes eltűnéséhez szükséges pozitív hőösszegek számítására szolgáló egyenletek

Komáromra:	$\Sigma D_+ = 0,071 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)] - 0,8$
Budapestre:	$\Sigma D_+ = 0,135 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]$
Dunaföldvárra:	$\Sigma D_+ = 0,435 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0,792$
Mohácsra:	$\Sigma D_+ = 1,278 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0,649$
Vásárosnaményra:	$\Sigma D_+ = 1,789 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0,5$
Tokajra:	$\Sigma D_+ = 2,584 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0,444$
Polgárra:	$\Sigma D_+ = 0,995 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0,52$
Szolnokra:	$\Sigma D_+ = 1,5 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0,558$
Szegedre:	$\Sigma D_+ = 3,135 [(\Sigma\theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0,442$

Megjegyezzük: ha nagy álló jég nem alakul ki, akkor az egyenletekben szereplő (ΣD_-) értéke értelemszerűen egyenlő nullával, és az egyenletekkel számított szükséges pozitív hőösszeg arra az esetre érvényes, amikor csak zajlójég volt a folyószelvényben.

6. Az előrejelzési módszerek továbbfejlesztésének lehetőségei

Jelen tájékoztató a jég elleni védekezés hatékonyságát növelő, hazánkban is alkalmazható jégelőrejelzési módszereket mutatja be. A módszerek előnye, hogy a jégjelenségek különféle előrejelzési módszereiben az Országos Vízjelző Szolgálatnál jelenleg is rendelkezésre álló hidrológiai és meteorológiai adatokat, információkat használják fel, így a gyakorlati alkalmazás lehetősége adva van.

A módszerek kidolgozása az első lépést jelenti a jég elleni védekezést segítő, operatív előrejelzési munkában, így a módszerek állandó javítása, az előrejelzési gyenletek pontosítása fontos további feladat marad.

A különféle jégjelenségek javasolt előrejelzési módszereiben kényszerű elhanyagolások, közelítő számítások, becslések, empirikus megoldások vannak, amelyek csökkentik a jégelőrejelzések pontosságát. A jégelőrejelzések pontosságának további csökkenése esetenként a meteorológiai előrejelzések bizonytalanságának rovására írható.

Fontos lépés a jégelőrejelzési módszerek továbbfejlesztésében a *folyami klímaállomások* létesítése. Ezeken a klímaállomásokon lehetőség nyílik a jégelőrejelzéshez szükséges alapadatok, elemek mérésére is és így a pontos paraméterek meghatározására. Néhány év múlva az összegyűjtött mérési anyag felhasználásával szükséges lesz az előrejelzési módszerek felülvizsgálata, továbbfejlesztése, az előrejelzési módszerek finomítása.

Mint minden előrejelzési módszernek, a jégelőrejelzéseknek is alapvető fel-

tétele a jégjelenségekre vonatkozó hidrológiai alapadatok észlelésének pontossága, amely jelenleg még sok kívánnivalót hagy maga után. Ezért a jövőben több gondot kell fordítani a jégészlelések és vízhőmérséklet mérések pontosságára, és az új, esetleg automatizált észlelési módszerek bevezetésére.

Az előrejelzési egyenleteknek a legújabb adatok feldolgozását követő pontosítása, finomítása után a jégjelenségek előrejelzésére ajánlott komplex előrejelzési módszer a jég elleni védekezés mindennapos gyakorlatában várhatóan jól használható módszer lesz.

IRODALOM

- Árkay, R., Csanádi, N., Csoma, J., Fazekas, A., Hajós, L., Kiss, J., Philipp, I., Sipos, B., Starosolszky, Ö., Szilágyi, J., Szőke, Sz., Törőcsik, Gy., Vágó, J. és Vukovári, A., 1973: *A jégvédelem kézikönyve*. (Szerk.: Sipos Béla) VIZDOK, Budapest
- Balaso, J. V., 1968: *Szosztojanijje i praktyicseszkaje iszpolzovanyije metodov kratkoszrocsnüh prognoszov zamerzanyija rjek i vodohranijilics*. Obzor. Gidrometcentr. SzSzSzR. Obnyinszk.
- Csoma, J., 1968: A Tisza jégjelenségeinek előrejelezése. *Vízügyi Közlemények* 3, 326–364.
- Galli, L., Gerő, Gy., Ivicsics, F. Kovács, D., Litauszki, J., Nagy, I., Polgár, L., Starosolszky, Ö., Szappanos, Z., Szentő, J., Szolyóri, P., Vágás, I., Ziegler, K. és Zorkóczy, Z., 1974: *Árvízvédekezési kézikönyv*. OVH kiadvány, Budapest
- Horváth, S.: 1979: A Duna jégviszonyai. *VITUKI Közlemények*, 21
- Hydrological Forecasting Practices*, 1975: *WMO-Operational Hydrology*, Report No. 6. Geneva, Switzerland
- Komarov, V. D., 1947: *Metodü kratkoszrocsnüh prognoszov vremeni pojavlenijija szala i usztanovlenijija ledosztava na rjekah*. *Trüdü CIP*, 2/28
- Lászlóffy, W. und Szesztay, K., 1964: *Vorhersage der Eisverhältnisse in Flüssen mit besondere Berücksichtigung der Donau. 2. Konferenz der Arbeitsgemeinschaft der Donauländer für hydrologische Vorhersagen*. Wien
- Lászlóffy, W., Szesztay, K., 1965: A folyók jégviszonyainak előrejelzése, *Beszámoló a VITUKI 1962. évi munkájáról*. OVF kiadv., Budapest
- Starosolszky, Ö., 1969: A jég a vízepítésben. *VITUKI, Tanulmányok és kutatási eredmények*. 27
- Suljakovszkij, L. G., 1947: *K metodike kratkoszrocsnüh prognoszov zamerzanyije i vszkruťijije rjek*. *Trüdü CIP*, 5/32
- Suljakovszkij, L. G., 1960: *Pojavlenijije lda i nacsalo ledosztava na rjekah, ozerah i vodohranijilicsah*. *Raszcsotü dlja celej prognoszov*. Gidrometeoizdat, Moszkva
- Sztancsikova, A., 1973: *Usztanovlenijije zaviszimosztyej dlja prognoza ledovüh javlenijij na osznovanyii raszesota elementov teplovogo balansza i na osznovanyii predpologaemogo razvityija meteorologicseszkih elementov*. *Rabocsaja gruppa po naucsnoj gidrologii baszejna rjeki Dunaja pri Dunajszkoj Komisszii*. Szbornyik rabot. I. Ledovüj rezsim, 123–151. Budapest

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan. – Feb. 1982. Budapest

Hazánk természeti erőforrásai – Légköri erőforrások

BÉLL BÉLA, Országos Meteorológiai Szolgálat, H — 1525 Budapest, Pf. 38

Előzmények. Közgazdasági számvetések szerint a XX. század hágyatékában negatív tételként a túlnépesedés és az élelmezési gondok mellett nem lesz elhanyagolható az *energia-készletek* kimerülésének veszélye sem.

Mindenesetre a készletekkel könnyelműen gazdálkodó korunkban már világszerte tapasztalhatók az energiatakarékossági intézkedések és új energiaforrások keresése.

A világ gazdasági rendszerének belső kapcsolatai révén ezek a gondok és törekvések többé-kevésbé áthatják minden közösség, nemzet, állam gazdasági és társadalmi életét. Népgazdaságunknak is elsőrendű érdeke az ország energiámérlegében az egyenlőség biztosítása.

Az energia-világválság kezdetén, mintegy másfél évtizede *Erdei Ferenc* az MTA főtitkára, egyúttal az Agrárgazdasági Kutatóintézet igazgatója, átlátva a természeti energiaforrások komplex jellegét, felhívta az illetékesek figyelmét erre a sokoldalú együttműködést igénylő feladatra. Az *Erdei Ferenc*től származó gondolatot *Szádeczky-Kardoss Elemér* akadémikus, az MTA X., Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának első osztályelnöke felkarolta. Javaslatára az 1965-ben alakult X. Osztály „*A természeti erőforrások kutatása és feltárása*” elnevezésű témát, mint a földtudományok kiemelt kutatási feladatát ajánlotta az Osztály érdekltségi köréhez tartozó kutatóhelyek figyelmébe.

Mint hogy az újonnan alakult Osztály a bányászaton kívül a geodézia, a geológia, a geofizika, a geokémia, a geográfia és a meteorológia tudományágait is – lényegében a földtudományok túlnyomó részét – magában foglalta, ezért a komplexen értelmezett természeti erőforrások kutatása az MTA keretében a legmegfelelőbb gondozásba került.

Ismeretes, hogy az 1960-as évek elején kidolgozott *Országos Távlati Tudományok Kutatási Terv* (OTTKT), amelyben a X. Osztály kiemelt kutatási témája is helyet kapott, inkább az országos kutatási tevékenységet áttekintő és összefoglaló terv volt, szervezetileg biztosított anyagi eszközök híján a kutatási tevékenységet országos szinten érdemben nem befolyásolta (Társ. Szemle, 1969). A Tudománypolitikai Bizottság kezdeményezésére az 1970–1985. időszakra kidolgozott OTTKT-ben – immáron szervezettebb felosztásban – a természet- és társadalomtudományok tekintetében a MTA kapott megbízást az egyes tudományágak koordinálására az egész országra kiterjedő elvi, módszertani, javaslattevő és véleményező feladatkörrel.

Az újra fogalmazott OTTKT-ben országos és tárcaszintű kutatási *főirányokat*, ill. *programokat* különböztetünk meg. A főirány jórészt alapkutatásokkal új tudományos ismeretekre irányul, a kutatási program ezzel szemben általában már feltárt ismeret-

tekre támaszkodik, s inkább fejlesztési irányú kutatás. A X. Osztály említett kiemelt kutatási témája: „Az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása”, mint tárcaszintű főirány szervezetileg is az MTA gondozásába került. A főiránynak a tervtanulmányban kifejtett célkitűzése a geofizikai, geokémiai és geológiai módszerek fejlesztésére, a szénhidrogének és egyéb energiaforrások felhalmozódási, áramlási és elhelyezkedési törvényszerűségeire irányult, kiegészítve az ezekhez kapcsolódó földrajzi vizsgálatokkal.

Minthogy a geofizikai és geológiai kutatások irányítója a *Központi Földtani Hivatal* (KFH), amelynél a két tudományág kutatási kapacitásának többsége összpontosul, *Erdei Ferenc*, az MTA főtitkára 1970. végén felkérte a KFH elnökét, *Fülöp József* akadémikust a tervtanulmány megvalósításának irányítására. 1970–1980 között a KFH sok figyelmet és nem csekély anyagi erőt fordított a természeti erőforrások egyre szélesebb körű tudományos vizsgálatára (Fülöp, 1980).

A X. Osztály figyelemmel kísérte a főirányban végzett kutató munkát s erről évről-évre beszámolt az MTA közgyűlésein (MTA, 1972, 1973, 1974, 1975, 1976, 1980).

A főirány országos szintre emelése

Az Elnökség elé terjesztett beszámolóik szerint a földtani kutatások kapcsolatai az építészettel (városfejlesztés, település), a mezőgazdasággal (növénytermesztés, talajtan), a vízügyekkel (vízgazdálkodás), a meteorológiával (időjárás, éghajlati hatások) olyan mértékben megerősödtek, hogy ennek kapcsán kívánatosá vált az eredetileg geológiai, geofizikai célkitűzésű főirány tematikai és szervezeti kibővítése más természeti erőforrásokkal, ill. a megfelelő tudományágakkal.

Hasonló gondolattal és javaslattal zárult az MTA X., *Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának* és a IV., *Agrártudományok Osztályának* 1978-ban tartott, a főirány eredményeit értékelő együttes osztályülése. A javaslatokból kiindulva a X. Osztály a KFH-val együtt, a IV. Osztály egyetértő támogatásával javasolta az MTA Elnökségének (1979. I. 30.) a főirány országos szintre emelését a tematika kibővítésével, valamint az irányítás új, tárcaközi szervezetének kialakításával.

Az előterjesztésben a X. Osztály – az 1978. évi együttes osztályülés nyomán – meghatározta a természeti erőforrások tágabb értelmű fogalomkörét. Ezen „az ország természeti adottságainak mindazon elemeit értjük, amelyek az anyagi termelés adott (de időben változó) szintjén a tudomány gyarapodó eredményeinek egyre hatékonyabb körű működésével, ill. felhasználásával gazdaságosan vehetők igénybe a társadalom igényeinek kielégítésére, a népgazdaság fejlesztésére. Ilyenek az ásványi nyersanyagok, a termőtalaj, a víz és a légkör, valamint az élővilág bizonyos anyagai” (MTA, 1980).

Az MTA Elnöksége egyetértett a javaslattal (1979. I. 30.). Végül is a *Minisztertanács* 1979. III. 22-i és a *Tudománypolitikai Bizottság* (TPB) 1979. IX. 9-i határozatával az eddig tárcaszintű főirány „Az ország természeti erőforrásainak átfogó tudományos vizsgálata” címen kapott helyet az országos szintű főirányok között.

A főirány történetének ebben a szakaszában, amikor a földtan patronálásából kiválva szélesebb tematikával, magasabb szintű szervezeti formában van hivatva a magyar népgazdaság érdekeit szolgálni, elismeréssel adózunk a KFH irányító munkájának. Végso jelentésében *Fülöp József* (1980) jóleső érzéssel (és szerintünk elfogulatlan, széles látókörrel) állapíthatta meg, hogy a földtani kutatás, amelyet a felszabadulást követőleg az

energiatermelés helyreállítása, a nehézipar ásványi nyersanyagszükséglete vitt rohamléptekkel előre, a főirány felkarolásával a jövő elébe vágó missziót vállalt, amit most szívesen oszt meg az időközben töretlenül fejlődött szakterületekkel.

Az országos szintű főirány tervezési és szervezési előmunkálatai

A Minisztertanács és a TPB határozatait követőleg az MTA illetékes szervei megkezdték — az illetékes főhatóságok bevonásával — az országos szintű főirány tematikai és megvalósítási tervének (a meteorológiai tervezésben ennek a kifejezőbb „feladat- és végrehajtási terv” felel meg), valamint szervezeti rendszerének kidolgozását.

Általános vélemény szerint ez a megalapozó munka döntő jelentőségű a főirány sorsát illetően. A megoldandó feladat és nehézségei a következők.

A tematikai terv a természeti erőforrások fogalmi meghatározásának megfelelően több tudományterület számára *egységes* célkitűzésű, de *különböző* tárgyú feladatokat jelöl ki. Az egységes, közös célkitűzés megkívánja a kutatások *koordinálását*, a *megvalósítás* szakaszában ellenben a kutatás bázisintézményekre, kutató csoportokra *osztódik*. A heterogén eredmények szintézisének folyamatában újból az egységes célkitűzés megkívánta *koordináció* lép előtérbe. Az irányítás dialektikájának ezt a sajátos megnyilatkozását a koordinálás rugalmas metodikájával lehet feloldani, de a metodika a tervezési mechanizmusban maga is kutatási feladatként jelentkezik.

A koordinálás szintetizáló szakaszában a különböző erőforrások egységes *értékelésének* feladata metodikailag egyáltalában nem tisztázott nehézségeket okoz.

Az erőforrások felhalmozódott kész-

letének és hozamának valaminő mértékkel (pl. pénzértékkel) történő kifejezése (becslése) az ún. *nem megújuló* (nem pótolható) erőforrások (pl. ásványi nyersanyagok) esetében nagyobb nehézségek nélkül megoldható (ilyen becslések és prognózisok több-kevesebb tudományos megalapozással napjainkban is napvilágot látnak) annál inkább, mivel sok esetben *exportálható* energiakészletekről (pl. szén, gáz, olaj) lévén szó, értékük nemzetközi értékmérőkkel is kifejezhető. Ennél jóval nehezebb feladat a *megújuló* erőforrások, különösen a *légköri* (időjárás, éghajlat) erőforrások készletének, hozamának egyértelmű értékelése és a többi erőforrás értékével *szükségszerűen* megkívánt *összemérése*. Ugyanezek (így pl. a talajadottságok) helyhez kötöttek, *nem exportálható*k. A légköri erőforrások vonatkozásában ez a kérdés (a meteorológiai szolgáltatások gazdasági haszna) régóta foglalkoztatja a Meteorológiai Világszervezetet (WMO). Az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) — a WMO megbízásából — éveken át sikerrel foglalkozott a meteorológiai szolgáltatások (végeredményben légköri erőforrások) hasznának értékelésével. Eredményei mintául szolgálhatnak más erőforrások értékelésekor és végső soron az ország természeti erőforrásainak szintézisének jelentkező feladat megoldásában.

A *koordinálás* hármas feladata az előzőek szerint:

a) a *tematikai tervezésben*: a közös célkitűzés szem előtt tartásával a különböző tárgyú kutatásoknak *azonos* kutatási irányba terelése,

b) a *végrehajtás tervezésében*: a sajátos fejlesztési, módszertani kutatások biztosítása kutatóbázisokon, csoportokban,

c) az *eredmények szintézisében*: újból a közös célkitűzések érvényre juttatása, *egységes* értékelési metodika kidolgozása.

Belátható, hogy ennek a hármas feladatnak csak olyan testület tehet eleget, amelynek tagjai a tudományterületek potens, hozzáértő, de nagy áttekintő képességű, elfogulatlan, tudománypolitikailag érett, felelősségteljes gazdái, vezetői. Ez a testület a tervezés és végrehajtás fázisaiban olyan tanácsadó szervet igényel, amelynek kezdeményező, véleményező (elbíráló) javaslatai elegendők az irányító testület állásfoglalásának megalapozására. Végül a vezető-és tanácsadó testületeken kívül szükséges egy *operatív* szerv is, amely gondoskodik a vezetés és koordinálás technikai feltételeiről, a tervek és eredmények összefoglalásáról s ahol szükséges, egy-egy módszer kidolgozásáról.

Ennek a sokrétű megalapozó feladatnak előkészítő munkájában jelentős segítséget nyújtott két osztályközi tudományos ülés.

Az egyik az MTA 1980. évi közgyűléséhez kapcsolódó együttes ülésszaka volt az *Agrártudományok*, a *Föld- és Bányászati Tudományok* és a *Biológiai Tudományok Osztályainak*. Az MTA főtítkárhelyettesének, *Láng István* akadémikusnak vezetésével „*Az agroökológiai potenciál felmérése*” című témában végzett kutatások bemutatott eredményei a koordinálás vázolt feladatainak megoldásában jelentős segítséget nyújthatnak.

A másik ülést az MTA 1981. évi közgyűléséhez kapcsolódva a X. Osztály *Földtani Tudományos Bizottsága* szervezte, témája „*A földtani természeti erőforrások népgazdasági jelentősége*” volt. Az ülésen beszámoltak a bányászat, a mezőgazdaság és a vízgazdálkodás geológiai vonatkozású témáinak kutatási eredményeiről is. A légköri erőforrásokról rövid tájékoztató hangzott el azzal az ígérettel, hogy a *Meteorológiai Tudományos Bizottság* az 1981. évi Meteorológiai Tudományos Napok témájaként „*A légköri erőforrások átfogó tudományos vizsgálata*” című témakört tűzi ki.

Az országos szintű főirány szervezete

Az MTA főtítkáranak, *Pál Lénárd* akadémikusnak vezetésével összeült tárcaközi értekezlet 1981. IV. 29-én döntött a főirány szervezeti felépítéséről. Az előzőekben részletesen ismertetett feladatkörrel 3 testületet bízott meg. Az országos szintre emelt főirány *irányító szerve* az illetékes főhatóságok (ÉVM, IPM, KFH, MÉM, MTA, OMSZ, OVH) képviselőiből álló *Tárcaközi Bizottság*. Vezetője: *Pál Lénárd* akadémikus, az MTA főtítkára. Az OMSZ képviselője itt: *Antal Emánuel* kandidátus, az OMSZ elnökhelyettese. A Tárcaközi Bizottság javaslattevő, véleményező testülete: a *Tudományos Tanács*. Elnöke: *Fülöp József* akadémikus, a KFT elnöke. Meteorológus tagjai: *Béll Béla* akadémiai levelező tag és *Mészáros Ernő*, a földtudományok doktora, a *Meteorológiai Tudományos Bizottság* elnöke.

A főirány operatív feladatait ellátó szerv a *Koordináló Iroda*. Vezetője: *Tóth Miklós*, a műszaki tudományok doktora, a *Bányászati Tudományos Bizottság* elnöke.

A főirány keretében végzendő kutatások költségeinek fedezéséről az érdekelt főhatóságok gondoskodnak.

Az országos szintre emelt főirány tematikai és megvalósítási terve

A tárcaközi értekezlet (1981. IV. 29.) némi módosítással elfogadott egy tematikai és megvalósítási előtervet, amelyet előzőleg (1981. IV. 17.) egy „ad hoc” szakértő bizottság megvitatott. Ez az előterv (*Láng István* és munkatársainak összeállításában) szerkezeténél fogva jó alapanyag lehet a szakterületek konkrét témáival történt kiegészítés után a végleges terv összeállítására.

Az előterv kétbemenetelű táblázatban tartalmazza a főirány célkitűzésének megfelelő közös *kutatási irányokat* (megvalósítandó feladatokat),

ill. a tudományterületek szerint megosztott természeti erőforrás-csoportokat. Ilyenformán a központi koordinálás által megfogalmazott közös kutatási irányoknak az erőforrás-csoportok mindegyikében kijelölhetők a szakterületek által megadandó témák, a megfelelő bázisintézményekkel. Lényeges követelmény, hogy ezek a konkrét témák megfelelő időzítéssel szerepeljenek a kutatóbázisok éves feladat- és végrehajtási terveiben, esetleg a végrehajtó kutatócsoport (vagy ennek vezetője) megnevezésével. Végül az előterv tartalmazza az egyes témákban elért eredmények szintézisével kapcsolatos, az egyes erőforrások egy-egy értékelésének, felmérésének módszertanára irányuló kutatási feladatokat.

Az előterv 3 közös kutatási irányt jelöl ki az ezekhez fűződő általános, közös feladatokkal. Ezek:

a) A természeti erőforrások bővítésének és feltételeinek megismerését célzó kutatások.

b) A természeti erőforrások számbavételét és egységes értékelését szolgáló módszertani kutatások.

c) A természeti erőforrások számbavétele és értékelése, a vizsgálatok eredményeinek és következtetéseinek kidolgozása, helyzetképek készítése.

Látható, hogy a kijelölt kutatási irányok minden erőforráscsoportban alapvető feladatként foghatók fel, mindössze az egyes témák s az alkalmazandó módszerek különböznek az egyes tudományterületeken, ill. erőforráscsoportokban.

Az előterv a következő 4 erőforráscsoportot különbözteti meg:

A) Ásványi nyersanyag-előfordulások.

B) Vízlefordulások.

C) Termőföldek.

D) Légköri erőforrások.

Minden erőforráscsoportban az a), b), c) kutatási irányokra elosztva a megfelelő tudományágak bázisintéz-

ményei 8–10 konkrét kutatási témát jelöltek meg. Ezek egyeztetése a Tudományos Tanács, végleges tervbeiktatása és az ezzel kapcsolatos állásfoglalás a Tárcaközi Bizottság, a végrehajtással kapcsolatos központi operatív munka a Koordináló Iroda feladata.

A D erőforráscsoportban (Légköri erőforrások) az egyes kutatási irányok szerint csoportosítva a következő konkrét témákat találjuk (zárójelben a bázisintézmény és a befejezési, beszámolási év):

aD1: Az éghajlati erőforrások mezőgazdasági hasznosítása (OMSZ, 1983).

aD2: A nap- és szélenergia hasznosítása lehetőségeinek kutatása (OMSZ, 1983).

aD3: Az időjárási károk (fagy, jég-eső) elleni védekezés továbbfejlesztése (OMSZ, 1984).

bD1: A meteorológiai információk hasznosítása módszerének kidolgozása, a légköri erőforrások adatbázisának megteremtése (OMSZ, 1983).

bD2: A nap- és szélenergia-értékelés módszertani sajátosságának kidolgozása, az értékelési módszerek továbbfejlesztése (OMSZ, 1983).

bD3: Az időjárási károk elleni védekezés beruházás/hason-kulcsának módszertani vizsgálata (OMSZ, 1984).

cD1: A légköri erőforrás-katasztrófák elkészítése és a légköri erőforrás-értékelés elvégzése (OMSZ, 1984).

cD2: Légköri erőforrásaink adottságainak nemzetközi összehasonlító vizsgálata (OMSZ, 1984).

cD3: Az időjárási károk elleni védekezés kár/hason-helyzetképének elkészítése (OMSZ, 1982).

cD4: Helyzetkép készítése légköri erőforrásainkról és azok hasznosításáról (OMSZ, 1982).

Az OMSZ 1981. évi kutatási és fejlesztési feladatterve

A feladatterv elkészítésekor az OMSZ, mint az országos szintű fő-

irány légköri erőforráscsoportjának bázisintézménye, az ismertített tematikai és megvalósítási előterv koncepcióit, de ezeken kívül az OTTKT, egyéb témáinak meteorológiai igényeit, valamint saját kutató kapacitásának fejlesztési előirányzatait vette figyelembe.

A kutatási fejlesztési feladatterv az OMSZ 1981-re tervbe vett tudományos tevékenységét 6 főtemakörben foglalja össze. Ezek közül az első:

1. főtéma: „AZ ORSZÁG TERMÉSZETI ERŐFORRÁSAINAK ÁTFOGÓ, TUDOMÁNYOS VIZSGÁLATA c. országos szintű kutatási főirányhoz kapcsolódó kutatások.”

A főtéma 5 témára oszlik. Ezek az éghajlati erőforrások gazdaságos felhasználásával, az éghajlati világprogramhoz kapcsolódó kutatásokkal, a sugárzási- és a szélenergia országos felméréseivel, a jégeső elleni védekezés módszertani és kárfelmérő célkitűzéseiivel a főirány aD2, bD2, aD3, bD3 és cD3 témáihoz csatlakoznak.

A főirány átfogó jellegét, a nép gazdaság fejlődésével célul tűzött kapcsolatát, nem különben a légköri erőforrások sokoldalú felhasználását mutatja, hogy a számos külső és belső, tényleges és várható igényeket szem előtt tartó *OMSZ-kutatási és fejlesztési terv* többi főtémája is többé-kevésbé összefügg, eredményeiben pedig föltétlenül össze fog kapcsolódni a főirány témáival.

Összefoglalás

Az országos szintű főirány szervezési és tervezési, megalapozó munkáját, mint első lépéseket, kedvezőknek ítéltjük a főirány távlati fejlődése szempontjából.

Előrelátható volt, hogy az előkészítés során alaposan meggondolt *célkitűzés* meggyőző s az ennek nyomán kitűzött „kutatási irányok” a társadalom és a népgazdaság igényeit szolgálják. Nehezebb feladat — s megva-

lósításához nem csak munkára, hanem türelemre is szükség lesz — a kutatási irányokat kiegészítő és teljessé tevő összehangolt *tematika* és az ehhez szükséges *koordináció* biztosítása.

Az előterv egyes erőforrás-csoportjaiban az egymástól többé-kevésbé függetlenül bejelentett témák még nem tekinthetők a főirány tudományos gépezetében olajozottan összekapcsolódó fogaskerekeknek, a gépezetnek még konstrukciós fejlesztésre van szüksége ahhoz, hogy a népgazdaságnak a kívánt mértékben hasznára legyen.

A tervezés nyelvén szólva az előterv témáinak összeegyeztetése, a témák részleteinek kidolgozása, a népgazdasági igények időtényezőit s a témák belső kapcsolatait figyelembe vevő célszerű *ütemezés* látszik egyelőre a legsürgősebb feladatnak az előterv véglegesítése és távlati kiterjesztése szempontjából. Ez a feladat, valamint az előkészítéshez szükséges időtartam előrelátható megállapítása a Tudományos Tanácsra vár. A kutató bázisintézmények időközben megkezdhetik a terv megvalósításába bekapcsolandó kutatóhelyek, tanszéki csoportok stb. számbavételét és az együttműködés előkészítését.

Tekintettel a főirány programjának előkészítésében tapasztalt céltudatos, irányító munkára, a meteorológusok várakozással és bizalommal tekintenek a többoldalú együttműködés jövője felé s ebben készséggel vesznek részt.

HIVATKOZÁSOK

Fülöp J. 1980: Az ország természeti erőforrásainak átfogó tudományos vizsgálata. Előadás az MTA X. Osztályának 1981. május 6-i tudományos ülésén.

Magyar Tudományos Akadémia: Közgyűlési beszámoló, 1972: 341. o., 1973: 475. o., 1974: 114. o., 1975: 265. o., 1976: 400. o., 1980: 196. o.

Az MSZMP tudománypolitikai irányelvei. Társadalmi Szemle XXIV., 7-8. szám, 47-70.

METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS NAPOK, 1981

A hetedik „Meteorológiai Tudományos Napok” rendezvény lebonyolítására 1981. november 19- és 20-án került sor a Magyar Tudományos Akadémia székházában. Az Országos Meteorológiai Szolgálat és a MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága által rendezett ülészak „A környezetvédelem és időjárás módosítás meteorológiai kérdései” címet viselte. A rendezők célja egyrészt annak illusztrálása volt, hogy a környezetvédelemben a meteorológia milyen szerepet játszik, másrészt érzékelteni akarták a meteorológia és a légköri kutatás fontosságát olyan gyakorlati problémák megoldásában, mint a növénykultúrák védelme a jégeső okozta károk ellen.

A meteorológia szerepe a környezetvédelemben kettős. Az első feladat a légszennyező anyagok légkörre gyakorolt hatásainak vizsgálata, amely más szavakkal az esetleges antropogén klímaváltozások tanulmányozását jelenti. Tekintve, hogy a klímaváltozások kérdéseivel az 1980-as „Meteorológiai Tudományos Napok” rendezvénye foglalkozott, ez a problémakör nem szerepelt az idei programban. A másik feladatot a légkörbe bocsátott szennyezőanyagok terjedésének, átalakulásának és kihullásának vizsgálata, végső soron numerikus modellezése jelenti. Ezekkel a számításokkal és mérésekkel a levegő állapotának függvényében meghatározható, hogy adott emissziós feltételek esetén a levegőben milyen koncentrációk alakulnak ki, illetve milyen terhelés éri a levegőből a bioszférát (beleértve az embert is) és a hidroszférát. A bioszférára és a hidroszférára gyakorolt hatások megállapítása más természetesen más tudományágak feladatát képezi.

A másfélnapos rendezvény első délelőttjén az előadók elsősorban a szennyezőanyagok légköri terjedésével foglalkoztak. Így *Fekete Katalin*, *Popovics Mária* és *Szepesi Dezső* összefoglalták azokat az eredményeket, amelyeket a légszennyező anyagok transzmissziójának kutatása terén értek el. *Iványi Zsuzsa* és *Mersich Iván* bemutatták az atomerőművek légszennyező hatásának numerikus vizsgálatára szolgáló modelljüket, majd *Mersich Iván* változta a domborzat figyelembevételére kidolgozott módszerét. A gázokhoz képest eltérően terjednek a levegőben az ülepedő aero-

szol részecskék. Ezzel a kérdéssel *Tóth György* foglalkozott. *Szabó Éva* érdekes előadásban ismertette a nagy hőfelszabadulással járó égési folyamatok modellezési lehetőségeit.

A második félnap előadásainak célja a légköri átalakulás és az ülepedés megtárgyalása volt. *Bérczes Tibor* és *Mészáros Ernő* a városi légszennyeződés fontos problémájáról, a fotokémiai szmogképződés meteorológiai és kémiai folyamatairól tartott áttekintő előadást. Ezt követően *Várhelyi Gabriella* nyugatnémet társ-szerzőkkel végzett kutatásainak eredményeiről számolt be „Kénvegyületek vertikális légköri koncentrációeloszlásának vizsgálata egydimenziós légköri modell segítségével” címmel. *Horváth László* összefoglalta a magyar csapadékkémiai mérések eredményeit, majd *Horváth László*, *Mészáros Ágnes*, *Mészáros Ernő* és *Várhelyi Gabriella* ismertette, hogy a Balatont a levegőből milyen mértékű nitrogén és foszfor terhelés (ülepedés) éri.

Az érdeklődéssel kísért előadásokból egyértelműen kiderült, hogy a magyar meteorológusok, a társtudományok szakembereivel összefogva készen állnak a környezetvédelem meteorológiai problémáinak megoldására. További erőfeszítéseket kell tennünk, hogy a bemutatott módszerek, modellek és eredmények a hazai gyakorlatban méginkább felhasználásra kerüljenek.

Az időjárás módosítás lehetséges változatai (mesterséges esőkeltés, ködösítés, jégkárok elleni védelem stb.) közül Magyarországon elsőként a jégeső okozta károk elleni védekezést vezették be. Ezt az a közismert tény indokolja, hogy hazánkban a jégkárok milliárd forintos nagyságrendűek. Általános értelemben ez az eljárás is környezetvédelmi tevékenység azzal a különbséggel, hogy ez esetben biológiai környezetünket a természet csapásaitól igyekszünk megóvni.

Wirth Endre „A jégesőelhárítás első öt éve Magyarországon: tények, nehézségek és perspektívák” c. előadásában változta azokat a fontos eredményeket, amelyeket a baranyai rendszer szakemberei az első öt évben elértek. Ugyanakkor hangsúlyozta, hogy a még eredményesebb védekezéshez a jövőben elmulasztott tudományos és műszaki vizsgálatok szükségese-
sek. A zivatarfelhőkben végbemenő folyama-

tok módosítása nyilvánvalóan megköveteli a jégesógókok megfelelő radaros kimutatását, illetve a konvektív felhógókok mozgásának nyomon követését. Ezekről a kérdésekről rendre *Györe Simon*, *Markó Tamás* és *Sövér Ferenc*, illetve *Györe Simon*, *Kőhegyi István* és *Wirth Endre* tartottak előadást. A beavatkozás eredményességének *fizikai* megítélése ún. jégeső-indikátorokkal történik, amelyek a lehulló jégszemek kinetikus energiáját mérik. Az ilyen jellegű megfigyelések reprezentativitását *Zoltán Csaba*, *Székelly Csaba* és *Sövér Ferenc* tárgyalta.

Az utolsó félnap előadásait összegezve megállapíthatjuk, hogy a hazai jégeső elleni védekezési kísérletek máris komoly népgazdasági hasznot hajtottak. Így érthető, hogy a megfelelő szervek a beavatkozási kísérletek kiszélesítését tervezik. Véleményünk szerint az operatív munkáknak megfelelő felhőfizikai kutatásokkal kell párosulnia.

Mészáros E.

*

A TUDOMÁNYOS KONZULTATÍV BIZOTTSÁG ÜLÉSE BUDAPESTEN

A szocialista országok hidrometeorológiai (meteorológiai) szolgálatainak vezetői konferenciája keretében működő Tudományos Konzultatív Bizottság 1981. december 1–4. között tartotta rendkívüli ülését Budapesten. Az ülés munkájában nyolc szocialista ország, nevezetesen Bulgária, Csehszlovákia, Lengyelország, Magyarország, Mongólia, a Német Demokratikus Köztársaság, Románia és a Szovjetunió képviselői vettek részt.

A VIII. (XVI.) Igazgatói Konferencia a Bizottság rendkívüli ülésének feladatát a közösen végzett tudományos kutatások témái 1981–1985. évekre vonatkozó munkatervének kidolgozásában és jóváhagyásában határozta meg. Az értekezlet – a témákat koordináló szolgálatok képviselőinek előterjesztésében – 19 téma öt éves munkatervét vitatta meg. A Bizottság – tagjainak egyhangú döntésével – 11 téma munkatervét hagyta jóvá, 4 téma esetében pedig a munkaterv tervezetét fogadta el, azzal a fenntartással, hogy a soron következő munkaértekezletek feladata az adott témák végleges munkatervének kidolgozása. Azon témák esetében, amelyek kidolgozásához munkaterv nem készült, a Bizottság szakértői értekezleteket kért fel a témák tartalmának pontosítására és megfelelő munkaterv kidolgozására. Az egyeztetett álláspontok hiánya, valamint a koordinátor szolgálat kijelölésének nehézségei miatt a Bizottság törölte a közös témák listájáról a korábbi 10. számú témát (Hidrometeorológiai információs rendszerek automatizációjának fejlesztése). A Számítástechnikai és Automatizálási Munkacsoport (RGVTA) témajavaslatát a Bizott-

ság elfogadta és a IX. (XVII.) Vezetői Konferencián jóváhagyásra javasolja.

A közösen végzett munkák hatékonyságának fokozása, a tudományos kutatási eredményeknek a gyakorlatba történő bevezetésének meggyorsítása, valamint a költség- és munkamegosztás továbbfejlesztése érdekében a Tudományos Konzultatív Bizottság felhívta a koordinátor és végrehajtott szolgálatok felgyelmét a tudományos együttműködés korábban kidolgozott elveinek szigorú betartására.

Dévényi D.

*

AZ IAMAP HARMADIK TUDOMÁNYOS KÖZGYÜLÉSE

A különböző nemzetközi tudományos uniók munkáját az „International Council of Scientific Unions” (ICSU) koordinálja. Az ICSU egyik fontos uniója az „International Union of Geodesy and Geophysics” (IUGG), amely a különböző földtudományokat összefogó ún. asszociációkból épül fel. Ezek egyike az „International Association of Meteorology and Atmospheric Physics” (IAMAP). Az IUGG közgyűléseit négyévenként tartja. Ezek a közgyűléseken intézik az unió adminisztratív és tudományos ügyeit, illetve választják meg a tisztségviselőket. A meteorológia és légkörfizika területén végzett kutatások kiszélesedése miatt az IAMAP elhatározta, hogy az IUGG közgyűlései között, szintén négy évenként, tudományos ülészakokat szervez, amelyeken kapcsolatot teremthetnek egymással a különböző bizottságaiban tevékenykedő szakemberek. Az IAMAP ugyanis bizottságok együttese, amelyek a légköri tudományok egyes részterületeivel foglalkoznak. Az IAMAP tudományos bizottságai a következők:

- Nemzetközi Sugárzási Bizottság,
- Nemzetközi Ózon Bizottság,
- Nemzetközi Levegőkémiai és Globális Szennyeződési Bizottság
- Nemzetközi Felsőlégtörési Bizottság,
- Nemzetközi Dinamikus Meteorológiai Bizottság,
- Nemzetközi Poláris Meteorológiai Bizottság,
- Nemzetközi Felhőfizikai Bizottság,
- Nemzetközi Lélegelektromos Bizottság,
- Nemzetközi Éghajlati Bizottság.

Az IAMAP Harmadik Tudományos Közgyűlését 1981. augusztus 17. és 18. között Hamburgban (NSZK) tartotta. Az egyes szimpóziumokat a fenti bizottságok szervezték. Magyarországot az ülészakon kilenc szakember képviselte, akik összesen hét előadást tartottak (lásd később). A továbbiakban elsősorban azon bizottságok konferenciáit ismertetjük, amelyeken magyar előadások is elhangzottak.

A közgyűlésen nagy érdeklődést váltott ki a Nemzetközi Éghajlati Bizottság által szervezett négy konferencia. Ezek a következők voltak.

1. *Éghajlatingadozások és kapcsolataik a trópusi atlanti térséggel.* Az előadások zöme az óceán és a légkör közötti hőátadás mérésével, modellezésével foglalkozott. Ezek közül is kiemelt figyelmet érdemel *B. J. Hoskins* (Anglia) előadása, melyben a szerző megkísérelt fizikai magyarázatot adni a trópusi óceánok hőmérsékleti anomáliáira és a magasabb földrajzi szélességei időjárása közötti kapcsolatra.

2. *Éghajlatingadozások az elmúlt ezer évben.* E témakörben elhangzott mintegy tucatnyi előadás több oldalról igyekezett újabb adatokkal szolgálni az elmúlt századok éghajlatának pontosabb leírásához. Az eddig már elég jól leírt jellegzetes ingadozások (éghajlati optimum, majd „kis jégkorszak”) mellett főleg olyan ingadozások találhatók, amelyek nem voltak homogének sem térben, sem időben.

3. *Antropogén hatások a városi és a regionális éghajlatra.* Az utóbbi években intenzív kísérletek kezdődtek a trópusi övezet nagyvárosainak éghajlati vizsgálatára. Az a vélemény alakult ki, hogy a trópusi nagyvárosok is melegebbek környezetüknél, annak ellenére, hogy ott a fűtés miatt kevesebb hő szabadul fel, mint a közepes szélességeken. Japán kutatók szerint a városi hősziget intenzitása egyenes arányban van a lélekszám négyzetgyökével. Elég jól kimutatható a csapadék növekedése, különösen a konvektív csapadékok esetén.

4. *Adatbázisok és előrejelzési technikák.* A kissé megtévesztő cím mögött elsősorban hosszú távú előrejelzési módszerek technikájának ismertetésére került sor. Mint az *J. Namias* összefoglaló előadásában is hangsúlyt kapott, a használatos módszerek skálája igen széles: statisztikai, szinoptikai, hidrodinamikai eljárások egyaránt találhatók, de egyikük sem nélkülözheti a gyakorlott előrejelzők jelenlétét. A módszerek egyre inkább figyelembe veszik a hosszú időskálájú folyamatokat, illetve hatásokat (tengerfelszín hőmérséklet, hó- és jégtakaró stb.).

E sorozat keretében hangzott el *Ambrózy Pál*, *B. Szlahányi Judit*, *Gulyás Ottó* és *Kaba Magdolna* előadása a Magyarországon folyó hosszú távú előrejelzések technikájáról és fejlesztésük irányáról (az előadást *Ambrózy Pál* tartotta).

A nemzetközi Levegőkémiai és Globális Szennyeződési Bizottság a közgyűlésen két tudományos konferenciát szervezett. Az első „Az óceánok levegőkémiai jelentősége” címet viselte. Az előadók elsődleges célja a különböző légköri nyomgázok és aeroszol részecskék tengeriforrás-erősségére vonatkozó nézetek megvitatása volt. Különösen érdekes előadásokat hallhattunk a redukált kénvegyületek óceánokból történő felszabadulását ille-

tően. Ezen a szimpóziumon *Várhelyi Gabriella* tartott előadást „A légköri söröszeccskék képződési sebességének megbecslése aeroszol- és csapadékkémiai mérések alapján” címmel (társszerző *G. Gravenhorst*, NSZK). Előadásában kimutatta, hogy az óceánok felszínére évente sokkal több tengeri só érkezik, mint ezt régebben feltételezték. Ebből következik, hogy a források erőssége többszöröse az irodalomban általánosan elfogadott értéknek. A bizottság másik szimpóziuma „A vulkánkitörések levegőkémiai szerepe” címmel került megrendezésre. Az óceánok (és a bioszféra) mellett a vulkánok is fontos légköri nyomanyag források. Az egyes vegyületek ciklusának meghatározásához elengedhetetlen a vulkánkitörések alkalmával a levegőbe kerülő anyagmennyiségek megbecslése. A kibocsátott anyagok fontos szerepet játszanak a sztratoszférában, és általában a légkör hőmérsékletének kialakításában. Különösen fontos a kén-gázok emissziójának megmérése, mivel ezek a gázok a sztratoszférában aeroszol részecskékké alakulnak át. A közhiedelemmel ellentétben a klimatikus hatásokat ezek a részecskék és nem a vulkanikus hamu okozzák. A kérdésnek a Szent Ilona vulkán (USA, Washington állam) 1980. évi kitörései adtak külön jelentőséget. A kitörések levegőkémiai és éghajlati hatásairól *J. P. Friend* (USA) tartott összefoglaló előadást.

A legtöbb magyar előadás a Felhőfizikai Bizottság két rendezvényén hangzott el. A „Mezoszkálájú megfigyelések és a rövid távú előrejelzés” problémáival foglalkozó ún. „now-casting” konferencia az ülészak kiemelkedő eseménye volt. A Felhőfizikai Bizottság mellett a szervezésbe más bizottságok (Sugárzási és Dinamikus Meteorológiai Bizottság), sőt kívülálló szervezetek (ESA és COSPAR) is bekapcsolódtak.

A két és fél napos ülésen 5 tárgykörben hangzottak el előadások:

1. Mezoszkálájú időjárási rendszerek szerkezete, fejlődése és mechanizmusa.

2. Módszerek a mezoszkálájú műholdas megfigyelési adatok interpretálására, analizisére és kontrolljára.

3. Módszerek a mezoszkálájú földi megfigyelési adatok interpretálására, analizisére és kontrolljára.

4. Igen rövid távú előrejelzés mezoszkálájú megfigyelések extrapolációja alapján.

5. Igen rövid távú előrejelzés mezoszkálájú numerikus modellek segítségével.

Kitűnt, hogy e témák művelése csakis a hagyományos, valamint a radar és műhold adatok együttes, digitális feldolgozásával végezhető el.

A szimpóziumon három magyar előadás szerepelt. *Bodolainé Jakus Emma* „Radarral végzett csapadékmérések felhasználása a csapadék rövid távú előrejelzésében”, *Molnár Gyula* „Nimbus 5 sugárzási adatok mezoszká-

lájú analízise szerkezeti függvények alapján” és *Tánczer Tibor* „Rövid távú csapadék-előrejelzés” címmel tartott előadást.

Közvetlenül a szimpóziumot követően került sor a WMO által patronált ülésre, amelyet a felhasználói igények és új rendszerek a lokális időjárás információk továbbítására, valamint az igen rövid távú operatív előrejelzési rendszerek témakörben rendeztek. Az előadásokból a hallgatóság képet nyerhetett az igen rövid távú előrejelzés, így a veszélyjelzés magasszintű ellátására kialakított technikai megoldásokról, amelyek magukban egyesítik az információk összegyűjtését, azok számítógépes feldolgozását és „display”-n történő komplex megjelenítését.

A „Kondenzációs és jégmagvak” c. konferenciát a Felhőfizikai Bizottság Nukleációs Albizottsága rendezte. A konferencia célja a felhőcseppek és jégkristályok keletkezésére vonatkozó legújabb nukleációs kutatások áttekintése volt. Az elhangzott előadások anyaga az „Időjárás” jövő évi kötetében jelenik meg. Ezen a konferencián *Mészáros Ernő* és *Várhelyi Gabriella* „Az antropogén szulfát részecskék hatása a felhők csapadékképző hatékonyságára Európa fölött”, míg *Mészáros Ágnes* „Az aeroszol részecskék koncentrációjának és összetételének évszázados változása regionális háttér levegőben” (lásd: *Időjárás*, 85. évf. 4. sz.) címmel tartotta meg előadását.

A közgyűlés alatt az egyes bizottságok számos ún. „business” ülést is tartottak, amelyeken szervezési és adminisztratív ügyekkel foglalkoztak. A Felhőfizikai Bizottság és a Nukleációs Albizottság ülésén a tagok egyhangúlag elfogadták a Magyar Tudományos Akadémia és az Országos Meteorológiai Szolgálat meghívását. Így a Nukleációs Albizottság következő konferenciáját 1985-ben Budapesten rendezik meg „Légköri aeroszolok, kondenzációs és jégmagvak” címmel. A szervezésben a Levegőkémiai és Globális Szennyeződési Bizottság is szerepet vállalt.

Ambrózy P. – Mészáros E. – Tánczer T.

*

METEOROLÓGIAI MEGFIGYELŐ RENDSZEREK OPTIMALIZÁLÁSÁVAL FOGLALKOZÓ SZAKÉRTŐI CSOPORT

Az 1970-es években az elektronikai ipar és a távközlés terén bekövetkezett fejlődés a távérzékelés és az automatizáció révén a meteorológiai megfigyelések korábban sosem tapasztalt korszerűsödését eredményezték, melynek következtében az Időjárás Világszolgálat alaprendszere új komponensekkel, új megfigyelőrendszerekkel gazdagodott. E folyamatban jelentős szerepet játszott a Globális Légkörkutató Program keretében kitűzött első globális kísérlet, valamint a vele kapcsolatos alprogramok előkészítése és végrehajtása, a kí-

sérletek során alkalmazott speciális megfigyelőrendszerek; a kísérleti műholdak, a hordozóballon-rendszer, a hajókon végzett magaslégtéri megfigyelések, aerosztátok, úszó bójják rendszere, valamint az automatikus repülőgépes megfigyelőrendszer. A felsorolt rendszerek közül némelyik azóta polgárjogot nyert a megfigyelő alaprendszerben (úszó bójják rendszere) és további korszerű megfigyelőrendszerek keletkeztek (ASDAR).

Ebben a helyzetben joggal vetődött fel, hogy a meteorológusoknak foglalkozniuk kell a megfigyelőrendszerek optimalizálásával. A Meteorológiai Alaprendszerek Bizottságának 1974-ben Belgrádban tartott ülésén ezért a fenti kérdés tanulmányozására létrehoztak egy szűkkörű szakértői csoportot, mely – összetételében ugyan időközben bővülve – azóta is tevékenykedik. A szakértői csoport (Study Group on the Best Mix of Observing Systems) vezetésére *Kapovits Albertet* kérték fel.

Hamar kiderült a feladat szokatlan bonyolultsága, melyet azzal jellemezhetünk, hogy a különböző léptékű időjárás folyamatok megfigyeléséhez különböző megfigyelőrendszerek adataira van szükség, és újabb különbözőség áll fenn attól függően, hogy rutin megfigyelésekről vagy tudományos kísérletekről van szó, s mindehhez ráadásul figyelembe kell venni az adott földrajzi terület országinak gazdasági, technikai fejlettségét. Nyilvánvalóvá vált az is, hogy a szakértői csoport érdemi tevékenysége a Globális Légkörkutató Program első globális kísérlete során nyert adatok értékelésétől várható, legalábbis a nagyméretű időjárás folyamatokra vonatkozóan.

A szakértői csoport munkáját levelezés útján végezte, néhány tagja azonban alkalmas-ként részt vehetett olyan értekezleteken, ahol a megfigyelőrendszerekben beállott vagy bekövetkező változásoknak az időjárás-analízisre és előrejelzésre gyakorolt hatása is szóba került. Közülük említésre méltó a NAOS egyezmény megújítását előkészítő értekezőlet, mely az észak-atlanti térség időjárás hajtó fenntartásának szükségességét vizsgálta. Ennek során a szakértői csoport résztvevő tagjainak segítségével összefoglalták a megfigyelőrendszerek kvalitatív és kvantitatív értékelésére alkalmas eljárásokat, minőségileg értékelték a megfigyelő alaprendszer jelenlegi komponenseinek szerepét és kidolgozták a gazdaságossági kérdések vizsgálatának szempontjait.

Az Időjárás Világszolgálat alaprendszerei integrálása gondolatának felvetésével széles körű világméretű vizsgálatok vannak kibontakozóban a Meteorológiai Világszervezet koordinálásával. Ennek során számos olyan megfigyelési kísérletet szerveznek, melyek eredménye közelebb viszi a szakértői csoport feladatának teljesítéséhez.

Ilyen körülmények között került sor a szakértői csoport első ülésére 1981. szeptember 6. és 12. között Readingben, Shinfield Parkban,

az Angol Meteorológiai Szolgálat Kollégiumában. Az értekezleten angol, amerikai, holland, kenyai, magyar, nyugatnémet, norvég, portugál szakértők és az Európai Középtávú Időjárás Előrejelző Központ munkatársai vettek részt, valamint a Meteorológiai Világszervezet titkárságának képviselői. Az ülésen a szakértői csoport elnöke, *Kapovits Albert* elnökölt.

Értékeltek a szakértői csoport tevékenységét, áttekintették az első globális légkörkutatói kísérlet eddigi eredményeit, összefoglalták az Időjárás Világszolgálat integrálására irányuló megfigyelőrendszer-kísérletek jelenlegi állását, szervezését és számos javaslatot tettek azokkal kapcsolatban. Mindezek tükrében megvitatták a szakértői csoport jövőbeli munkáját. Javasolták egy Ideiglenes Koordinációs Bizottság felállítását a megfigyelő alaprendszer átalakítására irányuló vizsgálatok koordinálására, mely elképzelhető, hogy átveszi a szakértői csoport feladatainak egy részét. Az értekezlet megbízta a szakértői csoport elnökét, hogy az ülés eredményeiről számoljon be a Megfigyelő Alaprendszer Munkacsoportjának 1981 novemberében megrendezésre kerülő soron következő (harmadik) ülésén.

Kapovits A.

*

WMO SZAKÉRTŐI ÉRTEKEZLET A HOSSZTÁVÚ ELŐREJELZÉSRŐL

Kilenc meghívott szakértő és hat WMO tisztviselő részvételével 1980 szeptember 1–5. között Genfben szakértői értekezlet tekinthette át a hosszútávú (1 hónapos és hosszabb) előrejelzés helyzetét és perspektíváit. Az értekezlet megnyitó *A. Wiin-Nielsen* hangsúlyozta, hogy az időjárás folyamatok egymásutánjának előrejelezhetősége kb. 1 hét, ezért a hosszútávú időjárás-előrejelzésben (HE) a légkör viselkedésének általános jellemzőit csak a meteorológiai változók bizonyos átlagos értékein keresztül írhatjuk le. A Meteorológiai Világszervezet főtitkára ugyancsak kiemelte, hogy az operatív HE-ben alkalmazott módszerek ez idő szerint nem eléggé pontosan körülhatároltak, így a HE-nek nincs általánosan elfogadott módszertana.

Az értekezletről készült jegyzőkönyvet (Report of the Informal Meeting of Experts on Long-Range Forecasting. PWRP, WMO) eljuttatták a tagországokhoz.

A résztvevők közül öten részletesen ismertették a HE gyakorlatát és kutatási irányait országaikban: *Kikuchi* (Japán), *Parker* (Nagy-Britannia), *Coughlan* (Ausztrália), *Gilman* (USA), *Muscaeljan* (Szovjetunió). Ez az öt ország is szerepel azon 34 ország között, amelyek pozitív választ adtak a CAS Időjárás-előrejelzési Kutatások Munkacsoportja által a WMO tagországokhoz intézett körlevélre, amely a hosszútávú előrejelzés, illetve ezzel kapcsolá-

tos kutatások iránt érdeklődött. A beérkezett válaszok szerint 1979-ben 10 országban készült rendszeres havi és 22-ben évszakos előrejelzés. Huszonhárom országban alkalmaznak statisztikai, 14-ben szinoptikus és extrapolációs, 2-ben dinamikus módszereket, 11-ben pedig ezek kombinációját. Rendszeres verifikáció 26 országban készül. A jegyzőkönyv egységes formátumban mellékletként tartalmazza a pozitív válaszok részleteit.

A HE-t megalapozó kutatás és fejlesztés eredményeit áttekintő néhány oldal tartalma az alábbiakban foglalható össze:

Az előrejelezhetőség adekvát elmélete megmutatná azt az elvileg lehetséges leghosszabb időszakot, amelyre prognózis adható, ha a Föld-légkör rendszer fizikai természeté lenne az egyetlen korlátozó tényező. E problémakör, amely a modern elméleti meteorológia egyik központi témája, hasonló szerepet játszik, mint az egzisztencia-bizonyítások a matematikában: nem adnak ugyan választ az előrejelzés mikéntjére, de bizonyítják, vagy éppen tagadják az adott előrejelzési feladat elvi megoldhatóságát. A középtávú előrejelzéshez kapcsolódó, immár klasszikus vizsgálatok arra a kérdésre válaszoltak, hogy a légkör kezdeti állapotának pontatlan megállapításából származó hibák felhalmozódása – ami a légkörnek, mint turbulens közegnek a belső, objektív tulajdonsága – mennyi idő múlva teszi használhatatlanná a numerikus előrejelzést. A hosszútávú előrejelzések kutatását segítő elmélet ugyanakkor még kidolgozásra vár, a HE lehetőségeinek bizonyítékai még főleg tapasztalati és statisztikai jellegűek. Ezek tanúsága szerint *hasznos előrejelezhetőség létezhet a havi és szezonális időskálákon, de ez az előrejelezhetőség viszonylag gyenge jelekből áll, melyek a rövidebb tartamú fluktuációk zaját csak térben és évszak szerint lokalizált tartományokon múlják felül a tehetetlenség miatt azonban e gyenge jelek előrejelzésének módszereit is szükséges kutatni.*

Az *empirikus előrejelzések* gyűjtőcím alatt a jegyzőkönyv kizárólag az egy- és több-változós statisztikai módszerekkel, valamint az analógiás eljárásokkal foglalkozik megállapítva, hogy e módszerek általában csak kevésbé múlják felül a tehetetlenségi prognózisok eredményeit. A statisztikai módszerek fő problémája az, hogy a megállapításuk idején érvényes összefüggések fokozatosan érvényüket veszítik, illetve a bennük szereplő paramétereket időszakonként újra kell számolni. Az analógiás módszerek sikerének gátja pedig az, hogy a magaslégtéri anyagokból mintegy 100 évre lenne szükség ahhoz, hogy minden szinoptikus helyzethez legyen megfelelő analóg helyzet. Mindemellett találhatunk a szövegben olyan példákat is, melyek szerint bizonyos körzetekben, bizonyos évszakokban sikeres empirikus előrejelzések készíthetők.

A *dinamikus előrejelzés* az ún. általános cirkulációs modellek továbbfejlesztésével a HE elsődleges eszközzé válhat. Emellett az egyszerűbb dinamikai modelleken is hasznos vizsgálatok végezhetők, elsősorban a blocking anticiklon elmélete, az előrejelezhetőség és a baroklin instabilitás témakörökben. Az általános cirkulációs modellekkel kapcsolatos érzékenységi vizsgálatok számos, a követendő kutatási stratégiát meghatározó kérdésre adtak érdekes válaszokat. A tengerfelszín hőmérsékletének az általános légközre gyakorolt hatását igen sok modellel vizsgálták. Az eredmények szerint a mérsékeltövi anomáliák a modellekben nincsenek szignifikáns befolyással a mérsékeltövi légköri cirkulációra, ami ellentmond az empirikus eredményeknek, melyek szerint ilyen hatás létezik. (E tapasztalati kapcsolatok azonban gyakran szinkron jellegűek, így közvetlenül nem használhatók a HE-ben.) A trópusi vízhőmérsékletek anomáliáinak hatása ugyanakkor az empirikus eredményekkel összhangban a modellekben is jelentkezik. A vízhőmérséklet mellett az orográfia és a talajnedvesség hatása is témája a modell-kísérleteknek. Az Északi féltekén az orográfia látszik a blocking anticiklonok felépülése és hosszú megmaradása legfőbb okának. A latens hőforgalmon keresztül a talajnedvesség hatással van a nagytérségű áramlásokra elsősorban Afrikában és a Kaszpi-tenger térségében. Az általános cirkulációs modellek előrejelzésének minősége az eddigi tapasztalat szerint erősen függ magától a cirkulációs képtől; kivételes, jellegzetesen meridionális helyzetben már ma is van 30 napra hasznos tartalma az előrejelzett mezőknek. Érdekes, hogy valamennyi általános cirkulációs modell viselkedésének közösek a gyengéi.

A hosszútávú előrejelzési kutatások feltételeit összefoglaló rész szerint szükség van globális fedettségű műholdas információra úgy az empirikus és diagnosztikai vizsgálatok, mint a modellezés fejlesztése szempontjából. Gátolja a HE fejlődését, hogy a nagyteljesítményű számítógépek sok helyen nem biztosíthatók HE célokra és a szinoptikus megfigyelések standard hálózata nem elégíti ki a HE igényeit.

Jelentős és pótolhatatlan hiányok mutatkoznak a különböző országokban koordinálatlanul meglévő adatsorokban is. Gond, hogy nem kielégítő a nemzetközi információcsere. Egységes elmélet híján az egyes országok a saját körzetükben érvényes tapasztalati módszereket dolgoznak ki, sok terjesztésre érdemes meglátás és elképzelés zárt körben marad.

A szakértői értekezlet ajánlásokat is megfogalmaz tizenkilenc kutatási irány formájában, három fokozatba sorolja az ajánlás megvalósításához szükséges ráfordításokat (A: nagy, B: közepes, C: kicsi), illetve a témák fontosságát (1: alapvető, 2: nagyon fontos, 3: fontos). Az ajánlott témák közül hazai viszonylatban az alábbiak kutatása látszik reálisnak:

A hosszútávú előrejelezhetőség empirikus tanulmányozása (C-1). Fejlett, statisztikailag megalapozott beválási mérőszámok kidolgozása (C-1).

A modellezés és a diagnosztikai tanulmányok eredményei által megalapozott fizikai szemléleten nyugvó empirikus vizsgálatok, melyek felváltják a pusztá, oksági háttér nélküli statisztikai kapcsolatok kutatását (B-1).

Diagnosztikai tanulmányok a HE-ben lényeges fizikai folyamatok azonosítása céljából (B-2).

Empirikus (és dinamikus) analízis a tengerfelszín hőmérsékleti mezeje és a légköri változók között, beleértve a felhőzetet (B-2). A HE környezeti, gazdasági és szociális hasznosulásának kutatása (C-2).

A CAS munkacsoportja ezen ajánlások nyomán gyakorlati tervek fog kidolgozni felkérve egyes tagországokat, hogy legyenek a végrehajtás központjai. Tervezi egy WMO Technical Report kibocsátását is ez év őszére *N. Nicolls* szerkesztésében. Jövő év második felében pedig nagyszabású IAMAP szimpóziumot terveznek a GARP 1967-es stockholmi alakuló ülésének mintájára, melynek feladata hosszútávú nemzetközi program kidolgozása a hosszútávú (havi és szezonális) előrejelzési lehetőségeinek feltárása céljából.

Mika J.

Olvasóink figyelmébe. Értesítjük olvasóinkat, hogy az *Időjárás* 1982. évi, 86. évfolyamának 2., 3., 4. száma — a „Tizedik Nemzetközi Kondenzációs és Jégmag Konferencia, Hamburg, 1981. augusztus 26-28.” előadásainak anyagából — egy kötetbe összevonva jelenik meg, 1982. augusztusában.

*

Notes to the readers. You are informed that the numbers 2-4 of "Időjárás" this year, will contain the material of the Tenth International Conference on Condensation and Ice Nuclei, held at Hamburg, Federal Republic of Germany, 26-28 August, 1981.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

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

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



81.3276 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329