IDŐJÁRÁS

6

1962. NOVEMBER — DECEMBER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET

HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Prof. dr. M. BOSSOLASCO (Genova)
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1.
TELEFON : 353-500

★

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Dési Frigyes: Az időjárás numerikus előrejelzésének néhány kérdése (német nyelven) 321

Čadež M. (Beograd): Légáramlás változó nyomásmezőben (angol nyelven)..... 328

Czelnai Rudolf: A hőmérsékleti tehetetlenség figyelembevétele mérőrendszerek tervezésekor 336

Berkes Zoltán: A felhőzet csapadék-aktivitása Európában (angol nyelven) 345

Bodolai István—Bodolainé Jakus Emma: A hőmérséklet lokális változásának közepes összetevői az alsó troposzférában, nyári évszakban 349

Péczely György: A nagyváros által keltett helyi szélrendszer Budapesten 354

Bodolainé Jakus Emma—Götz Gusztáv: A mezometeorológia és a lokális időjárás előrejelzésének lehetőségei 361

ALKALMAZOTT METEOROLÓGIA

Szalai György: Különböző sebességű szelek gyakorisága és tartamvalószínűsége a Magyar Alföldön 367

KRÓNIKA

Prof. dr. H. Philipps, 1905—1962 *(Kakas J.)*..... 376

Böde László, 1935—1962 *(Barát J.)* 377

A Belgrádi Obszervatórium Jubileumi ünnepségeinek tudományos előadássorozata *(Békéffyné, Cs. I.—Kakas J.)* 377

Balneológiai és bioklimatológiai konferencia Poznanban *(Kéri M.)* 379

Az MMT XXXV. közgyűlése *(Valent E.)*..... 380

Statisztikai analízis és előrejelzési szeminárium Párizsban *(Ambrózy P.)* 381

Az MMT Választmánya *(Valent E.)* 382

A meteorológiai távközlési munkacsoport első ülése *(Ozorai Z.)* 383

Az MMT Orvosmeteorológiai Szakosztálya *(Örményi I.—Hille A.)* 383

Dunabizottság hidrometeorológiai szakértői értekezlete Budapesten *(Hajósy F.)* 384

Aeroszol konferencia Csehszlovákiában *(Mészáros E.)* 384

IDŐJÁRÁS

66. ÉVFOLYAM 6. SZÁM 1962. NOVEMBER—DECEMBER

F. Dési:

Einige Fragen der numerischen Wettervorhersage*

Összefoglalás: E tanulmányban, amely a szerzőnek a Belgrádi Obszervatórium 75 éves fennállása alkalmából (1962. szept. 26—29.) rendezett tudományos ülésén tartott előadása, a számszerű előrejelzés néhány problémájának fölvetéséről és elemzéséről van szó, különös tekintettel a Magyarországon folyó szinoptikai kutatásokra. Legrészletesebben a divergencia-mentes szinttel kapcsolatos elvi, elméleti és gyakorlati kérdéseket taglalja, de sor kerül a grafikus módszerek (*Bulejev, Fjörtoft)* alkalmazásakor szerzett tapasztalatok értékelésére is. Néhány statisztikai eljárás bemutatását sem mellőzi. Befejezésül hangsúlyozza e problémák regionális (kárpáti, alpi) vonatkozásainak fontosságát, s e közös célok elérése érdekében kifejtendő nemzetközi kooperáció jelentőségét.

*

Die als Resultat einer sich auf mehrere Jahrzehnten ersteckenden Erfahrungssammlung sich ausgebildeten „konventionellen" Methoden der Wettervorhersage haben in der Gegenwart ihren Höhepunkt bereits erreicht und es kann nicht erhofft werden, dass diese Methoden in den alten Rahmen weiter entwickelt werden können. In anderen Worten besagt dies, dass wir eine wesentliche Erhöhung des Erfolges der Prognosen innerhalb der gegebenen Rahmen nicht erwarten können.

Diese Tatsache hat in mehreren meteorologischen Diensten, wo eine längere Zeit hindurch Forschungsarbeit geführt wird, dazu geführt, dass die Aufmerksamkeit der Forscher auf exaktere Gebiete der Meteorologie gelenkt wurde und daselbst ein Ausweg aus den erwähnten Schwierigkeiten gesucht wurde. Auf dieser Weise entstand die heute bereits für alle Meteorologen bekannte Wissenschaft der numerischen Vorhersage, die vielleicht besser als die Wissenschaft der dynamischen Wettervorhersage bezeichnet werden könnte.

Die auf diesem Gebiete im Laufe von anderthalb Jahrzehnten erreichten Resultate könnten hier kaum aufgezählt werden, da ja diese in ziemlich umfangreichen Werken zusammengefasst wurden. Diesmal möchten wir uns nur auf einige solche Fragen erstrecken, welche sehr wichtig aus dem theoretischen oder praktischen Standpunkte sind und nur teilweise oder in ungenügender Weise gelöst sind. Dies ergäbe zugleich einen kurzen Übersicht der in Ungarn geführten derartigen Untersuchungen.

* Vortrag, gehalten von Prof. Dr. F. *Dési*, Leiter des Ungarischen Meteorologischen Dienstes auf der wissenschaftlichen Konferenz (26—29. Sept. 1962) zu Ehren des 75-jährigen Jubiläums des Meteorologischen Observatoriums in Beograd.

Die Untersuchung der Verteilung und des Verhaltens der verschiedenen kinematischen Charakteristika ist sowohl vom Standpunkte der dynamischen als auch aus jener der synoptischen Meteorologie von einer gleich grossen Wichtigkeit. Aus dem Standpunkte der Entwicklung der Luftdruckgebilden ist ganz besonders die Gestaltung des Divergenzfeldes von grosser Bedeutung. Den Hauptgegenstand der Untersuchungen des wissenschaftlichen Mitarbeiters Tibor *Tänczer* bildet die Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Anderungen der Eigenschaften des Divergenzfeldes mit besonderer Hinsicht auf die Lage der divergenzfreien Fläche. Bekanntlich ist diese Frage von grosser Bedeutung aus dem Standpunkte der numerischen Vorhersage, da in den barotropen Vorhersagemethoden die Divergenzfreiheit des mittleren Feldes der Atmosphäre vorausgesetzt wird.

Eines der schwersten Probleme der Untersuchung über die Divergenz ist die Erwählung der Berechnungsmethode der Divergenz. Die Divergenz ist vom Standpunkte der Grössenordnung aus gesehen eine sehr subtile Quantität (10^{-5}—10^{-6} sec^{-1}), und aus diesem Grunde erfordert ihre Errechnung ausserordentlich genaue Windbeobachtungen. Hier taucht aber auch eine andere Schwierigkeit auf, namentlich die, dass das momentane Windfeld von der lokalen Vorticity und der Turbulenz bedeutend beeinflusst wird. Wenn also die Divergenz unmittelbar aus dem Windfelde errechnet wird muss am Ausgangsfelde eine Glättung vorgenommen werden um einerseits die Messungsfehler und anderseits die lokalen Disturbationen zu beseitigen. Zurzeit ist aber doch dies die geeignete Methode für unsere Zwecke, womit die realen Verhältnisse der Atmosphäre vielleicht am besten beschrieben werden können.

Tänczer hat die Geschwindigkeitsdivergenz auf die Periode des Aufbaues einer antizyklonalen Lage mit der Methode von *Bellamy* auf die zwischen 850 und 200 mb liegenden Hauptisobarflächen für das Gebiet des dichten europäischen Beobachtungsnetzes errechnet.

Als Resultat ergab sich — in Übereinstimmung mit den Resultaten von *Landers* und anderer Forscher — dass die auf die Hauptisobarenflächen errechnete Divergenz in der gegebenen Wetterlage bei 700 mb den niedrigsten Wert aufwies (im Durchschnitt $0{,}98.10^{-5}$ sec^{-1}) und ihr Maximum mit einem durchschnittlichen Wert von $2{,}12.10^{-5}$ sec^{-1} bei 300 mb erreichte.

Die Verteilung der Divergenz war in der Aufbauperiode der Antizyklone im allgemeinen kompliziert, wogegen sich bei verhältnissmässig ruhigen — von Druckänderung freien — Lagen bereits eine regelmässige Verteilung ergab mit einem der Antizyklone im allgemeinen entsprechenden Divergenzbilde.

Ein wesentlicher Faktor des Divergenzfeldes bildet die divergenzfreie Fläche, durch welche die Luftschichten von Divergenzwerten mit verschiedenen Vorzeichen voneinander getrennt werden. Diese Fläche ist nicht kontinuierlich, sie wechselt je nach der betreffenden Stelle, und weist scharfe Brüche auf. Im Laufe der Untersuchungsperiode konnte beinahe immer und überall eine divergenzfreie Fläche zwischen 850 und 200 mb vorgefunden werden, ihre Höhenänderungen waren aber völlig unsystematisch und es konnte weder mit dem barischen noch mit dem isallobarischen Feld ein Zusammenhang gefunden werden. Auf Grund der während dieser Periode verfertigten Karten lag die durchschnittliche Höhe der divergenzfreien Fläche um 624 mb.

Die Untersuchung der zeitlichen Anderungen des Divergenzfeldes ergab, dass die kleinsten Anderungen um 700 mb vorkamen, wogegen bei 400 und 300 mb die drei- bis vierfache Werte vorgefunden wurden.

Die Resultate der Untersuchung waren im allgemeinen in Übereinstimmung mit den von anderen Forschern mitgeteilten Angaben, und in dieser Weise kann die Voraussetzung, dass die 700 mb Fläche divergenzfrei (genauer gesagt eine Fläche von minimaler Divergenz) sei, — wenigstens in einer antizyklonalen Lage — als begründet und in der Praxis als brauchbar bezeichnet werden, wie dies auch durch die Bewährung der verschiedenen barotropen Vorhersagemethoden in der Praxis bewiesen wird.

II.

In den Jahren 1958—1959 wurden auf Grund der graphischen Methoden von *Bulejew* und *Fjörtoft* auch bei uns Geopotenzialvorhersagen auf 700, resp. 500 mb versuchsweise vorgenommen. In der vorhin erwähnten Methode wird nämlich die 700 mb-Fläche, in der anderen die 500 mb-Fläche als divergenzfrei erachtet. Die Resultate der versuchsweisen Vorhersagen wurden in den im Jahre 1958 und 1959 publizierten Nummern unserer Fachzeitschrift „*Időjárás*" (Das Wetter) mitgeteilt.

Eine eingehendere Untersuchung der *Bulejew* schen Methode wurde von Paul *Ambrózy* unternommen für Wetterlagen mit meridionalem Strömungsbilde. In der Methode von *Bulejew* wird zwar die Wirkung des Coriolis-Parameters in Betracht genommen — welche bekanntlich hauptsächlich bei meridionaler Strömung bedeutend ist — dies führte aber nicht zu einer Verbesserung der Vorhersagen. Die von *Ambrózy* eingeführte Modifizierung verlängert zwar etwas die Zeitdauer der praktischen Ausführung der Vorhersage, führt aber bei den erwähnten Wetterlagen zu einer besseren Druckhervorsage. Das Wesentliche der Modifikation besteht darin, dass nicht das Ausgangs-Geopotentialfeld entlang der Strömungslinien eines durchschnittlichen Feldes verlegt werden muss, sondern ein solches modifiziertes Feld, welches auch die Auswirkung des Coriolis-Parameters enthält. Der Vorgang erinnert gewissermassen an die *Fjörtoft*'sche Methode, ist aber wesentlich einfacher und schneller ausführbar. An Hand dieser modifizierten Methode — obwohl barokline Einflüsse nicht in Betracht gezogen werden — ist es gelunger, den Aufbau einer Antizyklone bloss mit der Ausnützung der Eigenschaften der meridionalen Strömung vorherzusagen.

Eine zu weitgehende Modifikation der graphisch ausführbaren Vorhersagemethoden erscheint uns nicht sehr zeckmässig, da die Einführung jeder neuen Modifikation die Zeitdauer der Verfertigung der Vorhersage mehr oder weniger verlängert. Umso grössere Möglichkeiten bieten sich bei den numerischen Methoden, welche die Anwendung einer elektronischen Rechenmaschine erfordern. Hier wird nämlich — im Besitze einer Rechenmaschine von entsprechender Kapazität — die ohnedem kurze Rechnungszeit durch das Einführen einer Modifikation nur in einem sehr geringen Masse verlängert.

In engem Zusammenhange mit den vorigen taucht das Problem der die praktische Ausführung der numerischen Vorhersage unmittelbar vorangehenden Operationen : das Problem der Angabenvorbereitung und Kartenzeichnung. Im Falle einer mit grosser Geschwindigkeit arbeitenden modernen Rechenmaschine ist auf die zur Vorhersage effektiv verwendete Zeit bloss ein Bruchteil des Zeitbedarfes der den Rechnungen vorangehenden und folgenden Operationen. Deshalb wurden in der letzten Zeit immer mehr Versuche zur automatischen Verarbeitung der zur Vorhersage nötigen Ausgangsangaben, („Dechiffrierung" der auf Teleprinter einlaufenden Meldungen, primäre Fehlerkontrolle), Kartenzeichnung und Interpolation unternommen. Diese Verfahren sind nicht bloss darum vorteilhafter, weil sie schneller sind als die „manuelle" Vorbereitung, sondern auch aus dem Grunde weil sie viele Subjektivitäten aus dem Prozesse ausschliessen, welche nicht selten Fehler verursachen,

und auch darum, weil auf einem Gebiete mit spärlichem Stationsnetz eine Analyse von genügender Genauigkeit sowieso nur durch numerische Analyse verfertigt werden kann. Forschungen dieser Art werden von uns—vorläufig nur in dem Rahmen eines Studiums der Fachliteratur — mit Aufmerksamkeit verfolgt.

Eine Vorhersage mit Zuhilfenahme von elektronischer Rechenmaschinen wurde bei uns — an Mangel von entsprechender Einrichtung — noch nicht zusammengestellt, dagegen haben wir die Programmierung von einzelnen Teilaufgaben (Vorticity-Berechnung, Feldglättung usw.), sowie deren versuchsweise Durchführung bereits vorgenommen.

Vor einem Jahre hat anlässlich der in Budapest abgehaltenen Konferenz für Karpatenmeteorologie der tschechoslowakische Forscher O. *Zikmunda* einen Vortrag über die in der Druckvorhersage auftretenden Auswirkung der Karpatengebirge gesprochen und den Beweis erbracht, dass der nördliche Gebirgskranz der Karpaten in der Vorhersage der Geopotentialänderungen der 500 mb-Fläche keinen systematisch vorkommenden und aufweisbaren Fehler verursacht. Zu ähnlichen Ergebnissen kamen auch unsere Forscher in Bezug auf die 700 mb-Fläche. Allerdings werden die Forschungen weitergeführt um festzustellen, welchen Einfluss die Karpaten in der untersten, 1—2 km dicken Schicht der Troposphäre auf das Geopotentialfeld ausüben und wie dies bei den numerischen Prognosen in Betracht gezogen werden kann.

III.

Ein wichtiges Problem der Meteorologie bildet die numerische Vorhersage des Niederschlages. Wie bekannt, sind dazu die auf mehrere Flächen vorhergesagten Werte des Geopotentials, der Vertikalbewegungen und der Feuchtigkeitsverteilung benötigt. Es ist klar, dass je mehr Feld-Vorhersagen verfertigt werden, umso mehr Fehler sich in den Niederschlagsprognosen anhäufen. Es kann also vorkommen, dass bereits am Anfang des Vorhersageprozesses der Niederschlagsmenge fehlerhafte Ausgangsangaben figurieren. Die Beseitigung dieser Fehler kann in erster Linie durch eine Verbesserung des Grundfeldes, der Verbesserung der Vorhersage des Geopotentials erreicht werden.

Es taucht hier aber auch ein anderes Problem auf. Die Niederschlagsverteilung ist über einem nicht völlig flachen Gebiet selbst im Falle eines möglichst gleichmässig verteilten Warmfrontniederschlages ziemlich abwechslungsreich. Bekanntlich steht die Niederschlagsmenge in einem engen Zusammenhang mit der Orographie. Nun benötigen die Methoden der numerischen Prognose auf ein grösseres Gebiet bei der Ausführung der Rechnungen im allgemeinen einen solchen Gitterpunktsnetz, wie es in der Vorhersage des Geopotentials verwendet wird, und die Vorhersage wird für diese Punkte verfertigt. Diese Gitterpunkte befinden sich im allgemeinen auf eine Entfernung von 250—500 km voneinander. Zu gleicher Zeit kann in der Verteilung des Niederschlages in einer Gebirgsgegend innerhalb von einigen Kilometern eine viel grössere Verschiedenartigkeit beobachtet werden. Es ist daher nötig dass uns in einer Gegend wo auch Gebirge vorkommen, der Niederschlagsüberschuss der Gebirgsgebiete, resp. die Proportion bekannt ist, welche im Laufe der Späteren bei den Vorhersagen in Betracht gezogen werden muss. Zur Klärung dieser Frage ist ein mit dem vorigen vergleichen bedeutend dichterer Netz erforderlich.

Die Untersuchung der Frage auf theoretischem Wege ist ziemlich verwickelt. Die sorgfältige Analyse längerer Angabenreihen, der empirische Weg scheint schneller zu brauchbaren Ergebnissen zu führen.

Dr. Desider *Szepesi* untersucht die niederschlagssteigernde Wirkung der Gebirge in Ungarn. Seine Methode kann kurz wie folgt zusammengefasst werden :

Der tatsächlich heruntergefallene Niederschlag wird in zwei Teile geteilt. Der eine Teil ist der „Grundniederschlag", d. h. ein Durchschnitt der Niederschlagsmengen, welche auf einem Gebiete um den Berg, das auf 200 m über Meereshöhe liegt, beobachtet werden, der andere Teil ist der „orographische Niederschlag", welche auf dem über 200 m liegenden Gebieten und mit dem Grundniederschlag verglichen als Überschuss ausfällt.

Zur Bestimmung des in mm/Stunde ausgedrückten Wertes des orographischen Niederschlages hat Szepesi in 43 synoptischen Lagen die Angaben von 400 Niederschlagsstationen verarbeitet, aus deren beinahe die Hälfte über 200 m liegen. Die Untersuchungen erstreckten sich auf die Gebirge Bakony, Vértes, Pilis, Börzsöny, Mátra und Bükk.

Die Gruppierung der einzelnen Niederschlagsperioden nach der synoptischen Lage, und eine Durchschnittsrechnung für Fälle identischen Charakters ergab folgende Resultate :

1. Der maximale orographische Niederschlag bildet sich im Falle der Gebirge des Karpatenbeckens in den meisten Fällen um den Gebirgskamm. Der grösste Teil des orographischen Niederschlages fällt auf der Luv-Seite und zeigt eine starke Abnahme auf der Lee-Seite.

2. Die niederschlagsteigernde Wirkung der im Windschatten liegenden Gebirgskämme ist unbedeutend oder fehlt gänzlich.

3. Die Aufteilung des Niederschlages auf Grundniederschlag und orographischen Niederschlag entspricht den tatsächlichen Verhältnissen.

4 Auf der Luv-Seite ist bereits der sich vor dem Berg bildende orographische Niederschlag das Resultat der Stauung der Höhenströmung und der Ausbildung einer vertikalen Geschwindigkeit.

5. Die im Raume des Balaton Sees und in dem Mátra-Gebirge ganz besonders gut zu unterscheidenden Gebiete des negativen orographischen Niederschlagsüberschusses sind die Folgen der niederschlagvermindernden Auswirkung der föhnartigen Abströmung

Wie bekannt, liefern die bisher ausgearbeiteten und zurzeit angewandten numerischen Vorhersagemethoden die zu erwartenden Geopotentialwerte und hauptsächlich die bodennahe Luftdruckverteilung auf grössere Gebiete (Kontinent, Hemisphäre) und in einer verhältnismässig grosszügiger Weise. Die gegenwärtigen Methoden dienen also in erster Linie zu der Beschreibung und Vorhersage von Makroprozessen. Es wäre aber sehr nützlich und erwünscht auch solche Methoden auszuarbeiten, welche eine objektive, numerische und auf dynamischen Wege erfolgende Analyse von kleineren und auch zeitlich schneller ablaufenden Prozesse ermöglichten. Untersuchungen dieser Art werden bereits an mehreren Orten geführt, so z. B. zwecks Vorhersage der Tajfunen und Hurricanen, da aber in Europa Wettergebilden anderen Charakters vorkommen, können diese Methoden hier nicht angewandt werden. In Bezug auf Ungarn meinen wir hierunter in erster Linie die Vorhersage der Windstürme in den Sommermonaten, welche sehr oft ein schwieriges Problem im Sturmwarnungsdienst am Balaton-See bedeutet. Dieser im Sommer für Hunderttausende Erholung bietende See kann nämlich beim Durchzug einer Kaltfront, Squall Line oder Gewitter sehr oft lebensgefährlich werden. Im Besitze eines Stationsnetzes von entsprechender Dichte und moderner Nachrichtenübermittlungsapparatur können aber die nötigen Schutzmassnahmen rechtzeitig getroffen werden. Die bisher

angewandten Vorhersagemethoden sind aber ziemlich subjektiv und vornehmlich auf konventionellen synoptischen Methoden aufgebaut. In diesem Jahre sind auch gewisse statistische meteorologische Methoden eingeführt worden, so z. B. die Methode von *Fawbush-Miller*, welche zur Vorhersage des im Falle der beim Squall-Line und Gewitter vorkommenden maximalen Windstösse dient. Eine zwölfstündige Vorhersage der Zustandskurve wird regelmässig durchgeführt, vorläufig wird aber nur die horizontale Temperaturadvektion in Betracht gezogen. Über die Resultate dieser und der übrigen Methoden können wir noch keinen Bericht abgeben, dies würde doch auch vom Thema eine Abweichung dieses kleinen Vortrages bedeuten.

IV.

In den obigen haben wir einen kurzen Übersicht über einige grundlegenden und auch weniger bedeutenden Probleme der dynamischen Meteorologie und der numerischen Vorhersage zu bieten getrachtet über die bei uns Untersuchungen geführt wurden welche von unseren Mitarbeitern auch gegenwärtig fortgesetzt werden. Die nächste Etappe der Divergenzforschungen besteht in der Klärung der Frage, welche Anderungen die Divergenz und die divergenzfreie Fläche im Laufe der Transformation der synoptischen Objekte erleidet. Die Untersuchung der Auswirkung der Karpatengebirge wird ausser dem Luftdrucke auch auf die Temperatur ausgedehnt. Es werden auch Versuche zur Erarbeitung von Vorhersagemethoden begonnen, bei welchen — wo dies als nötig erscheint — auch die Auswirkung der Alpen und der Karpaten in Betracht gezogen werden.

*

ON SOME QUESTIONS OF THE NUMERICAL WEATHER FORECASTING

The author dicusses some problems of importance from the point of view of the theory and practice of the numerical weather forecasting and in this connection he gives also a short survey of the investigations carried out at present in Hungary in this line.

Research work is carried on with a view of determining the characteristics of the divergence field and its variations in space and time, with special regard to the position of the level of non-divergence. This question is of special importance for the numerical weather forecasting since the condition of the applicability of the barotropic forecasting methods is the non-divergence of the "mean level" of the atmosphere. The divergence is computed directly from the wind field by executing a smoothing in the initial field, in order to eliminate both the errors of measurement and the local turbulence. The divergence of velocity was computed by the method of Bellamy for the main isobaric levels between 850 and 200 mb over Europe, and it was found that in the given synoptic situation the divergence attained its minimun value at 700 mb and the maximum at 300 mb. During the period of examination a level of non-divergence almost always existed between 850 and 200 mb but the variations of its height were quite irregular and no connections could be found with the baric or isallobaric fields. The average height of the level of non-divergence was in the period of the examination about 624 mb.

The results of the investigations were in good agreement with those found by other researchers and so the hypothesis according to which the level of 700 mb is

non-divergent, is—at least in the case of anticyclonic situations—fully motivated and applicable in the practice.

Detailed researches were carried out on Bulejew's graphic method of pressure-forecasting, and a modification of this method was elaborated. According to the latter it is not the initial geopotential field that is to be transferred along the streamlines of an averaged field-as it was done by Bulejew—but a modified field including also the effect of the Coriolis parameter. This method is up to a certain extent similar to Fjörtoft's method but it is more simple and more quickly applicable than the latter. The time of the practical execution of the forecasting is somewhat elongated by the above modified method but in weather situations with meridional streamline pattern better results of pressure-forecasting are attained.

Forecastings by the aid of electronic computer have not been made up to the present in our country but the programming of certain problems (computing of vorticity, smoothing of field) and experiments were carried out.

Investigations are carried on as to the effect of the Carpathian mountains on the geopotential field in the lower layers (1—2 km) of the troposphere and on how this effect can be taken into consideration in the numerical forecasting.

Another subject of research work is the precipitation-increasing effect of the mountains of Hungary. According to a method followed here, the precipitation is divided into two parts : 1) "basic precipitation" (which fell out in the environment of the mountain on territories situated at heights not attaining 200 m m. s. l., and 2) "orographic precipitation surplus" falling on regions over 200 m m. s. l.

In the forecasting of the summer storms—which is of particular importance in our country at the lake Balaton—only the conventional synoptic methods have so far been employed which are of a rather subjective character. This year certain statistic meteorological procedures have been introduced, e. g. the method of Fawbush—Miller for the forecasting if the possible maximum gusts occurring in the case of squall lines and stroms. The 12 hours' forecasting of the curve of state is regularly carried on but for the moment only with the consideration of the horizontal advection.

The next stage of the divergence-investigations will be the analysis of the variations of the divergence and the non-divergence surface in the course of the transformation of the synoptic objects.

The investigations on the effects of the Carpathian mountains will be extended also on the temperature, besides of the pressure. Experiments are planned to elaborate methods of forecasting in which also the effects of the Carpathians and the Alps will be taken into consideration.

M. Čadež (Beograd):

Air Flow in a Variable Pressure Field

Luftströmungen in veränderlichem Druckfelde. Es ist eine ziemlich oft auftretende Erscheinung, dass der Luftdruck in allen Punkten eines grösseren Gebietes fast gleichzeitig zu steigen beginnt. Solch eine Zunahme des Luftdruckes kann im hohem Grade eine Folge jener Ereignisse sein, welche sich in der umgebender Atmosphäre abspielen. Zusammen mit der Änderung des Luftdruckes kann auch der Horizontalgradient des Luftdruckes sich ändern. Im Zusammenhange mit letzterem können bedeutende Änderungen des Windfeldes auftreten. Unter der Bedingung, dass der Luftdruckgradient eine lineare Funktion der Zeit darstellt, wird eine Lösung der bezüglichen Bewegungsgleichungen gegeben.

*

1. *Introduction*

The air flow in the atmosphere takes place in a pressure field where the gradient force acts on every air particle. Because of that there exist mutual influences between the pressure field and air motion and they can be investigated under some relatively simple conditions.

Bjerknes and his school have shown in their classical papers [1] that under certain conditions the pressure field adjusts to the flow pattern during the oscillation of the air. In other words that means that the pressure field is under certain conditions a function of the motion field.

On the other hand, we can imagine example when, opposite to the mentioned cases, the flow pattern is a direct function of the pressure field. The calm cold air which was lying in a valley begins to move if the pressure field on some upper level starts to change. Similarly the sea breeze is in a great degree a function of the changes of the pressure in the upper layers.

The mentioned cases of flow of the cold air in a valley and of the sea breezes represent direct consequences of the changes in the pressure distribution. In both cases we can consider the pressure change as a function independent of the created flow pattern. Here we want to pay our attention to the flow which occurs under such conditions. Thus we shall consider the pressure distribution in the equations of motion as a given independent function of time. Starting from this point of view, some solutions of the equations of motion are given below.

Such solutions include terms due to local change of pressure. These terms were the object of the studies by *Brunt* and *Douglas* [2]. Later *H. Ertel* [3], *H. Philipps* [4] and others paid attention to this problem.

Brunt and *Douglas* gave the definition of the isallobaric wind. They derived it directly from the equations of motion without initial and boundary conditions, i. e. without respect to the former development of the flow. The isallobaric wind defined on this way does not give the complete picture of the influences of the pressure changes on the flow pattern, and just in these influences we are interested here. It is not the purpose of this paper to give a comparison of the obtained results with real data.

2. *Changes of pressure at the ground due to the changes of pressure in the surrounding atmosphere*

It is often noticed that above a great area the pressure begins to rise simultaneously (p. ex. [5]) and that such an increase is not equal in all points. *Fig. 1* shows an example of such a general increase of pressure. The geographical distribution of the

stations for which the general increase is represented on this figure is shown in *Fig. 2*. The values of the pressure were taken from the working forms and previously they were not critically controled.

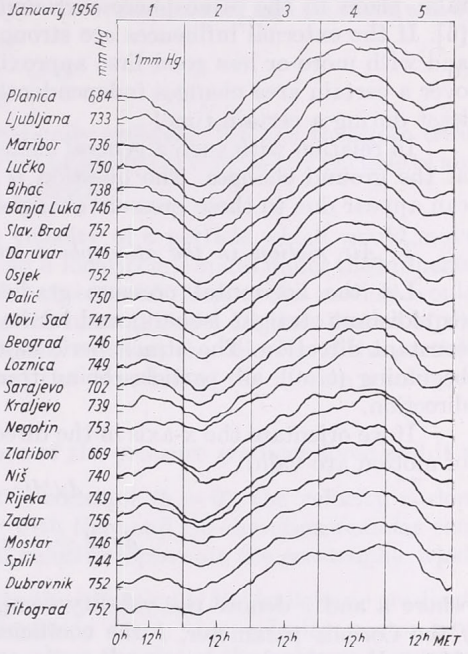


Fig. 1. An example of the general increase of pressure over Yugoslavia.

1. ábra. *Példa a légnyomás általános emelkedésére Jugoszlávia fölött.*

Fig. 2. The positions the stations indicated in Fig. 1.

2. ábra. *Az 1. ábrán szereplő megfigyelő állomások földrajzi helyzete.*

As we can see in Fig. 1, the general increase of pressure started on the 2 January 1956 around 6 hours a. m. (MET) and ended on the 4 January at about 10 hours a. m. in the western part of the country. In the eastern part, the pressure increase ended in the afternoon. The increase was largest in the western part of the country,

what was in connection with the increase of the western component of the pressure gradient.

The general increase of pressure is sometimes caused by the phenomena which take place in the atmosphere surrounding the region where this increase occurs [6]. If the external influences are strong enough, we can, under certain conditions and with more or less good first approximation suppose that the pressure gradient over a certain area changes independently from the motion of air over that area at least during a certain time.

In relation with such a general change of pressure distribution the flow pattern at the ground changes. The question is here what changes of the flow at ground can appear due to these pressure changes.

3. *Air motion in the atmosphere with a constant isallobaric gradient*

Let the horizontal pressure gradient be the same everywhere in the field (equidistant straight isobars) and let its intensity changs linearly with time, with constant direction. The atmospheric motion will be assumed horizontal and at the beginning (t=0) all particles being transferred with the same speed in the same direction.

If we orientate the x-axis in the direction of the isobars, the following equations of motion are valid

$$\begin{aligned} du/dt &= fv - ku \\ dv/dt &= -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} - fu - kv \end{aligned} \tag{1}$$

where u and v denote the velocity components, α the specific volume, p pressure, f the Coriolis parameter, k the coefficient of external friction after *Guldberg* and *Mohn*. Here the above assumption about the pressure gradient may be informated as

$$\frac{\partial p}{\partial y} = a + bt \tag{2}$$

(a and b are constants). If we suppose that α, f and k are constant, we can easily integrate the system of linear differential equations (1). By integration we obtain :

$$\vec{v} = \vec{v}_1 + \vec{v}_2 + \vec{v}_3 \tag{3}$$

where

$$\begin{aligned} \vec{v}_1 &= \begin{cases} A_0 e^{-kt} \cos(\psi_0 - ft) \\ A_0 e^{-kt} \sin(\psi_0 - ft) \end{cases} \\ \vec{v}_2 &= \begin{cases} -\dfrac{\alpha(a+bt)}{P_1} \cos\gamma_1 \\ -\dfrac{\alpha(a+bt)}{P_1} \sin\gamma_1 \end{cases} \\ \vec{v}_3 &= \begin{cases} \dfrac{\alpha b}{P_1^2} \sin 2\gamma_1 \\ -\dfrac{\alpha b}{P_1^2} \cos 2\gamma_1 \end{cases} \end{aligned} \tag{4}$$

A_0 and ψ_0 are the integration constants and the constants P_1 and ψ_1 are defined by

$$P_1 = \sqrt{f^2+k^2} \qquad \cos\gamma_1 = \frac{f}{P_1} \qquad \sin\alpha_1 = \frac{k}{P_1} \tag{5}$$

γ_1 is the angle between the velocity vector and the positive x-axis, supposing that the flow is stationary.

We have supposed that initially all particles of the air moved with the same velocity in the same direction. Consequently in accordance to (3) and (4) there will be

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial x} = \frac{\partial \vec{v}}{\partial y} = 0 \tag{6}$$

and thus the equation of continuity is identically satisfied. We can therefore treat the velocity v as the velocity in any fixed point or as the velocity of any particle of air.

The velocity is a sum of three partial velocities.

The partial velocity $\vec{v_1}$ represents the velocity of a particle which would move in the absence of the pressure gradient along a logarithmic spiral under the influence of the deviation force and friction. In the absence of friction the motion would be performed with constant velocity along the inertial circle. In the absence of the horizontal component of deviation force (on the equator) the velocity of the particle would decrease exponentially with time and the direction of the motion would not change.

The partial velocity $\vec{v_2}$ is a consequence of the pressure gradient force and it is proportional to this force. If the gradient is constant ($b = 0$), the velocity $\vec{v_2}$ does not change ; otherwise it changes linearly with time and the direction remains constant. In the absence of friction this partial velocity represents the geostrophic wind.

The partial velocity $\vec{v_3}$ is proportional to the intensity of the isallobaric gradient. If the friction force is bigger than the deviation force, this velocity vector cuts the isallobars and points towards the places where the rise of the pressure is greater. In the other case it is directed to the other side of the isallobars. In the absence of friction, this partial velocity represents the isallobaric component of wind, according to the *Brunt—Douglas* definition and it is directed normally to the isallobars towards the smaller values of the local changes of pressure.

The integration constants A_0 and ψ_0 can be determined after the known wind v_0 at the time $t = 0$. If we suppose that the general increase of pressure started at the time $t = 0$ and that until that moment the pressure and wind field was stationary ($b = 0$, $dv/dt = 0$), we get

$$u_0 = -\frac{\alpha a}{P_1} \cos \gamma_1 \qquad \text{and} \qquad v_0 = -\frac{\alpha a}{P_1} \sin \gamma_1 \tag{7}$$

Substitution of the expressions (7) in (4) gives the solution (3) in the form

$$\begin{aligned} u &= A_0 e^{-kt} \cos(\psi_0 - ft) + \frac{u_0 bt}{a} + \frac{2bu_0 v_0}{\alpha a^2} + u_0 \\ v &= V_0 e^{-kt} \sin(\psi_0 - ft) + \frac{v_0 bt}{a} + \frac{(v_0^2 - u_0^2)}{\alpha a^2} + v_0 \end{aligned} \tag{8}$$

where

$$A_0 = \frac{b}{\alpha a^2}(u_0^2 + v_0^2) \tag{9}$$

and

$$A_0 \cos \psi_0 = -\frac{2bu_0 v_0}{\alpha a^2} \qquad A_0 \sin \psi_0 = -\frac{b(v_0^2 - u_0^2)}{\alpha a^2} \tag{10}$$

In connection with (8), i. e. under the action of the pressure force (2) ($b \neq 0$), let us suppose that the pressure changes only up to the time $t = t_1$. At this time we suppose that the intensity of the horizontal pressure gradient becomes equal to the starting one but with an opposite direction. Further let us suppose that we

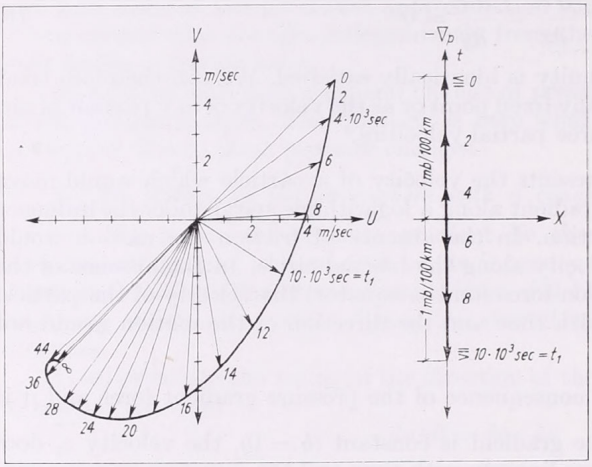


Fig. 3. Variation of horizontal surface wind velocity in a variable pressure field according to Eq. (8) and (11).

3. ábra. *A földfelszíni vízszintes szélsebesség változása változó nyomásmezőben a (8) és (11) egyenletnek megfelelően.*

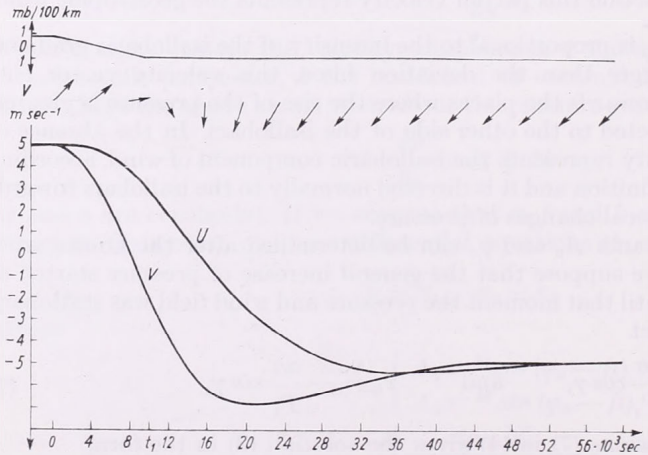


Fig. 4. Variation of components of horizontal surface wind velocity shown in Fig. 3.

4. ábra. *A földfelszíni vízszintes szél 3. ábrán bemutatott sebessége összetevőinek változása.*

have again $b = 0$ from this time. In agreement with (3) and (4) we receive from the moment $t = t_1$ the following velocity components

$$u = A_1 e^{-k(t-t_1)} \cos\left[\psi_1 - f(t-t_1)\right] - \frac{\alpha a}{P_1} \cos \gamma_1$$

$$v = A_1 e^{-k(t-t_1)} \sin\left[\psi_1 - f(t-t_1)\right] - \frac{\alpha a}{P_1} \sin \gamma_1 \qquad (11)$$

By a similar operation as before, we can determine the constants A_1 and ψ_1 after the known starting velocity, i. e. by means of the velocity $v_1 = (u_1, v_1)$ at the time $t = t_1$ which we find from (8).

Another integration of the equations (8) and (11) gives

$$x = x_0 - A_0 \Phi(\psi_0, t) + \frac{u_0 bt^2}{2a} + \left(\frac{2bu_0 v_0}{\alpha a^2} + u_0 \right) t$$

$$y = y_0 + A_0 \Psi(\psi_0, t) + \frac{v_0 bt^2}{2a} + \left[\frac{(v_0^2 - u_0^2)b}{\alpha a^2} + v_0 \right] t \tag{12}$$

for $0 < t < t_1$ and

$$x = x_1 - A_1 \Phi(\psi_1, t - t_1) - \left(\frac{\alpha a}{P_1} \cos \gamma_1 \right) (t - t_1)$$

$$y = y_1 + A_1 \Psi(\psi_1, t - t_1) - \left(\frac{\alpha a}{P_1} \sin \gamma_1 \right) (t - t_1) \tag{13}$$

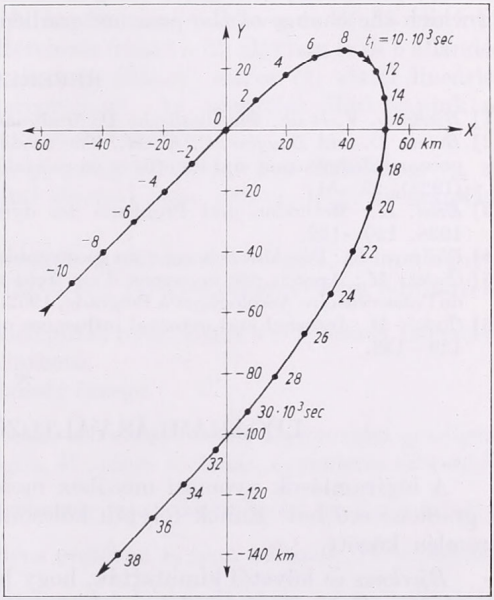


Fig. 5. Trajectory of any particle moving in a variable pressure field according to Fig. 3 and 4 and Eq. (12) and (13).

5. ábra. *Tetszőleges légrészecske útvonala a változó nyomásmezőben való mozgása közben a 3. és 4. ábrával, valamint a (12) és (13) egyenlettel megegyezőleg.*

for $t_1 < t$. The functions Φ and Ψ are defined by

$$\Phi(\psi, t) = \frac{1}{P_1} \left[e^{-kt} \sin(\psi + \gamma_1 - ft) - \sin(\psi + \gamma_1) \right]$$

$$\Psi(\psi, t) = \frac{1}{P_1} \left[e^{-kt} \cos(\psi + \gamma_1 - ft) - \cos(\psi + \gamma_1) \right] \tag{14}$$

In (12) and (13) x_0, y_0 are the coordinates of particles at the time $t = 0$ and x_1, y_1 are the coordinates of particles at the time $t = t_1$.

Let us examine now the air motion under the conditions :
$\alpha = 1\ \mathrm{m^3 kg^{-1}}$, $f = k = 10^{-4}\ \mathrm{sec^{-1}}$; for $t < 0$: $a = -10^{-3}\ \mathrm{kgm^{-2}\ sec^{-2}}$ and

$b = 0$; for $0 < t < t_1$: $a = -10^{-3}$ kg m^{-2} sec^{-2} and $b = 0{,}2 \cdot 10^{-6}$ kg m^{-2} sec^{-3} and for $t_1 < t$: $b = 0$, $a = 10^{-3}$ kg m^{-2} sec^{-2}.

Under such conditions we have $u_0 = v_0 = 5{,}00$ m sec^{-1}, $A_0 = 10{,}00$ m sec^{-1}, $\psi_0 = \pi$, $u_1 = 3{,}10$ m sec^{-1}, $v_1 = -1{,}90$ m sec^{-1}, $A_1 = 8{,}68$ m sec^{-1}, $\psi_1 = 22^0 55'$.

Figures 3 and *4* show the wind and the horizontal pressure gradient in function of time. *Fig. 5* shows the corresponding trajectory of an air particle. We can see from these figures that the adjustement of the wind to the stationary state of pressure after $t = t_1$ takes a considerable time. At the time $t = 0$ when the pressure gradient starts to change, the wind starts to veer. At the beginning the veering is weak and then it increases faster in the second part of the interval $(0, t_1)$ in which the pressure gradient is changing. The veering of the wind is due to the action of the deviation force and to the weakening of the pressure gradient in the direction y.

The velocity components are approaching to the value $u = v = -5$ m sec^{-1}. At the beginning the component v is approaching much faster to this value. The Figures 4 and 5 show that the adjustement to the new stationary state ($u = v = -5$ m sec^{-1}) is mainly limited to the period which is two times longer than the period in which the change of the pressure gradient occured.

REFERENCES

[1] *Bjerknes, V. et al.:* Physikalische Hydrodynamik, J. Springer, Berlin, 1933.

[2] *Brunt, D.* and *Douglas, C. K. M.:* The modification of the strophic balance for changing pressure distribution and its effects on rainfall. Mem. Roy. Meteorol. Soc. London, *3* No. 22 (1928), 29—51.

[3] *Ertel, H.:* Methoden und Probleme des dynamischen Meteorologie, J. Springer, Berlin, 1938, 120—122.

[4] *Philipps, H.:* Die Abweichung vom geostrophischen Wind. Meteorol. Z. *56* (1939), 312—322.

[5] *Čadež, M.:* Aperçu des invasions d'air froid en Yougoslavie pour l'année 1952, Annuaire de l'observatoire Aérologique à Belgrade, 1952. Beograd, 1956, 74—96.

[6] *Čadež, M.:* Internal and external influences on Weather Development. Időjárás *62* (1958), 129—133.

*

LÉGÁRAMLÁS VÁLTOZÓ NYOMÁSMEZŐBEN

A légáramlások nyomási mezőben mennek végbe, ahol minden légrészecskére a gradiens erő hat. Ennek folytán kölcsönhatás áll fenn a nyomásmező és a légáramlás között.

Bjerknes és követői kimutatták, hogy bizonyos körülmények között a nyomásmező függvénye az áramlási mezőnek. Más esetekben viszont az áramlási kép egyenes függvénye a nyomásmezőnek. Völgyben nyugvó hideg levegő mozgásba jön, ha valahol a magasban a nyomás megváltozik. A parti szelek szintén jelentős mértékben függvényei a fölöttük lejátszódó nyomásváltozásoknak. Ezekben az esetekben a nyomásváltozás nem függ a létrehozott áramlási képlettől. E dolgozat tárgyát az így kialakuló áramlás mozgás-egyenleteinek egy megoldása képezi.

A megoldás a helyi nyomásváltozásból eredő elemeket is tartalmazza, amelyekkel már *Brunt* és *Douglas*, majd *Ertel* és *Philipps* is foglalkozott.

Brunt és *Douglas* bevezette az izallobárikus szél fogalmát, de az általuk meghatározott izallobárikus szél nem ad teljes képet a nyomásváltozásnak az áramlási képre gyakorolt befolyásáról, ami éppen a jelen vizsgálat tárgya.

Többször megtörténik, hogy a nyomás nagy területen egyidejűleg emelkedni kezd, de az emelkedés nem mindenütt egyforma. Az 1. ábra ilyen általános nyomásemelkedést tüntet fel, a 2. ábrán látható megfigyelőállomások észlelései alapján.

A nyugati részeken a nyomás emelkedése január 2-án 06 órától január 4-én 10 óráig tartott, a keleti részeken némileg megkésett.

Az általános nyomásemelkedést néha olyan jelenségek okozzák, amelyek az emelkedési területet környező légtérben játszódnak le. Ha ezek a külső hatások elég erősek, bizonyos feltételek mellett első közelítésképpen úgy vehető, hogy a nyomási gradiens bizonyos terület fölött az ottani légmozgástól — legalább is bizonyos időtartam folyamán — függetlenül változik.

A nyomáseloszlás ilyen általános változásával kapcsolatban a földközeli légáramlások képe is megváltozik. A kérdés éppen az, hogy a földközeli légáramlás milyen változása léphet föl ezeknek a nyomásváltozásoknak a következtében.

Legyen a vízszintes nyomási gradiens a mezőben mindenütt egyforma (egyenlőközű, egyenes izobárok) és intenzitása az idővel lineárisan, állandó irányban változzék. A légmozgást vízszintesnek vesszük és kezdetben ($t = 0$) minden részecske egyforma sebességgel azonos irányban haladjon.

Ha az x tengelyt az izobárok irányába fektetjük, akkor az (1) mozgásegyenletek vannak érvényben, ahol u és v a sebesség összetevői, α a fajlagos térfogat, p a nyomás, f a Coriolis-paraméter, k a külső súrlódás koefficiense *Guldberg* és *Mohn* szerint. A nyomási gradiensre vonatkozó előző feltételezés írható a (2) alakban (a és b állandó mennyiségek). Ha föltételezzük, hogy α és k is állandó, akkor (1) alatti lineáris differenciál-egyenlet-rendszer könnyen integrálható. Az integrálás által kapjuk a (3)-at, amelynek egyes tagjai a (4) alatt vannak kifejtve.

A_0 és ψ_0 integrációs állandók, P_1 és ψ_1 pedig az (5)-tel van definiálva. (γ_1 a sebességi vektor és a pozitív x-tengely által alkotott szög, feltéve, hogy az áramlás stacionárius).

Föltételeztük, hogy az összes légrészecskék egyforma sebességgel, azonos irányban haladnak. Ebből következik, hogy a (3) — és a (4)-gyel megegyezőleg felírható a (6), ami által a folytonossági egyenlet is kielégítést nyer. Ezért a $\vec{v}$ sebesség bármely tetszőleges légrészecske sebességének tekinthető.

A teljes sebesség három részleges sebesség összege.

A $\vec{v}_1$ rész-sebesség egy olyan légrészecske sebessége, amely légnyomási gradiens nélkül logaritmikus spirális mentén mozogna. Ha nincs súrlódás, egyenletes sebességgel tehetetlenségi pályán haladna. A $\vec{v}_2$ sebesség-rész a légnyomási gradiens következménye és vele arányos. Állandó gradiens esetében $\vec{v}_2$ nem változik. Ha súrlódás nincsen, ez a sebességi rész a geosztrófikus szelet képviseli. A $\vec{v}_3$ az izallobárikus gradiens intenzitásával arányos. Ha súrlódás nincsen, ez a sebesség-rész a szél izallobárikus összetevőjét képviseli a *Brunt—Douglas*-féle definiácó értelmében.

A_0 és ψ_0 integrációs állandókat meg lehet határozni a kezdeti ($t = 0$) ismert szél ($\vec{v}_0$) alapján.

Föltételezve, hogy a nyomásemelkedés $t = 0$ időpontban kezdődött és addig az áramlási mező stacionárius volt ($b = 0$, $d\vec{v}/dt = 0$), a kezdeti sebesség-komponensekre a (7) írható fel, majd ez a (4)-be helyettesítve a (3) megoldást a (8) formában adja, ahol A_0 és ψ_0 értékeit a (9) és a (10) tünteti fel.

Tegyük fel még, hogy a nyomás változása $t = t_1$ ideig tart, majd eléri kiindulási értékét (ellenkező irányban) és ekkor az áramlási mező ismét stacionáriussá válik. Az ehhez az időponthoz tartozó sebesség-összetevőket a (11) mutatja, ahol A_1 és ψ_1 értéke az előző módon meghatározható.

A (8) és (11) egy másik integrálása megadja x és y koordinátáknak az értékeit a (12)-ben $0<t<1$ esetére, a (13)-ban $t_1<t$ esetre. Az x_0 és y_0 a kezdeti koordináták a $t = 0$ időpontra, x_1 és y_1 koordináták a $t = t_1$ időpontra. A koordináták kifejezésében szereplő Φ és Ψ mennyiségeket a (14) definiálja.

Az előzők alapján α, f és k bizonyos fölvett értékei mellett kiszámítható $t<0$, $0<t<t_1$, $t_1<t$ esetre a-nak és b-nek a nagysága, majd u_0, v_0, A_0, ψ_0, illetve u_1, v_1, a_1, ψ_1 számértéke is.

A 3. és 4. ábra a szelet és a légnyomási gradienst mutatja az idő függvényében, az 5. ábra egy légrészecske pályáját tünteti fel. Látható, hogy a $t = t_1$ időpont után a szél csak lassan alkalmazkodik a stacionárius állapothoz. Mikor a nyomási gradiens változása megindul, a szél is fordulni kezd, először gyengén, azután gyorsabban. A szélfordulás az eltérítő erőnek és a nyomási gradiens y irányában való gyengülésének a következménye.

A sebesség összetevőinek értéke közeledik az $u = v = -5$ m sec^{-1} értékhez. A 4. és 5. ábra szerint az alkalmazkodás az új stacionárius állapothoz kétszer olyan hosszú időszak alatt megy végbe, mint a nyomási gradiens változásának az időszaka.

Czelnai Rudolf:

A hőmérsékleti tehetetlenség figyelembevétele mérőrendszerek tervezésekor

Учет температурной инерции при конструировании измерительных систем. Одним из основных требований при конструировании измерительных систем является соответствие применяемой измерительной техники с целью данного исследования. Более того, применяемая измерительная техника должна наиболее рационально удовлетворять программе исследования. Упомянутое требование относится, конечно, и к выбору типа термометра, который должен обладать наиболее подходящей инерцией. В случаях, когда предусмотрена обработка результатов измерений статистическими методами, известная связь между *рассеянием данных измерений* и *температурной инерцией* даёт возможность к правильному выбору последней. Величина коэффициента оптимальной температурной инерции λ_{onm} при расчётах определяется как функция характеристического интервале времени τ, отвелающего цели исследования. По результатам расчётов настоящего исследования, при условии неизменности давления и течения воздуха, $\lambda_{onm}=\tau/2$. Если измерительная система доставляет данные о температуре в дигитальной форме то характеристический интервал времени τ является и единицей временного «квантования» времени измерения ; в таком случае использование связи между количествами τ и λ является особенно целесообразным.

*

Mérőrendszerek tervezésekor alapvető követelmény az, hogy az alkalmazott méréstechnika feleljen meg a konkrét vizsgálat céljának, sőt a *legracionalisabban* elégítse ki a vizsgálat mérési programját. E követelmény sokszor bonyolult meteorológiai és műszaki megfontolásokat tesz szükségessé.

A sokféle megfontolás között nem elhanyagolható az alkalmazott hőmérők *legcélszerűbb tehetlenségének* megválasztása, különösen olyan vizsgálatok esetében,

amikor a léghőmérséklet változékonyságát is mérni kívánják. A tapasztalat szerint a hőmérők annál kevésbé tudják követni a léghőmérséklet ingadozásait, mennél nagyobb a tehetetlenségük, következésképpen a hőmérsékletmérési adatsor változékonysága nem csupán a levegő hőmérsékleti szerkezetétől függ, hanem igen nagy mértékben az alkalmazott hőmérők tehetlenségétől is. Ezért a hőmérsékletmérési adatsorok *szórásai*, amelyeket a matematikai statisztikai feldolgozásoknál alapvető jellemszámként használunk, nem hozhatók közvetlen kapcsolatba a léghőmérséklet tényleges változékonyságával. Ez azt eredményezi, hogy a különböző tehetetlenségi együtthatójú műszerekkel végzett mérések szórásai közvetlenül nem összehasonlíthatók. Ezért tűztük ki célul a hőmérők tehetetlensége és a mérési sorok szórásai közötti számszerű összefüggés keresését. Jelen tanulmányunkban ezt a feladatot *konstans légnyomási és légáramlási viszonyok esetére* vonatkozóan közelítjük meg, de így is igen fontos ismereteknek jutunk birtokába, amelyeket a hőmérsékletmérő (különösen digitális) mérőrendszerek tervezésekor hasznosíthatunk. Megjegyezzük, hogy a szórás és hőmérsékleti tehetetlenség kapcsolatára vonatkozó vizsgálatot a meteorológiai szakirodalom — tudomásunk szerint — nem tart számon, így a jelen dolgozat első próbálkozásnak tekinthető e téren.

A feladat megközelítése meglehetősen körülményes. Azt, hogy a hőmérő hogyan követi a léghőmérséklet változásait, csak akkor tudjuk kiszámítani, ha valamilyen *konkrét* hőmérsékletváltozási *modellt* tételezünk fel ; pl. feltételezzük, hogy a léghőmérséklet ugrásszerűen, lineárisan, exponenciálisan, periodusosan stb. változik. E feltevések azonban nem sokat érnek akkor, ha a hőmérsékleti tehetlenség szórásra gyakorolt hatását kívánjuk kiszámítani, hiszen a szórás, mint statisztikai mérőszám, azonnal értelmét veszíti, mihelyt a valóságos, véletlenszerű hatásokat tükröző hőmérsékletingadozást valamilyen idealizált változással cseréljük fel. Megfontolásaink szerint e statisztikai jellemszám összefüggése a hőmérsékleti tehetetlenséggel csak megfelelően választott *statisztikai modell* alapján vizsgálható.

Első feladatunk tehát a megfelelő statisztikai modell kiválasztása, ill. megszerkesztése. Ehhez azonban a feladatot egyértelműen meg kell határoznunk. A léghőmérséklet valóságos változékonyságáról nem beszélhetünk általánosságban, csak bizonyos időintervallumokkal szoros összefüggésben. *A hőmérséklet* — e fogalom fizikai tartalmának megfelelően — *mindig átlagos állapotot jelöl.* Márpedig átlagértékek szórásai között csak akkor tudunk összefüggést megállapítani, ha megmondjuk, hogy milyen hosszú időszakra vonatkoznak ezek az átlagértékek.

Képzeljük el a léghőmérséklet lehető legrészletesebb, valóságos ingadozását, amely a különféle apró változásoknak végtelenül bonyolult szövevénye ! Belátható, hogy egy-egy konkrét vizsgálat esetében nincs szükségünk a hőmérséklet változásainak ilyen részletes megismerésére. Továbbmenve : az is kétségtelen, hogy minden vizsgálat esetén van egy ésszerű határa a felhasználandó hőmérsékleti adatok részletességének. Ez annyit jelent, hogy minden vizsgálathoz található a valóságos léghőmérsékletingadozásnak egy olyan lépcsős közelítése, amely a vizsgálat igényeit még éppen kielégíti. E lépcsős közelítés nyilván annál részletesebb, mennél kisebb időlépcsőkből tevődik össze. Az időlépcsők nagysága ilyenformán jellemző a vizsgálatra, ezért nevezzük el ezt a τ időlépcsőt a vizsgálat *karakterisztikus időlépcsőjének.*

Ezután már könnyebb helyzetben vagyunk, mert a karakterisztikus időlépcső fogalmának bevezetésével kezünkben van az a segédmennyiség, amellyel a konkrét vizsgálat célja és az alkalmazandó hőmérő tehetetlensége között számszerű kapcsolatot létesíthetünk. A hőmérő λ tehetetlenségének kiszámítására a követelményt azonnal meg is fogalmazhajtuk : λ legyen akkora, hogy a mérési adatsor szórása híven tükrözze a τ karakterisztikus időlépcsőre vonatkozó középhőmérsékletek

szórását. Ez ésszerű követelmény, mert azon túl, hogy ezzel a hőmérőrendszer racionális tervezéséhez közvetlenül felhasználható adatokat nyerünk, még a mérési adatsor megfelelő fizikai interpretálása is lehetővé válik. Rátérhetünk ezek után a statisztikai modell megszerkesztésére, amelynek alapján τ és λ között a keresett összefüggés kiszámíthatóvá válik. A modell definícióját a következő feltételekben foglalhatjuk össze :

„1. A τ karakterisztikus időlépcsőre vonatkozó $\bar{x}_i$ középhőmérsékletek az $N\tau$ időintervallumra vonatkozó $\bar{\bar{x}}$ középérték körül normál eloszlásúak (*ahol:* $i = 1, \ldots N$).

2. Minden τ karakterisztikus időlépcsőt n számú $\Delta\tau$ hosszúságú elemi időlépcsőből összetettnek tekintünk ($n \geqq 1$), ahol $\Delta\tau$ azon legkisebb időközöket jelenti, amelyekre vonatkozóan igazoltuk, hogy a hozzájuk tartozó x_{ik} középhőmérsékletek $\bar{\bar{x}}$ körül normál eloszlásúak ($\Delta\tau = \tau/n$).

3. Az x_{ik} értékek egymástól függetlenek, semmiféle periodikus vagy egyéb rendszeres menetet nem követnek."

Térjünk most rá arra, hogy a definiált hőmérsékletingadozási modellt matematikailag leírjuk ! A felsorolt föltételekből következően, ha $s_{\Delta\tau}$ jelöli a $\Delta\tau$ elemi időlépcsők hőmérsékleteinek szórását, s_τ pedig a τ karakterisztikus időlépcsőkre vonatkozó középhőmérsékletek szórását, akkor a két szórás négyzetének hányadosa a következőképpen írható :

$$\frac{s^2_\tau}{s^2_{\Delta\tau}} = \frac{1}{n} \tag{1}$$

Modellünk hőmérsékleti szerkezete tehát olyan, hogy $\Delta\tau$ és $Nn\Delta\tau$ határok között, az n-szer hosszabb időintervallumra vonatkozó számtani középértékek szórásnégyzete n-szer kisebb lesz.

Egyszerűen jutnánk el megfontolásaink céljához akkor, ha azt feltételezhetnénk, hogy a hőmérőről leolvasott értékek bizonyos, tehetetlenségükkel egyenesen arányos hosszúságú időintervallumok számtani középértékei. Ebben az esetben két különböző tehetetlenségű hőmérő adatsorának szórásnégyzete úgy aránylana egymáshoz, mint tehetetlenségi együtthatóik reciprokai. Ám valójában a hőmérőről leolvasott értékek *súlyozott* átlagok, amelyekben nagyobb súllyal esnek latba a leolvasást közvetlenül megelőző időszak ingadozásai, mint a korábbiak. A hőmérő „memóriája" az idő tengelye mentén visszafelé haladva fokozatosan romlik, a régebbi ingadozásokra a hőmérő egyre kevésbé „emlékezik".

Írjuk fel ennek megfelelően egy észlelési sor i-edik leolvasott T_i értékét, mint a leolvasást megelőző $\Delta\tau$ időlépcsők x_{ik} hőmérsékleteinek súlyozott átlagát :

$$T_i = \sum_{k=1}^{v} w_k x_{ik} \tag{2}$$

A (2)-ben szereplő v érték azt jelenti, hogy mennyi $\Delta\tau$ időlépcső x_{ik} hőmérsékletét kell figyelembe vennünk T_i értékének egy előre megállapított p pontossággal való előállításához. Ennek alapján a p pontosság így írható :

$$p = \sum_{k=1}^{v} w_k < 1 \tag{3}$$

Jelöljük a T_i súlyozott középhőmérsékletek szórását s_w-vel. Erre a szórásra nyilván nem érvényes az (1) formula, de találhatunk s_w és $s_{\Delta\tau}$ között (1)-hez hasonló

összefüggést. Ennek érdekében számítsuk ki N számú T_i hőmérőállás T középértékét,

$$\overline{T} = \frac{\sum_{i=1}^{N} T_i}{N} \tag{4}$$

és írjuk fel a $\overline{T}$ körül ingadozó T_i értékek s^2_w szórásnégyzetét :

$$s^2_w = \frac{\sum_{i=1}^{N} (T_i - \overline{T})^2}{N} \tag{5}$$

Ezután az összes (Nv számú) x_{ik} adatból álló teljes adatsor minden $v\Delta\tau$ intervallumából válasszuk ki a k-adik x_{ik} értéket. Ílymódon a teljes adatsort v számú részsorozatra bontottuk, ahol minden részsorozathoz egy adott w_k súly tartozik. A k-adik részsorozat középértéke tehát így írható :

$$\overline{x_k} = \frac{\sum_{i=1}^{N} x_{ik}}{N} \tag{6}$$

Ha ezeket az $\overline{x_k}$ középértékeket egyenként megszorozzuk a megfelelő w_k súlyokkal és az így kapott szorzatokat összegezzük, akkor éppen $\overline{T}$-t kapjuk :

$$\sum_{k=1}^{v} w_k \overline{x_k} = \overline{T} \tag{7}$$

Jelöljük $s^2_{\Delta\tau(k)}$-vel a k-adik részsorozathoz tartozó x_{ik} értékek $\overline{x_k}$-hoz viszonyított szórásnégyzetét, és írjuk fel ennek értékét is :

$$s^2_{\Delta\tau\ (k)} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (x_{ik} - \overline{x_k})^2}{N} \tag{8}$$

Végül írjuk fel az (5) formulát (2) és (7) figyelembevételével :

$$s^2_w = \frac{\sum_{i=1}^{N} \left\{ \sum_{k=1}^{v} w_k (x_{ik} - \overline{x_k}) \right\}^2}{N} \tag{9}$$

Elvégezve a négyzetre emelést és figyelembevéve azt, hogy a nem-négyzetes tagok összege határértékben zérus (mivel a pozitív és negatív irányú eltérések valószínűsége egyforma), a szummajelek immár jogos felcserélésével, valamint (8) figyelembevételével a következő eredményre jutunk :

$$s^2_w = \sum_{k=1}^{v} w^2 s^2_{\Delta\tau(k)} \tag{10}$$

Modellünk definíciójának 3. pontjában feltételeztük, hogy az x_{ik} hőmérsékletek sorrendjében nem érvényesül semmi rendszeres változás. Ebből következik, hogy az értékek változékonysága az összes részsorozatokban azonos várható értékkel rendelkezik. Nem követünk el tehát nagy hibát, ha az egyes részsorozatok $s_{\Delta\tau(k)}$ szórásai helyébe egy közös $s_{\Delta\tau}$ értéket írunk. Miután éltünk ezzel a lehetőséggel, a szummajel alól kiemelhetjük a közös $s^2_{\Delta\tau}$ szorzót, és átrendezéssel megkapjuk a kívánt végeredményt :

$$\frac{s^2_w}{s^2_{\Delta\tau}} = \sum_{k=1}^{v} w^2_k \tag{11}$$

Megjegyezzük a (11) formulával kapcsolatban, hogy abban a speciális esetben, amikor az összes w_k súlyok identikusan $1/\nu$-vel egyenlők, a jobboldali szumma értéke is $1/\nu$ lesz, ami a számtani középérték szórására vonatkozó (1)-ben megadott összefüggésnek felel meg.

Megkaptuk tehát a keresett összefüggést s_w és $s_{\Delta\tau}$ között, hasonló formában, mint ahogy (1) rögzíti s_τ és $s_{\Delta\tau}$ arányát. Mivel azonban számunkra a τ időlépcsők középhőmérsékleteinek szórásnégyzete a legérdekesebb mennyiség, ezért fejezzük ki az s_τ és s_w közötti összefüggést. Célunkat (1) és (11) összevetésével könnyen elérjük, és nyerjük, hogy :

$$\frac{s^2 w}{s^2_\tau} = n \sum_{k=1}^{\nu} w^2_k \tag{12}$$

Térjünk rá ezek után a w_k súlyok kiszámítására ! Induljunk ki az *1. ábrán* szemléltetett helyzetből. Látjuk itt, hogy a hőmérőről a t_0 időpontban leolvasott T érték legjobban a leolvasást közvetlenül megelőző x_1 léghőmérséklettől függ.

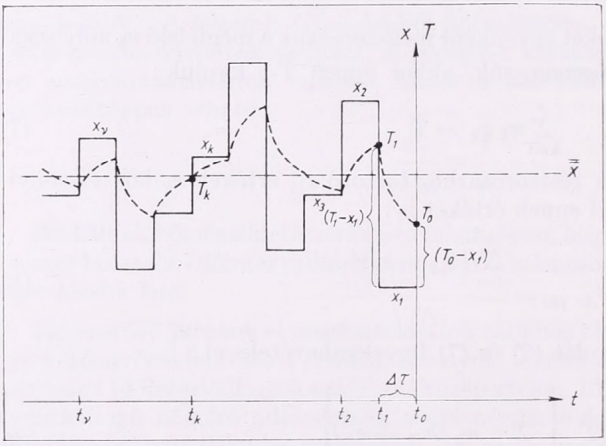


Fig. 1. Variation of readings of a thermometer, in the case of an ambient temperature with gradual variations of the elementary length of duration $\Delta\tau$.

1. ábra : A tehetetlen hőmérő hőmérsékletváltozása, $\Delta\tau$ hosszúságú elemi időlépcsőkből álló, lépcsős hőmérsékletingadozás esetén.

A korábbi $x_2, x_3, \ldots x_k, \ldots x_\nu$ léghőmérsékletek hatása egyre kisebb. Vizsgáljuk meg először azt, hogy mi történik a t_1 és t_0 időpontok közötti $\Delta\tau$ hosszúságú időközben? Látjuk, hogy a hőmérő az időköz elején még egy bizonyos T_1 hőmérsékleten áll, a levegő hőmérséklete x_1. Az időköz végére viszont a hőmérő eléri a T értéket, amit leolvasunk. A Newton féle lehűléstörvény felhasználásával a $(T—x_1)$ különbséget felírhatjuk a kezdeti $(T_1—x_1)$ különbséggel (1), amiből a hőmérőről leolvasott T érték kifejezhető. Mielőtt azonban ezt leírnánk, vegyük még figyelembe azt, hogy a számításba vett $\Delta\tau$ elemi időlépcső nem más, mint τ n-ed része, tehát $\Delta\tau = \tau/n$. Ennek felhasználásával írjuk :

$$T = x_1 + (T_1 - x_1)\, e^{-\tau/\lambda n} \tag{13}$$

ahol λ az alkalmazott hőmérő hőmérsékleti tehetetlenségi együtthatója. A (13) formulában szereplő T_1 hőmérőállást ehhez teljesen hasonló módon kifejezhetjük az x_2 léghőmérséklettel és T_2 hőmérőállással stb., s ha ezt folytatjuk ν időlépcsőn át, akkor rendezés és szummázás után a következő formulát kapjuk :

$$T = \sum_{k=1}^{\nu} x_k \left(e^{-(k-1)\tau/n\lambda} - e^{-k\tau/n\lambda} \right) \tag{14}$$

Összevetve a (2) és (14) formulákat, előttünk állanak a keresett w_k súlyok :

$$w_k = \left(e^{-(k-1)\tau/n\lambda} - e^{-k\tau/n\lambda} \right) \tag{15}$$

E w_k súlyok azt adják meg,hogy egy λ tehetetlenségű hőmérő esetében a leolvasást megelőző első, második . . . stb., $\Delta\tau = \tau/n$ hosszúságú időlépcsők hőmérsékletei milyen viszonylagos súllyal járulnak hozzá a leolvasott értékhez. Látható, hogy a w_k súlyok alakulása szempontjából nem a $\Delta\tau$ időlépcsők abszolút hossza, hanem a $\Delta\tau/\lambda$ hányadosok értéke a döntő.

Térjünk most vissza a (12) formulához ! Írjuk be ide (15) alapján a w_k súlyok

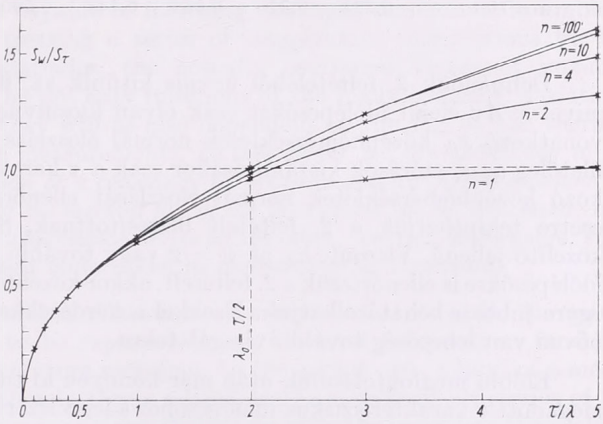


Fig. 2. Variation of the quotient of the dispersions s_w and s_τ, as a function of the quotient τ/λ for different values of n (with $n=\tau/\Delta\tau$).

2. ábra : Az empirikus s_w szórás, és a karakterisztikus τ időlépcsőre vonatkozó s_τ szórás hányadosának változása, a τ időlépcső és λ tehetetlenség hányadosától függően, különböző n értékek esetén (ahol $n=\tau/\Delta\tau$).

értékét, de a zárójelből emeljünk ki minden nem szummázandó mennyiséget a szumma jel elé, és vonjunk mindkét oldalból négyzetgyököt :

$$\frac{s_w}{s_\tau} = n^{0,5}\left(e^{\tau/n\lambda} - 1 \right)\left(\sum_{k=1}^{\nu} e^{2k\tau/n\lambda} \right)^{-0,5} \tag{16}$$

Figyeljük meg, hogy a szummás kifejezés tulajdonképpen egy mértani sor, és máris eljutunk a meglehetősen egyszerű végformulához :

$$\frac{s_w}{s_\tau} = n^{0,5}\left(e^{\tau/n\lambda} - 1 \right)\left(e^{2\tau/n\lambda} - 1 \right)^{-0,5} \tag{17}$$

A (17) formula összefüggést állapít meg a T_i észlelési adatok s_w empirikus szórása és a vizsgálat karakterisztikus τ időlépcsőjére vonatkozó középhőmérsékletek s_τ szórása között. E formula alapján kiszámítottuk az $n = 1$, $n = 10$, és $n = 100$ esetekre vonatkozó értékeket (lásd táblázat), valamint a *2. ábrán* bemutatott görbéket, amelyek $n = 1$, $n = 2$, $n = 4$, $n = 10$, és n = *100* feltételezésével adják meg a τ/λ és s_w/s_τ hányadosok összefüggését. (Táblázatban lásd a köv. oldalon.)

A legcélszerűbb λ tehetetlenség kiválasztását a *2. ábra* alapján végezhetjük el. Itt azonban több görbét látunk, először tehát eldöntendő, hogy melyik görbe alapján számoljunk ? Ezt a kérdést rövid meggondolással tisztázhatjuk : Azok az n értékek, amelyekre az egyes görbék vonatkoznak, azt közlik, hogy vizsgálatunk során gondolatban hány időlépcsőre bontottuk fel a τ karakterisztikus időlépcsőt. Tudjuk :

bármilyen valóságos hőmérsékletváltozás lépcsős közelítése annál pontosabb, mennél finomabbak a lépcsők. Kétségtelen tehát az, hogy a λ tehetetlenség kiválasztásánál a legpontosabb közelítésnek megfelelő felső görbét kell figyelembe vennünk. De szükségünk van a többi görbére is, nem a tehetetlenség kiszámításához, hanem ahhoz, hogy a számítás pontosságát megítélhessük.

s_w/s_τ

T/λ	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	1,0	2,0	3,0	5,0
n= 1	0,224	0,316	0,386	0,445	0,495	0,680	0,875	0,950	0,995
n= 10	0,224	0,316	0,388	0,448	0,500	0,707	1,000	1,222	1,565
n=100	0,224	0,316	0,388	0,448	0,500	0,707	1,000	1,225	1,580

Definíciónk 2. feltételéből ugynis kitűnik az, hogy n értéke nem tetszőleges, mivel a $\Delta\tau$ elemi időlépcsőket csak olyan kicsinynek gondolhatjuk, hogy a rájuk vonatkozó x_{ik} középhőmérsékletek normál eloszlása még teljesüljön. Mivel az s_w, illetőleg az s_τ szórások kiszámításakor csak a τ karakterisztikus időlépcsőkre vonatkozó középhőmérsékletek normál eloszlását ellenőrizzük, ezért eleve csak $n = 1$ esetre tekinthetjük a 2. feltételt biztosítottnak. Számításunk ilyenformán csak közelítő jellegű. Viszont, ha pl. $n = 2$ vagy további n értékekhez tartozó $\Delta\tau$ elemi időlépcsőkre is ellenőrizzük a 2. feltételt, akkor közelítésünk lehetséges pontatlanságát egyre jobban behatárolhatjuk. Ezekkel a kérdésekkel kapcsolatban egyébként még bőven van lehetőség további vizsgálatokra.

Előbbi megfontolásaink után már könnyen ki tudjuk választani valamely előre megadott τ karakterisztikus időlépcsőhöz a legcélszerűbb tehetetlenség értékét. Nem kell egyebet tennünk, mint a legfelső görbe mentén meg kell keresnünk azt az ordináta értéket, amelynél az $s_w/s_\tau = 1$ kritérium teljesül. Ilymódon az optimális λ_{opt} értékre a következő kritériumot kapjuk :

$$\lambda_{opt} = \frac{\tau}{2} \tag{18}$$

A (18)-ban megadott kritérium jelentősége abban rejlik, hogy nem csupán a legkisebb szükséges érzékenységet adja meg, hanem megadja a hőmérsékleti tehetetlenség optimális értékét. Ebben kifejezésre jut a mérőrendszer túlérzékenyítésének méréselméletileg célszerűtlen volta is, amely egyébként műszakilag sem kívánatos : a hőmérőberendezést költségesebbé, kényesebbé és bonyolultabbá teszi, nagyobb regisztrálási sebességet igényel, növeli az adatok tömegességét és megnehezíti az adatfeldolgozást. Ebben az összefüggésben a (18) kritérium a hőmérőrendszerek tervezésének több részletkérdésére kihat.

Megjegyezzük, hogy *digitális hőmérsékleti adatokat szolgáltató mérőrendszer* esetében a τ karakterisztikus időlépcső egyúttal *a mérés időbeli kvantálásának egységét* is jelenti. Belátható, hogy az adatok kvantálása és fizikai jelentése összhangban kell legyen, ilyenkor tehát a (18) kritérium felhasználása különösen hasznos lehet.

IRODALOM

[1] *Czelnai R.:* Mérőmódszerek a meteorológiai hőmérők tehetetlenségi együtthatóinak meghatározására. OMI hiv. kiadv. XXIII. kötet. Beszámolók. Budapest, 1960. (191—219. o.)

[2] *Czelnai R.:* Részletek a matematikai statisztika tárgyköréből. Budapest, 1956.

TAKING INTO ACCOUNT THE THERMAL LAG IN PLANNING OF MEASURING SYSTEMS

(Abbreviated version)

One of the fundamental principles in the planning of measuring systems consists in the requirement that the techniques to be applied should be appropriate for the solution of the actual problem, and even, that they sould afford the *most rational solution* for the investigation programme in question. Obviously, this principle is involving, among other consequences, the requirement of choosing a type of thermometer possessing *just the desirable degree of thermal lag*, and this is particularly of importance in investigations, in which it is inter ded to obtain a picture of the variability of ambient temperatures. According to current definition, the greater the lag of a thermometer, the less it is capable of following the rapid oscillations in ambient temperature. Therefore, in treating a series of temperature observations by the methods of mathematical statistics, the actually computed values of *standard deviation* or *variance* should be not only functions of the really occuring variations in ambient temperature, as they will be also dependent on the lag of the thermometer used for obtaining the measurements. *In this paper we are proposing to establish — under the assumption of a constancy in pressure and air flow conditions — a relation between the value of the thermal lag of the instrument on the one hand, and of the dispersion values of the observation series on the other.* To our knowledge, such an attempt has as yet not been undertaken in meteorological literature.

In order of expressing such a relation by a mathematical formula, the actual temperature variations are to be replaced by an idealized temperature function, a so-called *model* of the temperature variation. In the actual case, a kind of a model is required, which is able rather to throw a light on the statistical properties of the actually occurring temperature variations, than to describe the variations themselves. For obtaining such a statistical model, a subsidiary quantity will be introduced, called the *characteristical time interval*, which will be designed by the letter τ. This quantity represents the shortest time interval that is of interest in the course of the actual investigation. In case of a measuring system that is yielding *digital* values of temperature, *this quantity is identical to the unity of time-quantization* of the temperature measurement. We are proposing to choose the inertia λ of the thermometer in such a way that the dispersion of the data obtained shall be identical to the dispersion of mean temperature corresponding to the characteristical time-interval τ. In order to achieve this requirement, a model as follows will be adapted :

1. The mean temperatures $\bar{x}_i$, corresponding to the characteristical time-interval τ, are normally distributed in respect to the average value $\bar{\bar{x}}$ corresponding to the time-interval of $N\tau$, (with i = 1, 2,. . . . N),

2. Each characteristical time-interval τ is considered as consisting of n elementary inervals $\Delta\tau$ (with $n \geqq 1$), where the symbols $\Delta\tau$ are designing the shortest time-intervals, for which it has been verified that the correspondent mean temperatures x_{ik} are possessing a normal distribution in respect to the value $\bar{\bar{x}}$; $\Delta\tau = \tau/n$).

3. The values x_{ik} are entirely independent from each other, no kind of periodicity or other systematic relation existing among them.

At the root of the problem there is the circumstance that, while the mean temperatures corresponding to the characteristical time-interval τ are *arithmetical* means of the n values x_{ik}, the immediately observed values τ_i are *weighed averages*

of ν values x_{ik}, with n being different from ν. This is a consequence of the fact that direct readings of the thermometer are influenced in a relatively stronger manner by temperature oscillations that were recently occurring, than by those which were experienced earlier. This could be described, by saying that the „memory" of the thermometer is gradually becoming worse for events that occurred on a more remote part of the axis of current time. As shown in Fig. 1, T can be expressed as the weighed average of ν values x_k of air temperature in such a way that the weight attributed to the value x_k is depending only on three quantities namely on the quotient τ/λ and on n and k, being

$$T = \sum_{k=1}^{\nu} x_k \left(e^{-(k-1)\tau/n\lambda} - e^{-k\tau/n\lambda} \right)$$

According to considerations in mathematical statistics, the dispersion s_w of the temperature readings T, and the dispersion s_τ of the arithmetical mean values corresponding to the intervals τ, are related to each other by the formula :

$$\frac{s_w}{s_\tau} = n^{0,5} \left(e^{\tau/n\lambda} - 1 \right) \left(e^{2\tau/n\lambda} - 1 \right)^{-0,5}$$

The criterion for the most suitable value of thermal lag is expressed, as stated above, by $s_w/s_\tau = 1$. By applying the curves in *Fig. 2.* or by using the values given in the *table*, this criterion is leading to the result

$$\lambda_{opt} = \frac{\tau}{2}$$

The same choice of lag is valid in the case $n = 1$. The discrepancies observed among the curves at the points corresponding to the value of the abscis $\tau/\lambda = 2$ are only signs of the fact that in the case of, e. g., $n = 1$, the approximation is not yet entirely satisfactory.

The results obtained by the above calculations are only valid in the case of unaltered pressure and air-flow conditiors, that is, only under the assumption that the lag of the thermometer is not subjected to variations. However, as an approximation, the data obtained could be utilized, and they could be very helpful in the construction of digital measuring systems, for, in this case, the characteristical time interval τ is identical to the unity in the quantization of time measurement.

Z. Berkes :

Precipitation-Yielding Efficiency of Nebulosity in Europe

Распределение «осадочной эффективности» облачности в Европе. Отношение количества осадков к количеству облаков автор называет средней-эффективностью облачности ; в данной статье рассматривается распределение этой величины по территории Европы. Автор устанавливает, что полученные результаты объясняются влиянием циклонической деятельности и температуры, а также сильным влиянием орографических условий. Зимой и на восточных побережьях морей увеличение «осадочной эффективности облачности» зависит преимущественно от циклонических восходящих движений, а летом и внутри материка от повышения температуры и, стало быть, от конвективных течений.

*

In a previous paper by the Author [1], the average precipitation-yielding efficiency of nebulosity was defined as the quotient of precipitation amount and cloud amount. In this earlier publication, mainly the conditions in Hungary have been treated. The paper contained, however, a short reference concerning European conditions. In the present paper, this attempt will be extended to the whole European area. As an introduction, we are presenting a short summary of the results obtained previously.

Investigating the *annual variation* of the quantity under consideration, *it was found for Hungary*, an *increase in the precipitation-yielding efficiency of nebulosity from the winter to the summer*. An explanation is suggested in terms of the transition of the stratiform cloudiness of the winter period into the cumuliform one of the summer months, a process which can be ultimately traced to a variation (increase) in temperature and to the involved variation in vapour pressure. (This is in connection with the fact that precipitations are in wintertime due rather to cyclonic acitivity and, during the summer, mainly to convection).

An important part is played, both in respect to the occurrence of annual variations and of the territorial distribution of precipitations, by orographical conditions. There is, indeed, a marked difference between the windward side and lee conditions (with a manifestation of seasonal variations).

Now, in a discussion of the conditions in the more extended area of Europe, it is convenient to begin by a review of the main features in the distribution of annual precipitation amounts and of nebulosity over Europe. (As a consequence of the limited space available in this publication, the reproduction of the corresponding charts has been omitted).

Highest precipitation amounts in Europe are found along the western shore-line (in Ireland, Scotland, Norway etc.), in the Alpine region, and in a certain part of the Mediterranean (mainly on the western boundary of the Balkan Peninsula). The following numerical data of annual precipitation amounts may be quoted : at Valentia and Thorshaven 1500 mm, at Bergen 2000 mm, on mountains in Scotland and in the central regions of England over 3000 mm, along the western seashore of the Balkan Peninsula between 2000 and 3000 mm, in the Caucasian mountains about 2500 mm and in some Alpine regions about 2000 mm.

Lowest amounts of annual precipitation are found in Europe at the north of the 70.-th parallel. However, restricted areas with less than 500 mm of annual precipitations are found elsewhere, namely in Spain, in the Bohemian basin, and even in Hungary. Some locations with an annual amount of less than 500 mm are encountred, in addition, in the south-eastern parts of Greece, and along the western

coast-line of the Black Sea. The actually lowest value is found in the vicinity of Astrahan (130 mm).

The distribution of cloudiness is, of course, not so uneven as that of the precipitation amounts. The distribution curves are roughly corresponding to the circles of latitude, exhibiting, however, a southwestward-slope of the lines of equal nebulosity. Annual average nebulosity is, south of the 50.—th parallel, generally lower than 60%, and, in the south of the 40.—th parallel, lower than 40%. Values depassing 70% are found on the north of the 60.—th parallel. In Ireland, however, 75% and on the island of Jan Mayen even 85% are observed (while on Spitzbergen only 65%) The most cloudless areas are found in the southern parts of Spain, with a nebulosity of 30%.

On *Fig. 1.*, a European chart of the precipitation-yielding efficiency of nebulosity is presented, the construction of which has been based on data from 120 stations [2].

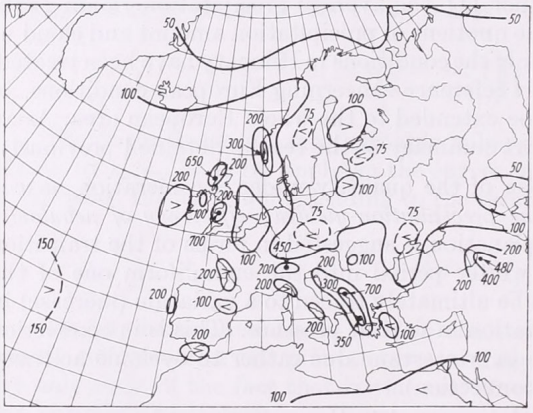


Fig. 1. Precipitation-yielding efficiency of nebulosity in Europe, mm/tenths of cloud amount.

1. ábra. A felhőzet csapadékhatékonysága Európában, mm/tized.

The efficiency values plotted on the chart are expressed in the following units: precipitation amount in millimeter divided by nebulosity measured in tenths of the apparent sky surface area. The picture obtained is indeed roughly similar to that of the annual precipitation distribution. There are, however, some interesting discrepancies as well. In the case of Jan Mayen island, we have a value of barely 47 units, although this is the station with greatest nebulosity (but possessing, in fact, only a precipitation amount of 390 mm). On the other hand, there are, on the west coast of the Balkan Peninsula, values of 300 to 400 units, though nebulosity is there only between 35 to 40%! The station possessing highest efficiency is perhaps Cetinje with a value of 700 units (corresponding to 3500 mm and 50%). An almost similarly high efficiency is encountered in some parts of Great Britain, with values generally between 400 and 500, and on a single station possessing an annual precipitation of 5000 mm (on a mountain top near Seathwaite) the efficiency is even attaining the value of 650 (according to an estimation). Lowest efficiency values are found in the Bohemian basin (Prague 61), on the Kola Peninsula (51), at Odessa (66) and in Astrahan (31). In Hungary, values are varying between 100 and 150. A rather interesting feature is the surprisingly low efficiency over the region between London and Paris (about 90), or for instance, at Madrid (about 100). Similarly low values are encountered in the Russian lowlands, characterized at the same time by a very uniform distribution. It should by mentioned that at Dixon, north Siberia, the efficiency value is as low as 23.

Fig. 2. has been constructed with the aim of yielding a picture of the seasonal occurrence of the maximum efficiency values. In the cyclonic area of Western Europe a maximum is found during the winter (and this is equally the case for the Mediterranean area). On the other hand, in the interior of the continent, a summer maximum is experienced (due to temperature conditions). In the Scandinavian region an autumn

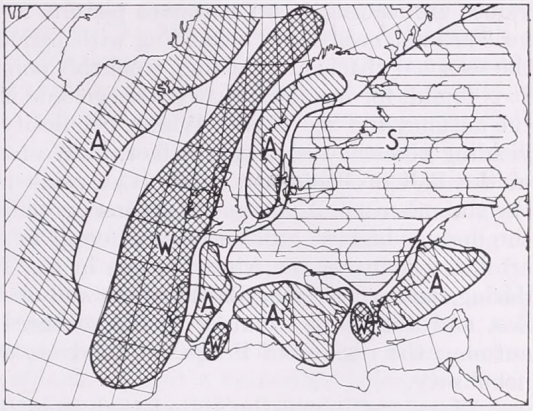


Fig. 2. Seasonal behaviour of maximum efficiency values: W=maximum in the winter, S=maximum in the summer, A=maximum in the autumn.

2.ábra. A hatékonyság évszakos maximumának eloszlása: W=téli, S=nyári, A=őszi maximum

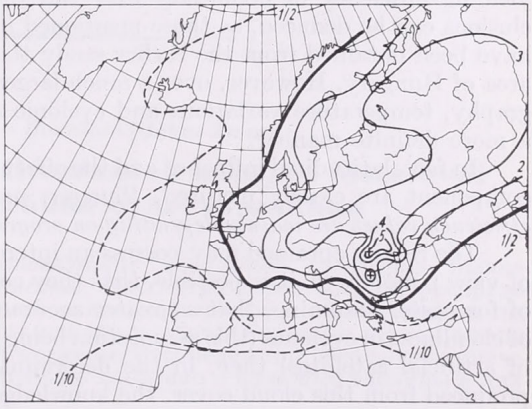


Fig. 3. Quotients of summer and winter values of efficiency.

3. ábra. A felhözet nyári és téli hatékonyságának aránya.

maximum appears, with a minimum in the spring, while in the Mediterranian, a minimum in the summer appears as a characteristical feature.

Consequently, while in maritime areas the occurrence of high values of efficiency during the winter and the autumn is to be ascribed to up-lift currents due to cyclonic activity, in the interior of the continent high efficiencies should be attributed to the effect of a strong seasonal increase in temperature. The structure of this latter effect is illustrated by *Fig. 3.* In this chart, the quotients of summer and winter values of the efficiency have been plotted. The isoline along which this quantity is possessing the value 1 (that is, along which winter and summer efficiencies are equal to each other) is surrounding the continent, while in maritime areas values of one-half are occurring, and in the interior of the continent, values of 2 to 3 are attained and in the Transsylvanian basin even a quotient equal to 5,67 has been encountered. *In the last-named region, a one-tenth increase in nebulosity is corresponding to an increase in precipitation amount that is almost six times greater in the summer than in the winter!* It follows that the Transsylvanian basin is to be considered as the part of Europe

possessing, in respect to precipitation conditions, the highest degree of continentality, a circumstance, which has been treated earlier by the Author [3].

In addition to the investigation of annual average values of the precipitation-yielding efficiency of nebulosity, as presented above, it is interesting to consider seasonal or monthly values as well. Seasonal charts have been prepared, which are not inserted in this paper. The question could be aroused, whether annual average values are leading to an adequate picture, as greater nebulosities in the course of year are not necessarily coinciding with periods of greater precipitations. However, the seasonal charts are yielding, from this point of view, a rather reassuring picture. It is found, for instance, that great cyclonic influences are occurring mainly during the autumn and the winter. Winter nebulosity possessing the highest precipitation-yielding efficiency is found, in fact, in Western Norway, on the western coast-line of the Balkan Peninsula, in the Caucasian mountains and in the Alpine region. On the other hand, summer maxima are encountered in Central Europe. During the spring, highest efficiencies are found in Southern France. Lowest efficiencies are located during the winter season in the Transsylvanian and Bohemian basins, during the spring in the Baltic region and on the northwestern shores of the Black Sea, and during the summer in the southern parts of the Mediterranean. In the autumn, the regions of Prague and Odessa are possesing the lowest efficiency of nebulosity.

Therefore, it may be stated that from this investigation of the precipitation yielding efficiency of nebulosity over the European area, the same essential conclusions can be deduced, as those mentioned in the introduction of this paper, which have been obtained from the earlier study that was limited to the more restricted area of Hungary. However, over a much larger territory, the influences due to orography, temperature variations and cyclonic activity are exhibiting themselves in a more definite manner.

In fact, latitudinal influence and the effect of a monsoonal (that is, west-easterly) component are clearly pictured. *However, precipitations and more particularly the efficiency values are mainly depending on orography.*

The results obtained may possess an interest chiefly from a climatological point of view ; moreover, it is possible, that they could be of use even in the preparation of forecasts. Assuming, that a greater accuracy could be achieved in the prevision of cloudiness in cyclones (this assumption being mainly based on the future application of artificial satellites) then, in the determination of precipitation amounts to be produced from this cloud cover, the knowledge of the behaviour of efficiency could be of some utility. For this purpose peculiar efficiency values should be separately determined for typical macrosynoptical situations and for given wind directions.There is a further possibility of applying the concept of precipitation-yielding efficiency to the investigation of foehn phenomena in a mountainous region.

REFERENCES

[1] *Z. Berkes*, The Relation Between Precipitation Amount and Average Nebulosity, (in Hungarian), *Időjárás*, 61. 3. 178. (1957).

[2] *Köppen—Geiger*, Handb. d. Klimatologie, vol. III.

[3] *Z. Berkes*, Variations in the Annual Distribution of Precipitations, (in Hungarian), *Időjárás*, 53, 308, (1949).

A FELHŐZET CSAPADÉK-AKTIVITÁSA EURÓPÁBAN

Egy korábbi tanulmányában a szerző [1] a felhőzet közepes hatékonyságát a csapadék és a borultság viszonyszámaként értelmezte, vagyis a csapadék évi, vagy évszakos, ill. havi összegeit a megfelelő tizedekben kifejezett borultsági értékkel osztotta. A jelzett dolgozatban a kérdést főként magyarországi viszonylatban

tárgyalta ; most az ott kapott képet egész Európára igyekszik kiterjeszteni. Ehhez 120 állomás adatait [2] használja fel (*1. ábra*).

A hatékonyságot bemutató ábra nagy vonásokban a csapadék évi eloszlását tükrözi, de van néhány igen érdekes különlegesség is. Pl. Jan Mayen szigetén csak 47 egység a viszonyszám értéke, pedig ez a legborultabb állomás (85%). Viszont a Balkán-félsziget nyugati partjain 3—400-ra is felmegy az érték, noha ott csak 35—40% a borultság. A leghatékonyabb felhőzetű állomás *Cetinje*, 700 egységgel Hasonló, kb. 600—650-es értékeket találhatunk Nagy-Britannia egyes pontjain is, ahol 3—5000 mm az évi csapadékösszeg és 70—75% a borultság. A legkisebb a hatékonyság a Cseh-medencében, a Kola félszigeten, valamint Ogyessza és Asztrahán környékén. Magyarországon 100—150 közötti értékeket találunk. Amint látható, a domborzatnak döntő szerepe van a felhőzet csapadék-aktivitása szempontjából.

A *2. ábrán* a hatékonyság évszakos maximumainak területi eloszlása látható. Télen a tengereken jelentkezik a hatékonyság maximuma, nyáron viszont a kontinens belsejében. A Földközi-tenger, ill. Norvégia nyugati partjain őszi maximumot találunk. Itt tehát az őszi-téli ciklontevékenység, a kontinens belsejében pedig az erősen emelkedő nyári hőmérséklet hatása jelentkezik. Amíg tehát a tengereken inkább a ciklonok emelőmozgásai idézik elő a felhőzet nagy hatékonyságát, addig a kontinens belsejében a konvektív áramlások hevesebb volta. Jól kitűnik ez a *3. ábrából*, amely a nyári és téli hatékonyság hányadosát mutatja be. A tengereken a nyári hatékonyság mintegy fele a télinek, viszont a szárazföld belsejében 2—3-szorosa, sőt az Erdélyi-medencében közel 6-szorosa is ! Európának ilyen értelemben tehát legkontinentálisabb területe az Erdélyi-medence.

Bodolai István — Bodolainé Jakus Emma :

A hőmérséklet lokális változásának közepes összetevői az alsó troposzférában nyári évszakban

Среднее распределение составляющих локального изменения температуры в нижней тропосфере летом. Рассматривается среднее распределение адвективной адиабатической, и неадиабатической составляющих локального изменения температуры над 40 пунктами Европы в летнем сезоне, в нижнем 5 километровом слое атмосферы. Распределение абсолютных значений этих трёх составляющих наглядно показано с помощью таблицы и диаграммы.

*

Average Distribution of the Components of Local Temperature Variation in the Lower Troposphere During the Summer Period. On the basis of upper-air data from 40 European stations, the average distribution of the advective, the adiabatic, and the non-adiabatic components of the local variations of temperature during the summer period, and in the lowest 5 kilometers of the troposphere, are investigated. The distributions of the absolute values for these three components are given in a table and illustrated by a diagramme.

*

A lokális hőmérsékletváltozás összetevőinek megállapítására a termodinamika első tételéből és a sztatika alapegyenletéből folyó alábbi egyenlet szolgál [1]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y}\right) - w\left(\gamma_a - \gamma\right) + \frac{\gamma_a}{\varrho g}\left(\frac{\partial p}{\partial t} + u\frac{\partial p}{\partial x} + v\frac{\partial p}{\partial y}\right) + \frac{1}{c_p}\frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}t}$$

Az egyenletben szereplő betűk jelentése közismert.

Az egyenlet szerint a hőmérséklet lokális változása az alábbi négy tényezőtől függ :

1. Az advekciótól, vagyis más hőmérsékletű légrészecskék horizontális áthelyeződésétől ;

2. a levegő függőleges mozgásától és a légrétegződéstől ;

3. a horizontálisan mozgó részecskék nyomásának változásától ;

4. a sugárzás, konvekció és hővezetés stb. által előidézett hőáramlástól.

Az egyenlet jobboldalán szereplő tagok nagyságrendi analízise azt mutatja, hogy a lokális nyomásváltozás által előidézett lokális hőmérsékletváltozás a horizontális és vertikális légmozgás okozta hőmérsékletváltozásokhoz képest elhanyagolható. A légrészecskék kinetikus energiájának változása még kisebb szerepet játszik, mint a lokális nyomásváltozás. Ezért a gyakorlati munkában mindkét tényezőt figyelmen kívül hagyhatjuk.

Vizsgálatunk során a lokális hőmérsékletváltozás összetevőinek értékeit a 0—1,5 ; 1,5—3 ; 3—5 és 0—5 km-es troposzférikus létrétegekben határoztuk meg. Ezek a légrétegek nagyjából megegyeznek az 1000, 850, 700 és 500 mb-os izobárfelületek határolta rétegekkel.

A lokális hőmérsékletváltozás egyes összetevőinek kiszámításához mindenekelőtt meg kell határozni a felsorolt rétegek teljes hőmérsékletváltozását bizonyos időközökben. Minthogy a lokális hőmérsékletváltozás több tényezőjének határozott napi menete van, a napi menet kiküszöbölése céljából számításainkban 24 órás időközöket vettünk alapul. Ilymódon az említett légrétegek teljes hőmérsékletváltozását a 850/1000, 700/850, 500/700 és 500/1000 mb-os rétegek relatív geopotenciál értékeinek 24 órás változásai szolgáltatják. Minthogy a relatív geopotenciál meghatározott légnyomási intervallumban csak a légnyomási köz által határolt légréteg virtuális középhőmérsékletének függvénye, ezért a különböző nyomási közökre kiszámított relatív geopotenciál értékeket (illetve azok változásait) sak akkor hasonlíthatjuk össze egymással, ha azokat fokokban fejezzük ki. Az átszámítási szorzó értéke geopotenciális dekaméterekről C fokokra, a légnyomási intervallumoktól függően a 850/1000 mb-os rétegre 2,1 ; a 700/850 mb-os rétegre 1,8 ; az 500/700 mb-os rétegre 1,0 ; az 500/1000 mb-os rétegre 0,5.

A hőmérséklet advektív változásának kiszámítását kétféle módszerrel végeztük : grafikus úton és Euler-operátor segítségével. Mindkét módszer esetében a geosztrofikus tömegátvitelből eredő lokális hőmérsékletváltozás meghatározására korlátozódtunk.

A grafikus advekció-meghatározás lényege abban áll, hogy a szóban forgó légréteg relatív geopotenciálját a réteg felső határát képező abszolút topográfia izohipszáiból meghatározott gradiens szél sebességével és annak irányában helyezzük át.

Az abszolút topográfiák izohipszái — melyeket jelen esetben áramlási vonalaknak tekintünk — területileg változnak : össze- vagy széttartók, így az áramlási vonal mentén a gradiens szél sebessége is változik, amit az izotermák áthelyezésénél tekintetbe kell venni. A gradiens szélnek az izohipszák vergenciájából származó sebességváltozását úgy vettük figyelembe, hogy a kiindulási pontban meghatároztuk a gradiens szél sebességét, majd ennek alapján a 24 órai időtartamra vonatkozó áramlási vonalat. Az áramlási vonal két végpontja között közepes gradiens szélsebességet számítottunk és a hőmérsékleti mezőt jellemző izotermákat az így nyert közepes áramlási sebességgel helyeztük át az izohipszák mentén.

Minthogy 24 óra alatt a magassági nyomási mező általában jelentékeny változást szenved, ezért az advekció értékelésénél az izohipszák időbeli változását is számításba kell venni, mind a gradiens szél irányának, mind sebességének szempontjából.

A magassági áramlási mező változásának figyelembevételét úgy kíséreltük meg, hogy a mező időbeli változását líneárisnak tekintve, a 24 órai időköz kezdeti és végső pontjához tartozó mezőkből elkészítettük az abszolút topográfiák „közepes" térképét és a hőmérsékleti mezőt az így nyert áramlási vonalak karakterisztikái szerint helyeztük át. Az ílymódon végzett számítások arra az eredményre vezettek, hogy az izohipszák időbeli deformációjának az ismertetett módon történő figyelembevétele nem javítja, hanem eltorzítja az advektív és nemadvektív hőmérsékletváltozások mezejét. Ennek valószínűleg az az oka, hogy egyrészt a magassági nyomási mező deformációja nem líneáris az időben (vagyis a deformációnak gyorsulása van), másrészt az alkalmazott deformációs módszer helytelen értelemben változtatja meg az izohipszák szerkezetét. Emiatt az advekció meghatározásánál a kiindulási időpont nyomási mezejét változatlannak tekintettük és csak az izohipszák vergenciájának hatását vettük számításba.

Bonyolult szerkezetű, vagy kevésbé fejlett termobárikus mezők esetében az advekció grafikus meghatározása nehézkes. Ilyen esetekben az Euler-operátor segítségével végeztük számításainkat. Az operátorban szereplő sebességi összetevőket a kérdéses pont körüli 250 km-es sugarú körbe eső izohipszák közepes távolsága és iránya alapján meghatározott szélvektorokból, míg a hőmérsékleti gradiens komponenseit az 500 km-es távolságra eső hőmérsékleti gradiens-vektorból származtattuk. Az advektív hőmérsékletváltozás így meghatározott értéke azonban csak a termobárikus mező pillanatnyi állapotára jellemző. A mező átalakulásából eredő hibát azzal próbáltuk csökkenteni, hogy a 24 órás intervallum kezdetén és végén számított advektív változások középértékét fogadtuk el, mint jellemző értéket. Itt feltételeztük, hogy az advekció líneárisan változik az időben. A metodikai különbségből adódó advektív változások értékeinek összehasonlítása céljából egyidejűleg mindkét módszert alkalmaztuk.

Az adiabatikus transzformáció, vagyis a függőleges légmozgás okozta lokális hőmérsékletváltozás kiszámításához ismernünk kell a függőleges sebesség értékét, továbbá a valóságos vertikális hőmérsékleti gradiensnek az adiabatikustól való eltérését. A légkörben fellépő többféle rendezett függőleges mozgás közül számításainkban csak a szabadlégköri vergenciából származó feláramlást vettük figyelembe. Ez a mozgásforma mind abszolút értéke, mind térbelisége szempontjából az adiabatikus transzformáció legdöntőbb tényezője.

A vergenciális feláramlást az egyes izobárfelületek tényleges széladataiból nyert vergencia alapján számítottuk ki és a kezdeti szélmezőt 24 órára állandónak tekintettük. Ez igen lényeges egyszerűsítő feltételt jelent, különösen erős deformációs mező esetén.

Az egyes légrétegek adiabatikus transzformációjának számításánál a kérdéses légréteget határoló izobárfelületek vertikális sebességeinek középértékeit használtuk fel.

Az adiabatikus transzformáció meghatározásához szükséges még az egyes légrétegek vertikális hőmérsékleti gradiensének és a szárazadiabatikus (kondenzációnál nedvesadiabatikus) gradiensnek a figyelembevétele. A vertikális hőmérsékleti gradiens értékeit a kérdéses légréteget határoló izobárfelületek hőmérsékleti adatainak és relatív geopotenciáljának (egymástól való távolságának) alapján határoztuk meg valamennyi vizsgált pontban. A 850/1000 mb-os légréteg vertikális hőmérsékleti gradiensének kiszámításánál az 1000 mb-os felületnek tekintett talajfelszín hőmérsékleti adatait a reggel 6 órás talajközeli szinoptikus térképről vettük. Az így nyert hőmérsékleti gradienst reprezentatívnek tekintettük 24 órára. A nedvesadiabatikus gradiens értékeit a kérdéses réteget határoló izobárfelületek nedvesadiabatikus gradienseinek középértéke szolgáltatta.

A ki- és besugárzás, párolgás és kondenzáció, konvektív és turbulens hőáramlásból származó lokális hőmérsékletváltozás (nemadiabatikus transzformáció) meghatározására jelenleg még nem áll rendelkezésünkre direkt számítási módszer. A felsorolt tényezők hatását a kizárás elve alapján határoztuk meg : a teljes lokális hőmérsékletváltozásból kivontuk az advektív és adiabatikus tényezők összegét.

A lokális hőmérsékletváltozás komponenseit az 1953. július 17—22 és 1954. augusztus 14—19 közötti időszakokban vizsgáltuk meg Európa 40 pontja fölött. A vizsgálati anyag tehát kb. 400 pontra vonatkozó számítást tartalmaz. A különböző összetevők egymáshoz való viszonyát és magasság szerinti eloszlását középértékekkel, illetve a közepek százalékban kifejezett értékeivel jellemezzük. Minthogy a teljes lokális hőmérsékletváltozás az advekció, az adiabatikus és nemadiabatikus transzformáció *algebrai* összege, továbbá nyári évszakban az advektív és nemadiabatikus transzformáció között nincs egyértelmű függvénykapcsolat, ezért e tényezőknek a teljes hőmérsékletváltozásban betöltött szerepét (súlyát) nem jellemezhetjük a szokásos algebrai középérték-képzéssel. Erre a célra a vizsgált 3 összetevő abszolút értékének középértékeit használtuk fel a következő meggondolás szerint :

Az advekcióból, az adiabatikus és nemadiabatikus transzformációból származó lokális hőmérsékletváltozások abszolút értéksorozatainak meghatároztuk a középértékeit. Az így nyert értékeket összegeztük és az összegezés eredményét tekintettük a teljes lokális hőmérsékletváltozás középértékének. Hasonló eljárást alkalmaztunk a hőmérsékletváltozás komponensei magasság szerinti eloszlásának jellemzésénél is. Az elmondottakból következik, hogy a teljes hőmérsékletváltozásra nyert érték fiktív közepet jelent.

Az adiabatikus transzformáció meghatározásánál kétféle módon jártunk el. Egyik esetben feltételeztük, hogy pozitív vertikális sebességnél a légrészecske bármelyik vizsgált rétegben szárazadiabatikus állapotváltozást szenved. Másik esetben a 850 mb-os szintet kondenzációs szintnek tekintettük és feltételeztük, hogy feláramlás esetén ettől a szinttől kezdve valamennyi légrészecske a nedves adiabatát követi, azaz feláramlásnál a 850 mb-os szinten minden esetben bekövetkezik a kondenzáció. Nyilvánvaló, hogy a valóságos viszonyok az utóbbi feltételhez állnak közelebb, ezért csak az így kapott számítások eredményeit közöljük.

A fentiekben kifejtett módszer alkalmazásával nyert számszerű eredményeket az alábbi táblázat tünteti fel :

A hőmérséklet lokális változásának közepes összetevői

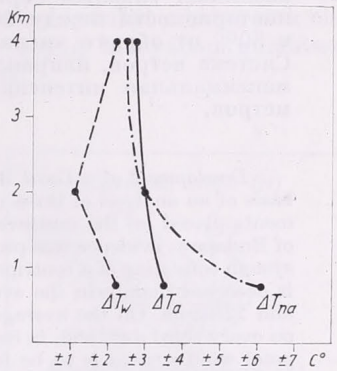
Réteg	$\lvert\Delta T_t\rvert$	$\lvert\Delta T_a\rvert$	$\lvert\Delta T_w\rvert$	$\lvert\Delta T_{na}\rvert$
500/1000 mb	8,8 (100%)	3,1 (35)	1,8 (20)	1,9 (45)
850/1000 mb	11,8 (100%)	3,5 (10)	2,1 (19)	6,1 (51)
700/850 mb	7,1 (100%)	3,0 (42)	1,1 (16)	1,0 (41)
500/700 mb	7,4 (100%)	2,7 (36)	2,6 (30)	5,5 (34)

A táblázatban ΔT_t a teljes hőmérsékletváltozást, ΔT_a az advektív hőmérsékletváltozást, ΔT_w az adiabatikus transzformációt, ΔT_{na} a nemadiabatikus transzformációt jelöli.

A táblázat első sorának adatai azt mutatják, hogy az alsó 5 km-es légrétegben a teljes lokális hőmérsékletváltozás legfontosabb, az advekciót is meghaladó tényezője a nemadiabatikus transzformáció (45%), míg az adiabatikus transzformáció viszonylag alárendelt jelentőségű (20%).

Részletesebb elképzelést nyújt a teljes hőmérsékletváltozás komponenseinek viszonyáról a szűkebb rétegekre végzett számítás. A táblázat szerint az alsó 1,5 km-es

légrétegben a teljes hőmérsékletváltozásnak több mint felét teszi ki a nemadiabatikus transzformáció. Az 1,5—3,0 km-es rétegben az advekció és nemadiabatikus transzformáció szerepe azonos, míg az adiabatikus transzformáció az esetek átlagában alig számottevő. A 3—5 km-es rétegben mindhárom tényező közel azonos szerepet tölt be a teljes hőmérsékletváltozás kialakításában, az adiabatikus transzformáció — még az esetek átlagában is — alig marad alatta a hőmérséklet advektív összetevőjének.



A lokális hőmérsékletváltozás összetevőinek eloszlása a magassággal. ΔT_a az advekcióból, ΔT_w az adiabatikus transzformációból, ΔT_{na} a nemadiabatikus transzformációból származó átlagos lokális hőmérsékletváltozás.

Tanulságos képet nyújt a táblázat az egyes összetevők vertikális eloszlásáról. Az alsó 5 km-es réteg teljes hőmérsékletváltozásának jelentékeny része a talajközeli 1,5 km-es légrétegre esik. Az advektív hőmérsékletváltozás középértéke a magassággal kissé csökken. E csökkenés valószínűleg a légnyomási mezőnek a hőmérsékleti mezőhöz való adaptációja folytán áll elő. Az adiabatikus transzformáció a magassággal csökken, majd ismét növekszik. A csökkenést a kondenzációnál felszabaduló latens hő okozza. E tényezőnek az alsó 1,5 km-es rétegre nyert viszonylag nagy értékét elsősorban a szárazadiabatikus állapotváltozás, továbbá az a konvenció indokolja, hogy e réteg közepes vertikális hőmérsékleti gradienséül a reggel 6 órakor fennálló hőmérsékleti rétegződést fogadtuk el. Az adiabatikus transzformációnak ezt az értékét az említett ok miatt fenntartással kell fogadnunk. A nemadiabatikus transzformáció legnagyobb értékét az alsó légrétegben találjuk, az effektus nagysága a magassággal exponenciálisan csökken, de még a 3—5 km-es rétegben is csaknem eléri az advektív hőmérsékletváltozás értékét.

A lokális hőmérsékletváltozás megvizsgált 3 összetevőjének függélyes menti eloszlását és egymáshoz való viszonyát a mellékelt ábra tünteti fel. Az ábra szerkesztésénél a 3 rétegre nyert középértékeket a réteg középmagasságában tüntettük fel. Az ábra szerint nyári évszakban a lokális hőmérsékletváltozás kialakításában az advekció és nemadiabatikus transzformáció effektusa kb. 2 km-es magasságban válik egyenlővé. 4 km-es magasságban az esetek átlagában a 3 tényező nagyjából azonos szerepet játszik. Az ábra egyúttal szemléletes képet nyújt arról, hogy a vizsgált három légréteg relatív geopotenciáljának megváltozásában az esetek átlagában milyen szerepet tölt be az advekció, az adiabatikus és nemadiabatikus transzformáció.

IRODALOM

[1] Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I. Гидрометеоздат, Ленинград, 1955.

Péczely György:

A nagyváros által keltett helyi szélrendszer Budapesten

Городской бриз в Будапеште. На основе анализа 4-летнего материала регистраций ветра проведённых на северо-западной и юго-восточной перифериях Будапешта, автор показывает систематическое возникновение местной системы ветров, с направлениями к центру города. Этот городской бриз возникает главным образом вечером и ночью, и достигает максимальной повторяемости между 20 и 22 часами. В среднем городом он появляется в 30% от общего числа дней а в сентябре и октябре месяцах — в 50%. Система ветров, направленных к центру города, достигает высоты 1000 м, максимальная интенсивность переноса наблюдалась на высоте 500—600 метров.

*

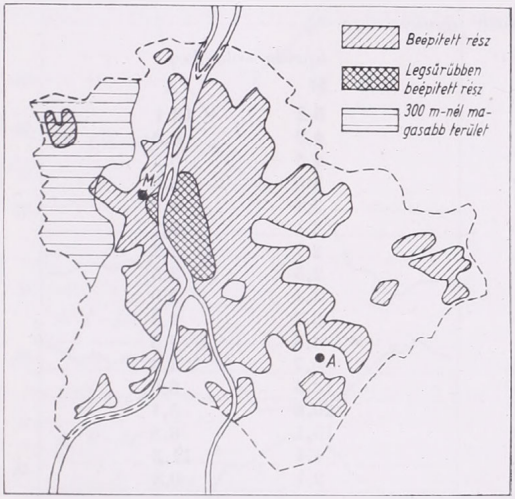
Development of a Local Wind System over the Metropolitan Area of Budapest. On the basis of an analysis of three months of wind observations furnished by registrating instruments placed on the northwestern and southeastern boundaries of the metropolitan area of Budapest, evidence was produced for the existence on repeated occasions of a local wind system consisting of a centripetal air-flow towards the interior of the city. This phenomenon is observed mainly in the evening and in the night, with greatest frequency between 20 and 22 hours. On the average, the occurrence of a metropolitan wind system is observed on every third day, and, in September and October, even on every second day. This centripetal wind system is to be found from the earth's surface up to heights of 1000 m, the maximum intensity of the flow being situated at heights between 500 and 600 m.

*

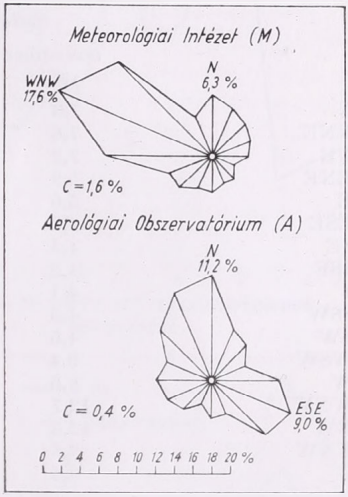
Helyi szelek ott alakulnak ki, ahol egymás mellett két nagyobb kiterjedésű különböző hőgazdálkodású felszín található. Advektív légmozgásoktól csekély mértékben befolyásolt időszakokban, amikor a sugárzás zavartalan, az eltérő felszínek közt rendszeresen kialakuló hőmérsékletkülönbség helyi szélrendszert idéz elő, mely jellegzetes éghajlati sajátossággá válik. A helyi cirkuláció ismert képviselői a tengerek, nagyobb tavak partvidékén megjelenő vízi-szárazföldi szelek, továbbá a változatos expozíció következtében különböző módon fölmelegedő hegyoldalak és völgyi, síksági területek közötti légcserét hordozó hegy-völgyi szélrendszerek. Hasonló ok miatt a nagyvárosok is előidézhetnek helyi szélrendszert, mivel kőtömegüknek az esti és éjszakai órákban megnyilvánuló hővisszasugárzása, továbbá a kisugárzást gátló szennyezett levegő a környezethez képest jelentősen magasabb hőmérsékletet eredményez. A nagyvárosok és környezetük között legnagyobb a hőmérsékletkülönbség a napnyugta utáni órákban, majd az éjszaka folyamán fokozatosan csökken. Nappal jelentős hőmérsékletkülönbség nincs, mert azt a turbulens keveredés kiegyenlíti [1].

Nagyobb hőmérsékletkülönbségek a nyári félévben alakulnak ki, ezért a nagyváros által keltett helyi szélrendszer főként a nyári hónapok sajátossága, s az esti éjszakai órákban fejlődik ki legélesebben. E szélrendszer lényege az, hogy a várost környező hűvösebb területről a talaj közelében a város belseje felé tartó légáramlás alakul ki, a magasabb szintekben pedig a város határa felé áramlik a levegő. E szélrendszer fontos szerepet játszik a nagyváros belsejének légcseréjében, mert az ott kialakuló feláramlás a magasba viszi a talaj közelében felgyülemlett szennyezőanyagokat, a város környezetéből meginduló légáramlás pedig fokozatosan kicseréli tisztább, hűvösebb levegővel a belső kerületek szennyezett levegőjét. Nyilvánvaló tehát, hogy valamely nagyváros éghajlatának tanulmányozásakor kellő figyelmet kell fordítanunk a helyi cirkulációra is, mert annak megjelenése elválaszthatatlanul hozzátartozik a város éghajlati képéhez, s számos olyan gyakorlati problémával kapcsolatos (légszennyeződés, egészségügy, városfejlesztés), melyek jelentősége a világszerte fokozódó urbanizálódás miatt egyre inkább előtérbe kerül.

Jelen dolgozatunkban a Budapest légterében kialakuló helyi szélrendszerre vonatkozó kutatásaink eredményeit ismertetjük, hogy ezáltal hozzájáruljunk fővárosunk éghajlata egy eddig még kevéssé ismert összetevőjének feltárásához. A városi szélrendszer kialakulását több nagyvárosban kimutatták [1, 2, 3]. Célunk annak eldöntése, hogy van-e, Budapesten is a *nagyváros előidézte szélrendszer* tekintve, hogy erre vonatkozó kutatások még nem történtek. Fővárosunk nagyarányú fejlődése és levegőjének egyre fokozódó szennyeződése indokolja, hogy a kérdés vizsgálatát napirendre tűzzük, előrebocsátjuk azonban, hogy tanulmányunkat e téren csak első kezdő lépésnek tekintjük, mivel kellő megfigyelési anyag hiányában mindössze néhány alapvető kérdés tárgyalására szorítkozhattunk.



1. ábra. Budapest vázlatos térképe (M = Meteorológiai Intézet, A = Aerológiai Obszervatórium)



2. ábra. Szélirányok relatív gyakorisága %

Vizsgálatunk a Meteorológiai Intézet (továbbiakban *M* állomás) és az Aerológiai Obszervatórium (továbbiakban *A* állomás) szélregisztrátumainak 1955—58 közötti négy évi anyagára továbbá a két helyen, sajnos, nem azonos időszakban végzett pilotszélmérésekre támaszkodott. Térképvázlatunk *(1. ábra)* szerint az *M* állomás a város északnyugati, a hegyek közvetlen előterében levő szélét, az *A* állomás pedig a Pesti-síkságon levő délkeleti városperemet reprezentálja. Minthogy a város sűrűn beépített területei a két állomás közé esnek a helyi cirkuláció tanulmányozásához megfelelő bázisul szolgálhatnak.

Előzetes meggondolás alapján belátható hogy Budapest helyi szélrendszerének vizsgálatakor a *hegy-völgyi szél* kialakulására is figyelemmel kell lenni. A budai hegyek és a Pesti-síkság között kialakuló légcsere esetén (nappal a hegyek felé,éjszaka a hegyek felől fújó szél) e szélrendszer a város nyugati szektorában nappal gyengíti éjjel erősíti, a város keleti felében viszont nappal erősíti és éjszaka gyengíti a város belseje felé tartó „városi szél" kifejlődését.

Tekintsük először a szélregisztrátumok óraértékei (35 064 adat) alapján meg határozott *évi szélgyakoriságot* a két mérőhelyen *(2. ábra)*. Nem tekintve azt, hogy a budai oldalt jellemző *M* állomás WNW uralkodó szele feltehetően a pesti-síkságon történő szétáramlás s a gödöllői és monori dombok terelőhatása miatt az *A* állomá-

son N-ra változik, szembetűnő a város délkeleti peremén az E, ESE és SE irányok nagy gyakorisága *M*-hez viszonyítva. Az *A* állomás szélirány-gyakoriság eloszlásának ESE-re eső másodmaximuma, véleményünk szerint, a domborzati tényezőkön túl [4] elsősorban a városi szélrendszer hatása ; az *M* állomáson e szélirány tág környezetében sincs nyoma másodmaximumnak.

A szélviszonyok teljesebb megismerése érdekében meghatároztuk a szélirányok relatív gyakoriságát a november—március és április—október időszakokra is (*I. táblázat*). A nyári félévhez hozzávettük még októbert is, miután tapasztalatunk szerint a helyi cirkuláció szempontjából még a nyári jellegű hónapokhoz sorolható.

I. TÁBLÁZAT

Szélirányok relatív gyakorisága %

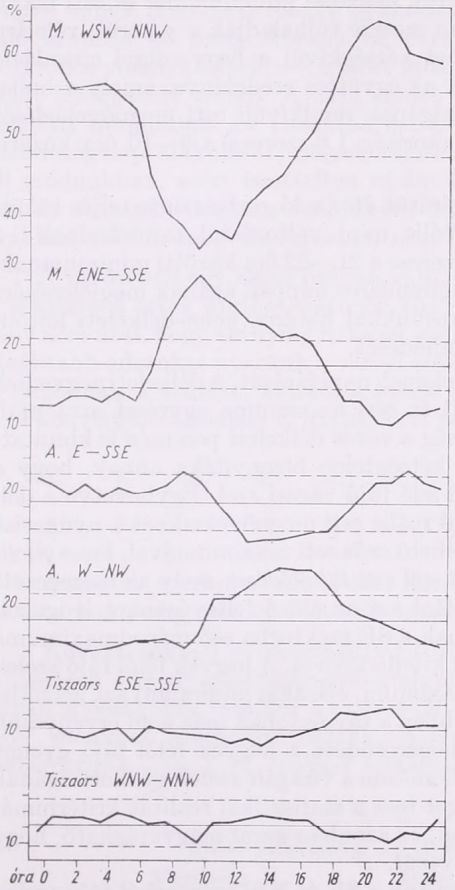
	november—március :		április—október :	
	M	A	M	A
N	7,6	8,3	5,2	**13,1**
NNE	7,6	5,5	4,0	6,2
NE	7,2	5,4	4,5	5,2
ENE	5,9	4,0	3,5	3,9
E	5,0	8,6	3,4	6,2
ESE	3,3	**11,0**	2,1	**7,7**
SE	4,5	**10,4**	2,7	7,3
SSE	4,2	4,5	2,5	3,5
S	4,1	4,4	3,4	3,9
SSW	4,3	3,5	3,7	2,3
SW	4,5	4,0	4,6	4,3
WSW	3,4	5,6	5,7	4,9
W	8,6	5,8	12,5	6,0
WNW	**12.7**	3,7	**20,6**	5,1
NW	**12,5**	6,2	15,1	8,8
NNW	3,8	**8,6**	4,4	11,3
C	0,8	0,5	2,1	0,3

A szélirányok gyakoriságának eloszlása az általános cirkuláció évszakos változásának megfelelően mindkét állomáson különbözik a két időszakban. A nyári hónapokban az *M* állomáson megnövekszik a W, WNW és NW szelek gyakorisága, ugyanakkor az *A* állomáson az NW, NNW és N szelek válnak gyakorivá. Az *M* állomáson a fölsorolt szélirányok erős nyári gyakoriság-növekedése az általános cirkuláció jellegének változása mellett a hegy-völgyi szélrendszer éjszakai ágának jelentkezésével állhat kapcsolatban. Mindkét állomáson kimutatható a téli hónapokban a délkeleties szelek növekvő gyakorisága, ami szintén a téli időszak uralkodó makroszinoptikus helyzeteinek jellegéből következik. Érdekes e mellett, hogy az *A* állomáson a téli hónapokban az ESE szél válik uralkodóvá. Ez esetben kétségkívül a már említett domborzati hatások játszanak szerepet : a télen ugyancsak gyakoribb délies szelek a monori és gödöllői dombok terelő hatására délkeletivé válnak.

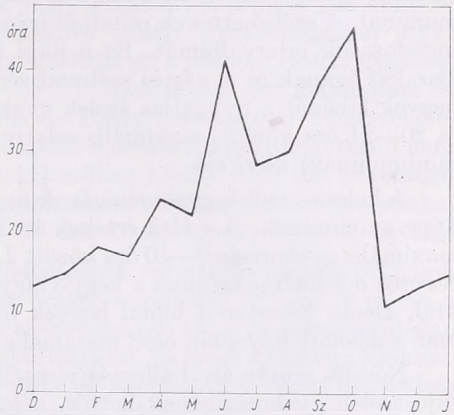
Az *A* állomás téli délkeleti szeleinek nagy gyakoriságában kétségkívül a városi szél is okként szerepel, a nyári hónapok során pedig a határozott délkeleti másodmaximum, feltevésünk szerint, túlnyomórészt a helyi cirkulációnak tudható be.

Feltevésünket a *szélirányok gyakoriságának napi menetével* támaszthatjuk alá. Ha feltételezzük hogy az *A* állomáson a város délkeleti peremén gyakorta jelentkező E—SE szelek (s ugyanakkor északnyugaton az *M* állomáson az uralkodó széllel egybeeső N—NW szelek) a város által előidézett szélrendszer összetevői, ki kell mutatnunk, hogy gyakoriságuk az esti, éjszakai órákban megnövekszik, tekintve, hogy ekkor

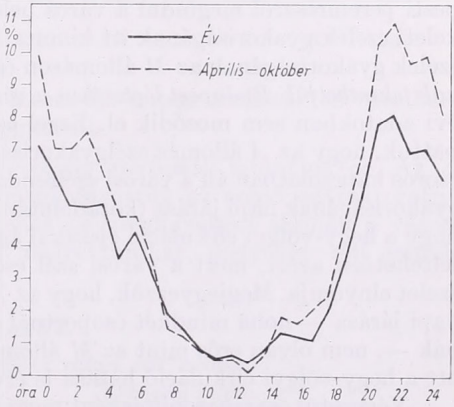
legnagyobb a város és környezete közt fennálló hőmérsékletkülönbség. Feltevésünk igazolására előállítottuk mindkét észlelőhelyről azon szélirányok gyakoriságának napi menetét, melyek a hegyek felől és felé, illetve a város felé tartó irányokat jelentik, hogy egyszersmind a hegy-völgyi szélrendszer megjelenéséről is tájékozódhassunk. A vizsgált szélirányok a következők: *A* állomásnál a város felé fújó szelek E-ESE-SE-SSE, hegyek felől fújó szelek W-WNW-NW. *M* állomásnál a hegyek felől ill, a



3. ábra. Szélirányok relatív gyakoriságának napi menete



4. ábra. A városi szél gyakoriságának évi menete



5. ábra. A városi szél relatív gyakoriságának napi menete

város felé fújó szelek WSW-W-WNW-NW-NNW, a város felől a hegyek felé fújó szelek ENE-E-ESE-SE-SSE. A felsorolt széliránycsoportok összegezett gyakoriságának napi menetét a *3. ábra* tünteti föl.

A napi menet reális létezését a következő matematikai-statisztikai meggondolás alapján dönthetjük el: ha az adott szélirány-csoport relatív gyakorisága g, s a nap folyamán valamely órában észlelt maximális relatív gyakoriság $g+d_1$, a minimális relatív gyakoriság pedig $g-d_2$, s továbbá ha feltételezzük, hogy ezen értékek g-től számított eltérése nem véletlen ingadozás következménye, úgy ki kell mutatnunk, hogy $g+d_1$ szignifikánsan nagyobb, $g-d_2$ pedig szignifikánsan kisebb, mint g.

A vizsgálat során a szigorú $\varepsilon = 0\,0027$ megbízhatósági együtthatót választottuk, tehát ha olyan napi menetet találunk ahol a $g+d_1$ ill. $g—d_2$ e feltétel mellett szignifikánsan nagyobb ill. kisebb, mint g, csaknem teljes bizonyossággal (0,9973 valószínűséggel) állíthatjuk, hogy a vizsgált napi menet nem a véletlen játékából ered. A *3. ábrán* a g-től való szignifikáns eltérés fölső $g+d_f$ és alsó $g—d_a$ határát szaggatott vonallal jelöltük meg, g értékét pedig folytonos vékony vonal tünteti föl.

Tekintsük először az *M* állomáson észlelt szeleket. A hegyek felől a város belseje felé fújó szelek napi menete nagyon jellegzetes, délelőtti minimummal és esti maximummal. A szélső értékek mindkét irányban messze túlhaladják a g körüli véletlen ingadozások intervallumát. Ez a napi menet kétségkívül a hegy-völgyi cirkuláció éjszakai ágának és a városi szélrendszernek az együttes eredménye, amely a budai hegyek lábánál a nyugatias szelek gyakoriságának rendkívüli esti megnövekedését (a 20—21 óra közötti maximális relatív gyakoriság 1,8-szorosa a 9—10 óra közötti minimumnak) idézi elő.

A keleties szelek gyakoriságának napi járását ábrázoló görbe szinte teljes tükörképe az előzőnek. A szélső értékek itt is reális napi változásról tanúskodnak ; a maximális gyakoriság 9—10 óra között 2,9-szerese a 21—22 óra közötti minimumnak. Az erős délelőtti maximum a hegy-völgyi szélrendszer nappali ágának megjelenésére utal, amely tekintve a budai hegyek fővárosunkkal határos kelet-délkeleti lejtőit, már a délelőtt folyamán eléri maximális kifejlődését.

Nézzük ezután az *A* állomás vizsgált szeleinek napi járását. A délkeleti negyedből fújó szelek gyakoriságának kettős, délelőtti és esti maximuma egyrészt arra utal, hogy a hegy-völgyi cirkuláció nappali ága még a város délkeleti peremén is kimutatható, másrészt azonban az esti maximum kétségtelen bizonyítéka annak, hogy a pesti peremrészről megindul a város belseje felé fújó városi szél. Egybevetve a délkeleti szelek gyakoriságának itt kimutatható reális esti megnövekedését a nyugatias szelek gyakoriságának az *M* állomáson észlelhető erős esti maximumával, *bizonyítottnak tekinthetjük Budapest légterében a városi szél esti kifejlődését*, mely az összegezett évi adatokban sem mosódik el. Ezzel egyúttal azt az előző feltevésünket is igazolhattuk, hogy az *A* állomás szélgyakoriságának a SE szektorba eső másodmaximuma szoros kapcsolatban áll a városi szélrendszer kifejlődésével. A hegyek felől fújó szelek gyakoriságának napi járása (koradélutáni maximum, éjszakai minimum) azt igazolja, hogy a hegy-völgyi cirkuláció éjszakai ága ebben a távolságban már nem érvényesül, feltehetően azért, mert a városi szél esti megerősödése a hegyek felől fújó gyenge szelet elnyomja. Megjegyezzük, hogy az *A* állomáson a vizsgált szelek gyakoriságának napi járása — noha mindkét csoportnál eleget tesz a statisztikai realitás kritériumának —, nem olyan erős mint az *M* állomáson, ez azonban azzal magyarázható, hogy ott a hegy-völgyi cirkuláció hatása is érvényesül.

Végezetül összehasonlításként megvizsgáltuk a SE és NW szektorból fújó szelek gyakoriságának napi menetét a zavartalan alföldi környezetben működő Tiszaörs szélregisztrátumai alapján is (az 1956—58 időszakból), annak eldöntése végett, hogy a szóbanforgó szelek gyakoriságának Budapesten tapasztalható napi járása nem tekinthető-e általános tulajdonságnak. Az ábra alján feltüntetett két görba alapján ezt a gyanút elvethetjük, tekintve, hogy Tiszaörsön egyik csoportnál sem kaptunk statisztikailag reális napi menetet, s így fejtegetéseink helyességét igazoltnak tekinthetjük.

Továbbiakban azt vizsgáljuk meg, hogyan alakul *a városi szél gyakoriságának évi és napi menete*. E célból a vizsgált időszak szélregisztrátumai alapján összeszámláltuk azokat az órákat, amikor az *M* állomáson WSW-NNW szektorból fújt a szél, s *ugyanakkor* az *A* állomáson a szélíró ESE-SSE irányokból fújó szelet regisztrált, tehát az áramlás a város belseje felé konvergált.

A városi szél gyakoriságának évi menetét a *4. ábrán* látjuk, ahol feltüntettük a fenti kritérium alapján rögzíthető, a város belseje felé konvergáló áramlás órákban kifejezett havi átlagos gyakoriságát. Az évi menet, tekintve a rövid sort, még eléggé szabálytalan, mindössze a téli minimum és ősz eleji maximum tűnik ki élesen, ami egyrészt a város és környezete közti hőmérsékletkülönbség évi menetével, másrészt az anticiklonális időjárási helyzetek évi gyakoriságával magyarázható.

Jellegzetesebb a városi szél napi menete, melyet az *5. ábrán* tüntettünk föl, megjelölve annak óránkénti relatív gyakoriságát, hogy a város belterülete felé konvergáló áramlás áll fenn. Ábránk az évre vonatkozó relatív gyakoriságokon kívül (folytonos vonal) az április—október időszakra is feltünteti a jelenség relatív gyakoriságát (szaggatott vonal). A napi menet 20—22 óra közötti éles esti maximuma és délelőtti minimuma jól visszatükrözi a város és környezete közötti hőmérséklet-különbség napi alakulását, melyet, sajnos, budapesti mérések alapján bemutatni nem áll módunkban, ezért ismételten utalunk az [1] műben közölt több ide vonatkozó adatra. Ábránk világosan szemlélteti, hogy a városi szélrendszer az esti és éjszakai órákban jelenik meg Budapesten, míg 5 és 19 óra között gyakorisága elenyésző.

A városi szél egy adott órában való megjelenésének valószínűsége nem túl nagy, a maximális érték április—október között 21 órakor mindössze 11%-ot ér el. Ez a tény arra utal, hogy aránylag ritka az, amikor egész éjszakán át tart a helyi cirkuláció. Reálisabb adatokat nyerünk a városi szél gyakoriságáról, ha meghatározzuk azoknak a napoknak a számát, amikor *legalább egy órán át* kifejlődött a város belterülete felé konvergáló áramlás. E napok havi átlagos száma a következő :

J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N	D.	Év
7	8	7	12	10	13	12	13	14	16	5	8	125

Adataink szerint a városi szél minden harmadik napon kialakul, szeptember-októberben pedig minden második napon megjelenik.

Következőkben a *városi szélrendszer függőleges szerkezetét* mutatjuk be. Az *A* állomáson végzett pilotszélmérések alapján meghatároztuk az eredő szélvektorokat olyan időszakokra, amikor az *A* és *M* állomás szélmegfigyelései alapján a városi szél jelenlétét meghatározhattuk. A nyert szélvektorokat, melyeket 100 esetből határoztunk meg, a *II. táblázat* tartalmazza :

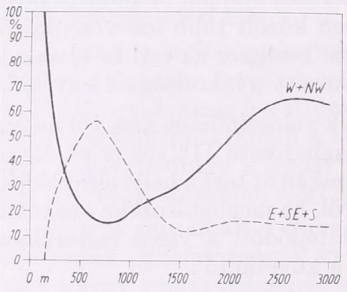
II. TÁBLÁZAT

Eredő szélvektorok az A állomáson városi szél esetében

Magasság méter	Irány	Sebesség m/mp
talaj (140)	127°	2,43
300	154	3,28
500	161	3,58
1000	213	2,66
1500	230	3,25
2000	258	3,73
2500	275	3,84
3000	285	4,50

A talajközeli délkeleti szél már 1000 m-en délnyugatiba fordul, s 3000 m-ben iránya már csaknem ellentétessé változik. A szélirány-fordulás és a sebesség alapján a városi cirkuláció alsó ágának kiterjedését 1000 méterre becsülhetjük, maximális intenzitását 5—600 méter körül éri el. A teljes cirkulációs rendszer bemutatásához

szükségesek lennének egyidejű pilotszélmérések az *M* állomásról. Mivel ilyen adatok nem állnak rendelkezésünkre (a magassági szélmérések 1953-ig csak az *M* állomáson, 1953-tól napjainkig pedig csak az *A* állomáson folytak), az *M* állomás 1950—51 években végzett pilotszélméréseinek anyagára támaszkodtunk. Az említett anyagból kiválogattuk azokat az éjszakai méréseket, amikor a talajon 3 m/mp-nél kisebb sebességű W, NW irányú szél fújt, a felhőzet pedig kisebb volt 5 tizednél. Feltehető, hogy ezekben az esetekben a városi szél kifejlődött. Megállapítottuk 3000 méteres magasságig a W és NW illetve az NE, E és SE irányok relatív gyakoriságát, s a kapott eredményt a *6. ábrán* közöljük. A szélirányok gyakoriságának a magassággal történő változása lényegében ugyanazt a képet tárja elénk, mint a *II. táblázat* adatai mutattak. A talajmenti W-NW szél gyakorisága 1000 m-ig rohamosan csökken, e fölött ismét emelkedik, ugyanakkor a keleties szelek gyakorisága 500—700 méter



6. ábra. Szélirányok relatív gyakoriságának a magassággal való változása az M állomáson városi szél esetén

körül tetőzik, 1000 métertől fölfelé erőteljesen csökken. Megállapítható tehát, hogy a cirkuláció szerkezete a város északnyugati és délkeleti peremén lényegében azonos ; a talaj közeléber a város belseje felé fújó szél kb. 1000 méter magasságig terjed, a cirkuláció alsó ágának maximális intenzitása 500—600 m körül található.

Vizsgálatunk eredményeit az alábbiakban foglalhatjuk össze: 1. A nagyváros által keltett, a város centruma felé irányuló légáramlás Budapesten is kimutatható, amit a város északnyugati és délkeleti peremén végzett egyidejű szélmérések igazolnak.

2. A városi szél főként az esti és éjszakai órákban jelentkezik, leggyakoribb 20—22 óra között.

3. A városi szél évi átlagban minden harmadik napon kialakul, szeptember-októberben minden második napon fellép.

4. A város központja felé tartó szél 1000 méter magasságig terjed, a cirkuláció alsó ágának maximális intenzitása 500—600 méter körül alakul ki.

IRODALOM

[1] *Kratzer, P. A.:* Das Stadtklima. Braunschweig, 1956

[2] *Steinhauser, F., Eckel, O., Sauberer, F.:* Klima und Bioklima von Wien, III. Wien 1959.

[3] *Покровская Т. В. :* Климат Ленинграда. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1957.

[4] *Béll B.:* A szélirány és a hőmérséklet kapcsolata Budapest légterében. Időjárás, 64. évf. 356. o. Budapest, 1960.

Bodolainé Jakus Emma — Götz Gusztáv:

A mezometeorológia és a lokális időjárás előrejelzésének lehetőségei

Mesometeorology and the Possibilities of Forecasting Local Phenomena (Summary). In the atmosphere, various kinds of air movements are occurring the dimensions of which, in space and time, are yielding a continuous spectral distribution. In the course of the past decade, the main emphasis has been placed on the investigation of only two dimensional classes of atmospheric processes: namely of the so-called macrosynoptical, and, on the other hand, of the microsynoptical ones. However, by the organization of some peculiar microsynoptical networks, in the United States of America, possessing a very high station density, attention was drawn to another dimensional class of movements in the atmosphere. This new realm, the investigation of which is forming the subject of mesosynoptics, is directly related to the occurrence of weather phenomena of a local character. It has been proved by experience, that through the application of the techniques of mesosynoptical analysis and forecasting, the task of preparing short-range previsions of local weather phenomena is rendered much easier and a possibility is achieved for using a more objective type of procedure, while, up-to-now, the methods employed have been in the majority of cases, entirely subjective in character.

*

A légköri folyamatok leírására, a jelenségek közötti összefüggések magyarázatára irányuló korszerű meteorológiai vizsgálatok egyik lényeges jellemvonása, hogy mind szélesebb mértékben igyekszik alkalmazni az elméleti fizika tételeit. Ebben az irányban elsősorban a prognosztika területén történt igen nagy előrehaladás. A folyadékokra és gázokra vonatkozó hidro- és termodinamikai törvényszerűségek felhasználásával a dinamikus meteorológia új fejezetét dolgozták ki: a numerikus előrejelzések elméletét. Nem maradt el a fejlődés a szinoptikus meteorológiában sem; a légköri képződmények és az állapotjelzők között fennálló kölcsönös kapcsolat szubjektív megítélésén alapuló, leíró jellegű szinoptika mellett egy új irányzat alakult ki, amelyet „kvantitatív" szinoptikának is nevezhetünk, és amely az oksági kapcsolatok felderítése terén a dinamikus meteorológiában elért eredményeket felhasználva objektív alapokon törekszik az adott szinoptikus helyzetből a légköri folyamatok várható alakulására következtetni. A „kvantitatív" szinoptika és a dinamikus meteorológiának a numerikus prognosztikával foglalkozó része már eddig is sok vonatkozásban összefonódott egymással; a két tudományág kölcsönös egymásrahatása, az elért eredmények kölcsönös felhasználása a jövőben valószínűleg még elmosódottabbá fogja tenni a közöttük húzódó határvonalat.

A meteorológia vázolt fejlődési irányával együtt azonban a kutatásokban egy új, s az elmúlt években sokat tárgyalt probléma is felmerült. Az a kérdés, hogy az elméleti fizika törvényeinek és tételeinek felhasználása megengedhető-e a légkörben lezajló folyamatok leírásakor, természetesen nem képezheti vita tárgyát, hiszen ezzel tulajdonképpen a fizika elveinek általános érvényességét vonnánk kétségbe. Felvetődött azonban a kérdés, hogy vajon milyen formában, milyen meggondolásokkal vihetők át az elméleti fizika tételei a tényleges légkör viszonyaira. A kérdés jogosultságának alapját az a tény képezi, hogy a légköri levegő nem tekinthető minden további nélkül laboratóriumi viszonyok között mozgó ideális gáznak. Ez a körülmény számos alapvető problémát vet fel, amelyek közül most csak egyet szeretnénk érinteni.

A laboratóriumi viszonyok és a természetes körülmények között mozgó levegő közötti egyik alapvető különbség a mozgások *térbeli és időbeli nagyságrendjében* van. Elméleti meggondolások és gyakorlati tapasztalatok egyaránt azt igazolják, hogy a légkörben fellépő külső és belső erőhatások következtében a légköri levegőnek az állapotjelzők ismert

határain belül létező valamennyi elméletileg ismert mozgásformája létezik. A vizsgálatok szerint ezek a mozgásformák mind a térbeni, mind pedig az időbeni nagyságrendi skálát folytonosan töltik ki, a hanghullámok csoportjába tartozó milliméter nagyságrendű és 1000 km/h sebességű mozgásoktól a Rossby-hullámok típusához tartozó 10 000 km nagyságrendű és 10 km/h sebességű planetáris mozgásokig. A különböző méretű mozgásformák állandó, kölcsönös kapcsolatban állnak egymással. Egymásra gyakorolt hatásuk figyelmen kívül hagyása mind az elméleti, mind pedig a gyakorlati vizsgálatoknál súlyos hibákhoz és félreértésekhez vezethet.

A különböző nagyságrendű mozgásformák egymásrahelyeződése a légköri folyamatok tanulmányozásakor két alapvető kérdést állított az elmúlt tizenöt év során a kutatások előterébe. Az egyik probléma a légköri folyamatok leírására szolgáló hidro-termodinamikai alapegyenletek formájának megválasztásával kapcsolatos. Felmerül emellett még egy elvi és módszertani probléma is, nevezetesen annak a kérdése, hogy a fentebb vázolt fizikai körülmények ismeretében a különböző léptékű időjárási események előrejelzése milyen irányú elméleti kutatásokat és gyakorlati (állomáshálózati és műszerezettségi) kívánalmakat igényel, és hogy mindezek birtokában milyen lehetőségek nyílnak az időjárási elemek várható alakulásának előrejelzésére vonatkozóan.

*

Az elmúlt néhány évtizedben a meteorológiai folyamatoknak elsősorban két jellemző térbeli nagyságrendjére fordítottak figyelmet. Ez a két térbeli skála az ún. makroszinoptikus, valamint a mikroszinoptikus (vagy lokális) jelenségeket foglalja magában.

A *makroszinoptikus* folyamatokat vizsgáló makroanalízis-módszerek a légkör azon mozgásformáinak leírására alkalmasak, amelyeknek jellemző méretei nagyobbak, mint 500 km. Ebbe a csoportba tartoznak a ciklonok, anticiklonok, planetáris hullámok, frontok és még egy sor egyéb olyan légköri képződmény, amellyel a szinoptikus nap-nap után találkozik az általános időjárási helyzet elemzése során. A makroszinoptikus folyamatok megfigyelésére csaknem az egész Földre kiterjedő állomáshálózatot építettek ki, amelynek megkívánt sűrűsége a talajon 150 km, a magaslégköri adatokat mérő hálózatnál pedig 400—500 km körül van.

A szinoptikus folyamatok *mikro-skálájához* az 5 km-nél kisebb dimenziójú mozgásformák tartoznak, amilyenek például a helyi viharok, tornádók stb. Vizsgálatuk speciális műszerekkel felszerelt, sűrű állomáshálózatot igényel. A második világháborút követő évektől kezdődően az Amerikai Egyesült Államokban a zivatarok és a felhőzet tanulmányozására több speciális mikroszinoptikus állomáshálózatot szerveztek. Az így nyert adatok feldolgozása a szinoptikailag lényeges mozgásformáknak egy új, és eddig jóformán teljesen figyelmen kívül hagyott dimenziójára hívta fel a figyelmet. Kiderült, hogy az 50 km² nagyságrendű területek fölött bekövetkező, ún. helyi időjárást meghatározó tényezők általában szorosabb kapcsolatban állnak azokkal a légköri folyamatokkal, amelyeknek horizontális nagyságrendjét 10 km-ben rögzíthetjük, mint akár a makroszinoptikus jelenségekkel, akár a mikroszinoptikus folyamatokkal. Az elmúlt tíz esztendő során a mozgások ezen skálájának tanulmányozására a szinoptikának új ágát dolgozták ki: a *mezoszinoptikát*. A mezoszinoptikus analízis — az egymástól átlagosan 30—50 km-es távolságra telepített állomások adatainak feldolgozásával — új, eddig ismeretlen légköri képződmények létét derítette ki, és az ebbe a dimenzióba eső mozgások tulajdonságainak behatóbb megismerésével lehetővé tette néhány regionális szinoptikus folyamat dinamizmusának jobb megértését is.

A légköri folyamatok fentebb vázolt nagyságrendi felosztása, a makro-, mezo- és mikroszinoptikus jelenségek elhatárolása természetesen nem jelenti azt, hogy ezek a különböző dimenziójú mozgásformák egymástól független folyamatoknak tekinthetők. Mind a makroszinoptikus, mind pedig a mikroszinoptikus skála egy egész sor olyan különböző dimenziójú folyamatot foglal magában, amelyet ugyanilyen joggal ugyancsak különválaszthatnánk. A nagyságrendi osztályozás tehát mindenkor nézőpont kérdése is, és a fenti hármas felosztás a jelenlegi szinoptikus nézőpontnak teljesen megfelel.

A különböző mozgásformák nagyságrendi alapokon történő elhatárolása elsősorban azért indokolt, mert a különböző dimenziójú folyamatok más és más értelemben nyilvánulnak meg abban a végső képben, amit egyszerűen időjárásnak nevezünk, de lényeges szempont ez méréstechnikai és módszertani okokból is.

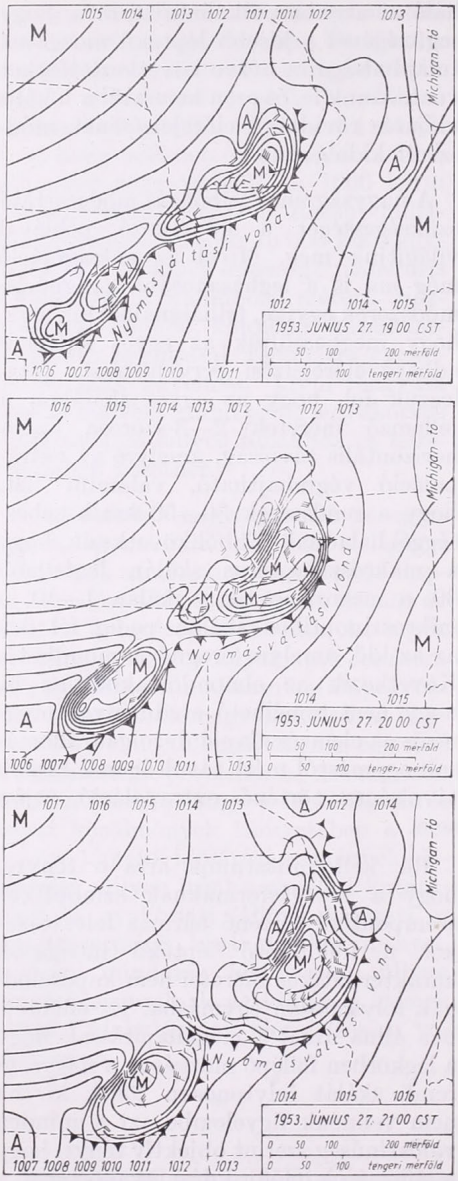
A mozgásoknak az a speciális skálája, amellyel foglalkozhatunk, természetesen függ azoknak a megfigyelő állomásoknak a sűrűségétől, amelyeknek adatait az elemzésben felhasználjuk. Általánosságban, minél sűrűbben telepített állomáshálózat adatai állnak rendelkezésünkre, annál kisebb lesz a mozgások leírható léptéke. Amikor a múlt század közepe táján végérvényesen bebizonyosodott, hogy az időjárás várható alakulásának előrejelzése elképzelhetetlen a kontinens méretű területek fölött egy időben végbemenő légköri folyamatok alapos ismerete nélkül, gyors ütemben kezdték meg az ún. reguláris szinoptikus állomáshálózat kiépítését. Az állomások elhelyezését azonban sokkal inkább a települések eloszlása, valamint az emberi tevékenységből fakadó követelmények szabták meg, semmint a meteorológiai kívánalmak. Az így kialakult állomáshálózat adataira támaszkodó analízismódszer szolgált és szolgál ma is a makroszinoptika alapjául. Ez az állomáshálózat azonban alkalmatlan arra, hogy segítségével a kisebb léptékű mozgások tulajdonságaira nézve következtetéseket vonhassunk le, és ezen keresztül a lokális időjárás rövidtávú előrejelzésének módszerét kidolgozzuk.

A nagyságrendi felbontás módszertani szükségességét a következő példával világítjuk meg. Mivel az extrapoláció még ma is a leghasznosabb prognózismódszerek egyike, felhasználhatjuk arra, hogy megbecsüljük az egyes skálákra adható előrejelzési periódusokat. Tételezzük fel, hogy az egyes skálákon a jellemző méretek 2—3-szorosa az a horizontális távolság, amelyre az extrapoláció végrehajtható, valamint azt, hogy a rendszerek 30—50 km/h sebességgel haladnak. Ebből következik, hogy a makroszinoptikus skálán legfeljebb 30, a mezoszinoptikus skálán 1—10, a mikroszinoptikus skálán pedig fél óra az az idő, amelyre prognózis mondható. Következik az elmondottakból az is, hogy nem remélhető eredményes prognózis az elemzés alapjául szolgáló állomások egymástól mért távolságánál kisebb távolságra történő extrapoláció útján sem.

Rá kell mutatnunk arra a tényre, hogy a mozgásformáknak szinoptikus szempontból történő hármas felosztásakor a különböző léptékű mozgások karakterisztikus méretei nem kapcsolódnak folytonosan egymásba. Ez ellentétben állna azzal a megállapítással, hogy a légkörben fellépő mozgások a nagyságrendi skálát folytonosan töltik ki, ha nem vennénk figyelembe azt a minden valószínűség szerint objektív tényt, hogy a mozgások előfordulási gyakorisága a nagyságrendi skála különböző helyein változó. A szinoptikus folyamatok makro-, mezo- és mikro-skálái a mozgásoknak éppen a legnagyobb gyakorisággal fellépő nagyságrendjei.

*

1951-ben az Amerikai Egyesült Államok középnyugati vidékein speciális



1. ábra. Egy squall line óránkénti mezoszinoptikus analízise 1953. június 27-én : *a)* 19, *b)* 20, *c)* 21 CST órakor *(Fujita* [1] *nyomán).*

állomáshálózat szervezését kezdték meg abból a célból, hogy az itt legnagyobb gyakorisággal fellépő erős helyi viharok (squall line-ok, tornádók) kialakulásának és fejlődésének körülményeire vonatkozóan adatokat gyűjtsenek és megvizsgálják e viharok előrejelzésének lehetőségeit. Az egymástól átlagosan 30—50 km távolságra elhelyezkedő állomásokat elsősorban gyorsított járású barográfokkal, termográfokkal és ombrográfokkal szerelték fel, és több állomást szélíróval is elláttak. A kutatásokat irányító szerv, a *Severe Local Storms Research Unit* keretein belül részletesen kidolgozták az állomáshálózatból nyert adatok értékelésének technikáját, amely *mezoanalízis* néven vált ismertté [2].

A mezoanalízis alapja az a tény, hogy a mezometeorológiai mozgások nem véletlen jellegűek, hanem meghatározott képet és időrendi folytonosságot mutatnak. Következésképpen a mezoanalízis egyik alapelve a különböző meteorológiai elemek eloszlásának folytonosságához, másszóval az időbeli egymásrakövetkezés logikájának törvényéhez való hűség. Az öníró műszerekkel felszerelt mezometeorológiai állomáshálózat rövid időközökben szerkesztett térképek elkészítését teszi lehetővé. A vizsgálatok szerint az az idő, amelyen belül a logikus időbeli egymásrakövetkezés elvét be lehet tartani, a mezoszinoptikus analízis esetében nem lehet több, mint 0,5—1 óra.

A mezoszinoptikus analízis másik alapelve a kisebb léptékű háborgások és szabálytalanságok simítása, a tisztán lokális természetű hatásoknak az adatokból történő kiszűrése. Ennek az elvnek a betartása annál is fontosabb, mivel enélkül nem lehet a térképek időrendi folytonosságát biztosítani.

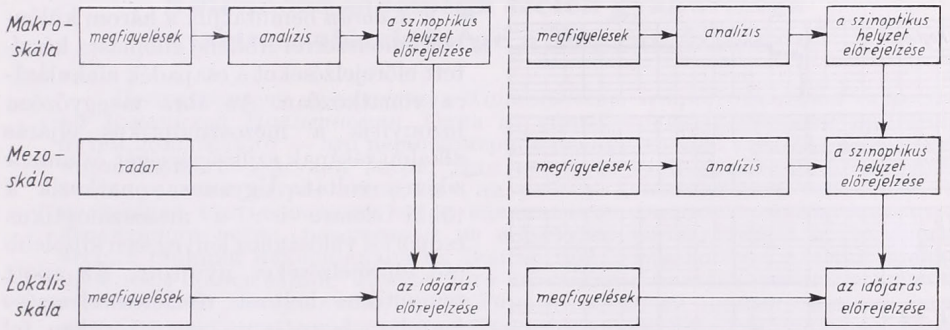
A fenti elvek szemmeltartásával szerkesztett mezoszinoptikus térképek lehetővé teszik olyan rendezett mezoléptékű képződmények kielemzését, amelyek egyik óráról a másikra folytonosan mozognak, és közvetlen kapcsolatban állnak a helyi időjárással. Szemléltetésül bemutatjuk egy tipikus mezoszinoptikus képződménynek, egy instabilitási vonalnak (*squall line*-nak) a mezoanalízisét (*1. ábra*). Ezen a mezoanalízisen az instabilitási vonal szerkezete világosan látható, s a benne végbemenő változások

óráról órára nyomon követhetők. Ha mármost a mezoszinoptikus térképeken sikerül valamely mezoszinoptikus képződménynek a jelenlétét kielemezni, viselkedése ismeretének birtokában reményünk lehet a helyi időjárás rövidtávú alakulásának objektív előrejelzésére.

*

Az előrejelző munka folyamatának első állomása a megfigyelési anyag elemzése és a makroszinoptikus helyzet dolgozott ki (*2. ábra*). Ha ezen utóbbi eljárást követnénk, akkor a mezoszinoptikus helyzet prognózisából a helyi időjárás alakulásának előrejelzését már nem tekinthetnénk tisztán szubjektív alapokon nyugvó tapasztalati következtetésnek, hiszen az egyes mezostruktúrák részben éppen azokkal az elemekkel vannak meghatározva, amelyek a helyi időjárás elemeit is képezik.

A mezoszinoptikus helyzet előrejelzési technikájának kidolgozása két teljesen

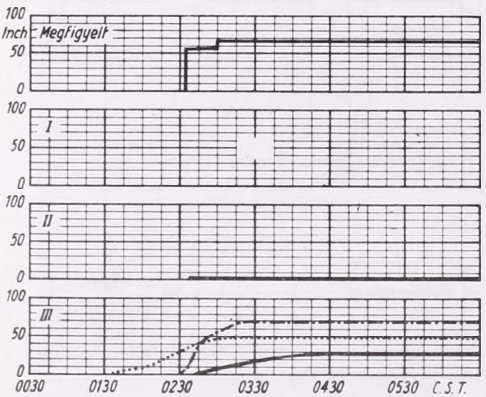


2. ábra. Az előrejelzési eljárás vázlata. A baloldali séma a jelenleg használatos, a jobboldali pedig a *Tepper* által javasolt eljárás

fejlődésének a prognózisa. Az előrejelzési térképek megszerkesztésére az elmúlt évtizedek során számos objektív módszert dolgoztak ki. A következő lépés, nevezetesen az előrejelzett szinoptikus helyzetből a helyi időjárás alakulásának a levezetése azonban még igen távol áll a kielégítő megoldástól. A szinoptikusok ennél a munkánál szinte kizárólag a tapasztalatokra vannak utalva. Munkájukat így jelentős mértékben megkönnyítheti és objektívebb irányba terelheti a mezoskálájú jelenségek elemzése, amelyek — mint említettük — közelebb állnak a helyi időjárás alakulásához, mint a makroszinoptikus képződmények. A mezometeorológia így mintegy láncszemet alkot a makrotérségű légköri mozgások és a helyi időjárás között. Az előrejelzési eljárás konvencionális és kívánatos módjára vonatkozóan bemutatjuk azt az ún. blokksémát, amelyet *M. Tepper* [4] különböző módon lehetséges. Az elsőnél tulajdonképpen ugyanazt az utat kellene végigjárni, amint a szinoptika megtett a makrotérségű mozgások előrejelzésének kidolgozása során, amíg mai állapotáig eljutott. Ez a választás rendkívül nagy tudományos erőfeszítést kívánna, és olyan hatalmas anyagi befektetéseket követelne meg a speciális műszerekkel felszerelt talaj- és magaslégköri mezoszinoptikus állomáshálózat nagy területek fölött történő kiépítésével, amelyre nincs meg a reális lehetőség.

A másik út: szorosabb kapcsolatokat találni a mozgások makro- és mezoléptékű mezeje között. Ennek egyik formája a *szinoptikus közelítés*, amely azt vizsgálja, hogy milyen makroszinoptikus körülmények mellett várható bizonyos mezoléptékű képződmények kialakulása, s fejlődésük milyen kapcsolatban áll a nagytérségű időjárási helyzetváltozásával.

Objektív módszerek vagy *statisztikus számítások* alkalmazása is módot nyújthat a makrotérségű helyzetből a mezoléptékű kép leszármaztatására. Végül járható út volna olyan *dinamikus modellek* kidolgozása, amelyek lehetővé tennék, hogy a makroszinoptikus helyzet adott kezdeti állapotából következtethessünk bizonyos mezoszinoptikai képződmények kifejlődésére. Ilyen dinamikus modellnek tekinthető például az ún. *nyomásugrási vonalak* gravitációs hullám-hipotézise, amelyet *M. Tepper* [3] dolgozott ki.



3. ábra. A csapadék-előrejelzések összehasonlítása *Abeline* (Texas-állam) állomásra 1955. május 23-án 0030 CST óráról 0630 CST órára

Az előrejelzett mezoszinoptikus helyzet ismeretének a lokális időjárás előrejelzésénél játszott hasznos szerepét a *Severe Local Storms Research Unit* egy érdekes kísérlettel igazolta. Az előrejelzési munkában jelentős gyakorlattal rendelkező kilenc meteorológust három csoportba osztották. Az I. csoport a „makroszinoptikus" csoportot alkotta, amelynek a makrotérségű adatok a megszokott módon álltak rendelkezésére. A II. csoport ezenfelül megkapta az óránkénti radar-észlelések eredményeit is. A III. csoport volt a „mezoszinoptikus" csoport,amelynek munkájához megadták a mezometeorológiai állomáshálózat adatait is. Ki kell emelnünk, hogy ez a csoport nem rendelkezett semmiféle előzetes mezoszinoptikus gyakorlattal, s a mezoszinoptikus munkát teljesen a makroszinoptikus gyakorlatban szerzett tapasztalataik alapján hajtották végre.

A feladat Texas állam tíz állomására a hőmérsékletnek, a csapadéknak és a szélnek határás előrejelzése volt. A három csoport előrejelzéseit két, egymástól mintegy 300 km-re fekvő állomásra vonatkozóan hasonlították össze. Ez a távolság elegendően nagy ahhoz, hogy a két állomás a makro-skálán is szétválasztható legyen, sőt a mezo-skálán a két állomásra vonatkozó előrejelzések már logikailag is teljesen eltérők lehetnek.

A *3. ábrán* bemutatjuk a három különböző módszerrel Abilene állomásra készített előrejelzéseket a csapadék alakulására vonatkozóan. Az ábra meggyőzően bizonyítja a mezoszinoptikus eljárás alkalmazásának szükségességét és annak sikeres voltát. Ugyanez vonatkozik a többi elemre is: a mezoszinoptikus csoport a valósághoz lényegesen közelebb eső előrejelzéseket nyújtott. Az adott szinoptikus helyzet részletes elemzése igazolta, hogy a makro-térképeken fel sem lelhetők azok a mezo-térképeken jól kielemezhető rendszerek, amelyek az egyes állomások időjárásának alakulására nézve döntők voltak. Érdekes eredménye volt a vizsgálatnak, hogy bár az időjárási radar-hálózat nagy segítséget nyújthat a lokális időjárás alakulásának megfigyelésekor, a mezoszinoptikus állomáshálózatot még csak megközelítőleg sem helyettesítheti.

IRODALOM

[1] *T. Fujita:* Results of Detailed Synoptic Studies of Squall Lines. *Tellus*, 7. 4. 405. 1955.

[2] *T. Fujita, H. Newstein, M. Tepper:* Mesoanalysis. An Important Scale in the Analysis of Weather Data. *U. S. Weather Bureau, Research Paper*, No. 39. Washington, 1956.

[3] *M. Tepper:* The Application of the Hydraulic Analogy to Certain Atmospheric Flow Problems. *U. S. Weather Bureau, Research Paper*, No. 35. Washington, 1952.

[4] *M. Tepper:* Mesometerology—the Link between Macroscale Atmospheric Motions and Local Weather. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 40. 2. 56. 1959.

Szalai György:

Különböző sebességű szelek gyakorisága és tartamvalószínűsége a Magyar Alföldön*

Повторяемость и вероятная длительность ветров различной скорости на Венгерской Низменности. Одна из самых трудных проблем ирригации путем дождевания — это неравномерное распределение «дождя» вследствие отклоняющего действия ветра. Для решения этой проблемы необходимо знать условия ветра, влияющие на работу дождевальной установки. В настоящей статье излагаются и оцениваются данные о повторяемости и вероятности ветра, полученные из обработки наглядений 6 метеорологических станций находящихся на Венгерской Низменности, с точки зрения проблемы дождевания. Кроме того приведены результаты исследования вероятностей длительности, проведенного на основе данных станции Тисаэрш. Эти результаты облегчают соображения возможностей приспособления дождеванных систем к существующим условиям ветра, и с другой стороны характеризуют климатические условия, благоприятствующие устойчивости ветрового режима.

*

Frequencies and Probable Durations for Winds of given Velocities in the Hungarian Lowlands. One of the main difficulties in the application of the system of jet-like irrigation consists in the unequal distribution of irrigation water caused by wind-effects. For finding a solution of this problem, it is necessary to obtain a knowledge on the wind-flow conditions to which the devices of jet-like irrigation are exposed. This paper is dealing with the determination and the evaluation of frequency and probability data which have been derived, with repsect to the peculiar needs of the systems of jet-like irrigation, from observations executed on 6 meteorological stations situated in the Hungarian Lowlands. In addition, results of an investigation of duration probabilities based on the data of the station Tiszaörs are described, the results being applicable to considerations about the possibility of an adaption of the irrigation system to the existing wind conditions, and in addition, they are yielding, on the other hand, a characterization of climatical features which involve a tendency to persistence.

*

Mindenki előtt ismeretes az éghajlati elemeknek a mezőgazdasági termelést befolyásoló szerepe. A csapadék-, hőmérséklet-, és napfényviszonyok a mezőgazdasági termelést az idők során, így ma is közvetlenül befolyásolták. A szélviszonyok — elsőrendű éghajlat-alakító hatásuk mellett — általában nem érintik közvetlenül a termelést. Legfeljebb egyes futóhomokos területeken, ahol a deflációs hatás a termelés egyik legnagyobb problémáját jelenti.

* A tanulmány az Agrártudományi Egyetem Földméréstani és Kultúrtechnikai Tanszékén készült. Tanszékvezető: Oroszlány István, a mezőgazdasági tudományok kandidátusa.

A belterjesség fokozásának mind jobban előtérbe kerülő igénye — egyebek mellett — a termelésnek az éghajlati tényezőktől való függését is csökkenteni akarja, biztosítván ezzel a termelés biztonságát.

A nagyobb terméseredmények elérésére elégtelen csapadék pótlására hazánkban is bevezetett szántóföldi öntözés nagy lépés volt ezen a téren.

Az esőszerű öntözés megjelenése az öntözési lehetősége kiterjesztését jelenti. Lehetővé teszi olyan talaj — és domborzati viszonyokkal rendelkező területek öntözését is, amelyeket a felületi öntözéssel nem, vagy csak nagy nehézségekkel tudtunk megöntözni. E mellett a vízbeszerzés, vízszétosztás, s nem utolsósorban változatos öntözési feladatok megoldására való alkalmassága szempontjából is olyan lehetőségek útját nyitotta meg, amelyeket felületi öntözéssel nem, vagy csak korlátozottan tudtunk végrehajtani.

A módszer jellegéből adódóan azonban számos olyan probléma is felvetődött, amelyek a felületi öntözőmódszereknél nem, vagy nem ilyen formában mutatkoztak. E problémák közül egyik legérdekesebb, egyszersmind igen szerteágazó hatású, a szél hatása az esőszerű öntözésnél. A természetes esőt utánozó módon kiadagolásra kerülő öntözővíz eloszlását a szél megzavarja. Ezúton befolyást gyakorol az öntözőberendezés kihasználhatóságára, aminek komoly gazdaságossági következményei lehetnek, de emellett termesztési és vízgazdálkodási vonatkozásai is vannak.

Az esőztető öntözőberendezések üzemeltetése során a szórófejeket a területnek lehető legegyenletesebb megöntözése céljából hálózatosan helyezzük el. A hálózat alapelemei különböző síkidomok (négyzet, téglalap, háromszög). A különböző hálózatok megegyeznek abban, hogy az alapelemek oldalainak hosszát (a szórófejek egymástól való távolságát) a szórófejnek szélcsendben mért szórási távolsága alapján számítják. Ez szélcsendben valóban az elérhető legegyenletesebb esőeloszlást biztosítja.

Szélben azonban — különösen ha az turbulens — a kedvező helyzet megszűnik, s nagymértékű egyenlőtlenség keletkezik az öntözött területen. (Nyáron a szél könnyen turbulensé válik, amit a szóró fejek üzeme is előidézhet.) Az esőeloszlás egyenlőtlenségét egy bizonyos határig eltűrhetjük. A szélsebesség növekedésével azonban az egyenlőtlenség olyan nagy lehet, hogy egyenletes vízadagolásról már nem beszélhetünk. Ekkor az öntözést abba kell hagyni, s várni kell, míg a szél sebességében beálló csökkenés ismét lehetővé teszi az üzem folytatását.

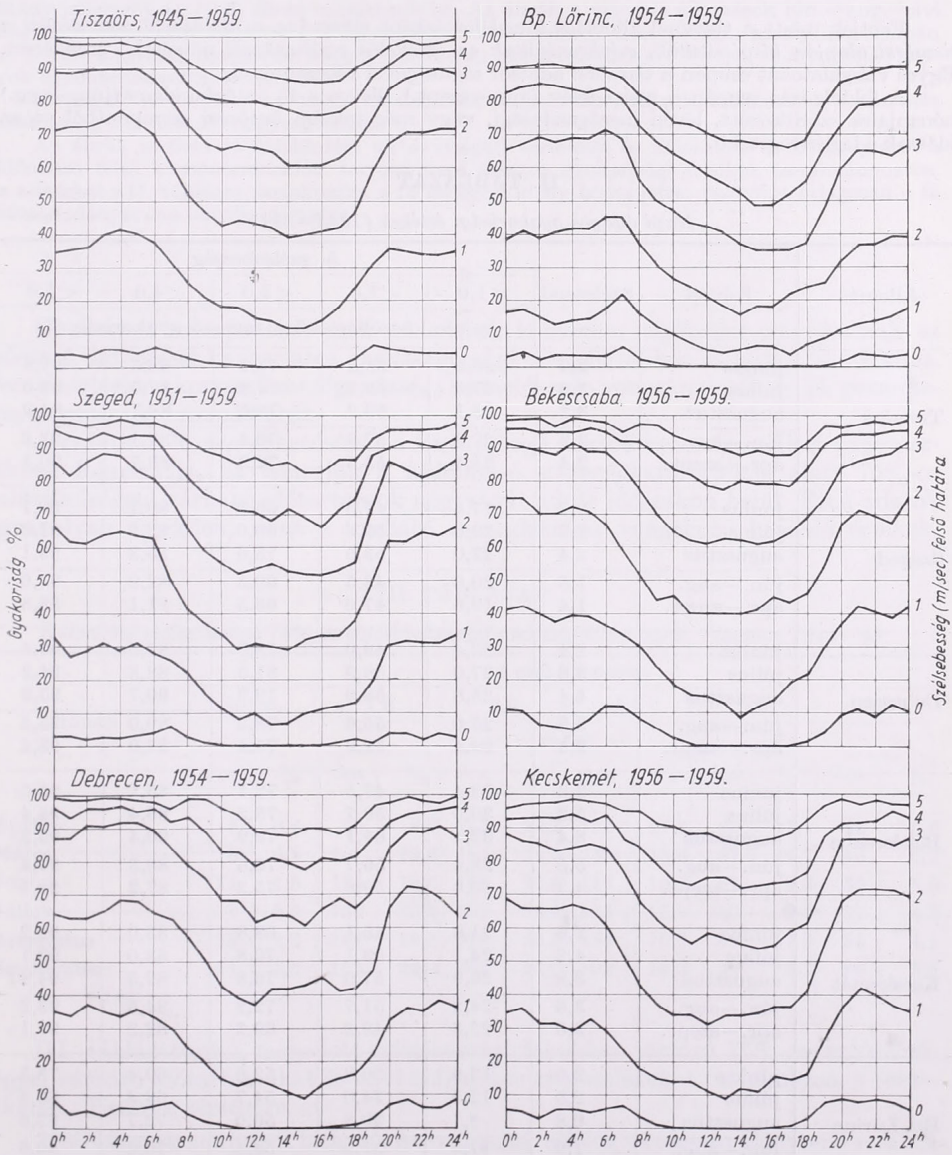
A különböző sebességű szelek zavaró hatásának megállapítására végzett méréseink azt mutatták, hogy a szélcsendben mért szórási távolság alapján számított szórófejtávolságok esetén már 1,5—2,0 m/sec szélsebességnél tapasztalni lehet a határértékként megállapított egyenlőtlenséget. Ugyanakkor kedvező módosítás esetén a megengedettnél nagyobb egyenlőtlenséget csak 4,0—4,5 m/sec szélsebességnél kapunk. Ennél nagyobb szélsebességnél már semmiféle beavatkozással sem lehet elfogadható esőeloszlást elérni. A berendezések hasznos üzemidejének meghosszabbítása tehát lehetséges, de ebből a szempontból csupán a gyenge ($v<5,0$ m/sec) szelek vizsgálata indokolt.

Lehetnek olyan vidékek, ahol az erős szelek nagy gyakorisága már önmagában lehetetlenné teszi az esőztető öntözőberendezések alkalmazását. Más esetben az öntözésre felhasználható időt a szél hatásához való alkalmazkodással kiterjeszthetjük a szeles időszakok egy részére.

Hogy az esőszerű öntözés vízelosztásának egyenletességére károsan ható szélviszonyok jelentőségét fel tudjuk mérni, a különböző sebességű és irányú szelek időtartamának és gyakoriságának megállapítására vizsgálatokat végeztünk.

E vizsgálatok, illetve ezek eredményei nemcsak az esőszerű öntözés szempontjából, de meteorológiai szempontból is érdekesek, mivel egyrészt elsősorban az ún. gyenge szelek (0—3 Beaufort fok) eddig kevésbé vizsgált tartományára terjednek ki, másrészt a speciális nézőpontból folytatott vizsgálatok szélklímánk kevésbé ismert jellemzőit tárják fel.

A vizsgálatok első csoportját (1) a gyakorisági feldolgozások alkották. Az ebbe bevont meteorológiai állomások adatai területileg jól jellemzik a Tiszántúl, Duna—Tisza köze és a Dunamente esőszerű öntözés szempontjából az eddigiekben legjobban érintett területeit. Az egyenlő alapon való értékelhetőség kedvéért csak azoknak az alföldi meteorológiai állomásoknak az adatait használtuk fel, amelyek Fuess-féle szélíró berendezéssel vannak felszerelve. Sajnos e



1—6. ábra.

berendezéseket legtöbb esetben csak az 1950-es évek közepe táján szerelték fel, így a feldolgozáshoz közvetlenül rendelkezésre álló adatsorok meglehetősen rövidek voltak, az egy tiszaörsi állomás kivételével:

I. TÁBLÁZAT

A feldolgozásba vont állomások

Állomás	Adatsor	Állomás	Adatsor
Tiszaörs	1945—59	Bp. Lőrinc	1954—59
Szeged	1951—59	Békéscsaba	1956—59
Debrecen	1954—59	Kecskemét	1956—59

Fentiek miatt a tiszaörsi állomást törzsállomásként elfogadva *a rövididejű adatsorokat a tiszaörsi alapján kiegészítettük, szinkronizáltuk* az értékelés realitásának növelése érdekében. Egyes vizsgálatokat csupán a tiszaörsi adatsor segítségével végeztünk el.

A feldolgozás csupán a nyári félév (ápr.—szept.), illetve a fő öntözési idény (jún.—aug.) hónapjaira szorítkozott, lévén mezőgazdasági, vagy még inkább öntözési szempontból ez az időszak a leglényegesebb.

II. TÁBLÁZAT

Napi átlagos gyakorisági értékek (1945—59)

Állomás	Hónap	Szélcsend	A szélsebesség				
			<1,0	<2,0	<3,0	<4,0	<5,0
			m/sec küszöbértékhez tartozó gyakoriság %				
Tiszaörs	június	2,8	26,3	55,2	74,1	85,5	91,8
	július	2,8	27,5	58,2	76,6	87,0	93,0
	augusztus	3,2	28,1	60,2	78,6	88,7	94,2
	jún.—aug.	2,9	27,3	57,9	76,4	87,1	93,0
	ápr.—szept.	2,4	24,4	53,5	72,3	83,7	90,1
Szeged	június	0,7	17,5	41,6	66,3	80,7	90,1
	július	2,3	22,0	50,5	69,0	82,6	91,6
	augusztus	2,4	23,0	53,5	73,6	85,3	93,1
	jún.—aug.	1,8	20,8	48,5	69,5	82,9	91,6
	ápr.—szept.	1,4	19,6	47,0	66,5	81,1	88,8
Debrecen	június	2,4	22,4	49,0	73,5	87,5	95,4
	július	3,6	27,0	58,9	81,5	88,8	94,2
	augusztus	4,4	25,8	58,9	79,9	90,7	95,9
	jún.—aug.	3,5	25,0	55,6	78,3	89,0	95,2
	ápr.—szept.	2,5	23,4	52,9	75,4	87,0	93,4
Békéscsaba	június	2,9	22,4	47,5	72,1	85,1	93,5
	július	5,2	30,6	58,7	78,2	89,4	94,4
	augusztus	8,4	32,4	64,1	79,9	90,4	95,3
	jún.—aug.	5,5	28,4	56,7	76,6	88,3	94,4
	ápr.—szept.	4,3	26,6	59,8	75,2	87,2	92,1
Kecskemét	június	2,6	21,6	45,1	68,8	83,0	92,2
	július	4,2	24,1	53,1	70,8	83,0	93,1
	augusztus	3,9	26,9	57,0	76,8	87,3	94,4
	jún.—aug.	3,6	24,2	51,7	72,2	84,5	93,2
	ápr.—szept.	3,0	22,5	48,2	69,3	82,2	91,1
Bp. Lőrinc	június	2,6	12,8	30,8	52,6	69,4	78,5
	július	2,3	12,5	34,0	54,7	68,4	80,4
	augusztus	0,8	8,7	30,8	56,0	72,7	82,6
	jún.—aug.	1,9	11,3	31,9	54,4	70,2	80,5
	ápr.—szept.	1,8	11,4	32,2	53,9	69,9	81,5

Valamennyi állomásra vonatkoztatva előállítottuk a különböző felső határral előforduló szelek gyakorisági értékeit havonként, napi menetben. Ez értékek, minthogy az éghajlatot állandónak tekintjük, azt is jelentik, hogy az adott felső küszöbértékű szelek milyen valószínűséggel fordulhatnak elő a vizsgált hónapban, illetve ezen belül a nap bizonyos órájában.

A számértékeket grafikusan ábrázoltuk. Az ábrázolásmód megválasztásánál az volt a kiindulópontunk, hogy az esőszerű öntözést elsősorban az érdekli, hogy mennyi csendes (szélcsendes vagy gyenge szeles) időre számíthat, azaz mennyi az egyes felső küszöbértékek alatti időtartam. Ábráinkat tehát úgy raktuk fel, hogy a gyenge szelektől az erősebbek felé haladva közvetlenül a kisebb szélsebességek gyakorisága legyen leolvasható. A szélsebesség-küszöböket 5,0 m/sec-ig 1,0 m/sec-onként vettük fel, az 5,0 m/sec, vagy ennél nagyobb sebességű szeleket, amelyek mellett az öntözést már nem lehet folytatni, egy csoportba soroltuk.

Az ily módon készített számos, közvetlen gyakorlati használatra alkalmas diagram közül néhány jellemzőt az *1—6. ábrán* mutattunk be. Az ábrák a vizsgált állomások jún.—aug. havi átlag napi eloszlásait tüntetik fel. Szembetűnő az eloszlások hasonlósága, amely alól csupán Bp. Lőrinc a kivétel, mutatván, hogy a hasonlóság oka a többinél a földrajzi, domborzati viszonyok egyöntetűségében keresendő.

A vizsgált területeken az összes időnek csak nagyon kis hányada szélcsendes, de az erős szelek aránya is hasonló nagyságrendű.

Az ábrák mellett jó áttekintést ad a vizsgált területek és időszakok szélviszonyairól a különböző felső küszöbértékekhez tartozó napi átlagos gyakorisági értékek tanulmányozása. Az adatokat a II. táblázat tartalmazza a fő öntözési idény hónapjaira, valamint átlagosan a fő öntözési idényre és a tenyészidőszakra.

*

Gyakorlati szempontból ezek az adatok közvetlen segítséget nyújthatnak az esőszerű öntözéssel kapcsolatos gazdaságossági vizsgálatokhoz és tervezőmunkához. Természetesen a korszerű mezőgazdasági termelés más vonatkozásaiban (pl. permetezés, porozás) is használhatók.

A számítások megbízhatóságát a fenti jellegű adatok ismerete mellett nagymértékben fokozhatja, ha ismerjük a különböző sebességhatárértékek alatt 75%-os valószínűséggel várható időtartamok nagyságát adott időszakon belül. Ezen adatok ugyanolyan értékűek, mint a várható csapadékokra vonatkozó hasonló értékek.

III. TÁBLÁZAT

Különböző szélsebességű 75%-os valószínűséggel várható időtartamok. Tiszaörs, 1945—59

Hónap	A szél sebessége											
	Sz. cs.		1 0		2,0		3,0		4,0		5,0	
	m/sec											
	óra	%	óra	%	óra	%	óra	%	óra	%	óra	%
Április	3	0,4	59	8,2	145	20,2	129	17,9	80	11,1	48	6,6
Május	6	0,8	101	13,6	185	24,9	138	18,5	87	11,7	46	6,2
Június	11	1,5	134	18,6	191	26,6	117	16,2	67	9,3	36	5,0
Július	7	0,9	150	20,2	209	28,1	118	15,9	69	9,3	37	4,9
Augusztus	15	2,2	142	19,1	219	29,5	124	16,7	59	7,9	31	4,1
Szeptember	11	1,5	165	22,9	202	28,0	103	14,3	59	8,2	26	3,6

III. táblázatunk a megadott szélsebességértékekhez tartozó 75%-os valószínűséggel várható időtartamokat és havi százalékos megoszlásukat tartalmazza, a törzsállomás, Tiszaörs térségére.

A táblázatok adataiból látható, hogy hazánk alföldi területein túlnyomó részben 3,0 m/sec alatt van a szél sebessége és a legnagyobb gyakoriságuak a 2—3 m/sec

sebességű szelek, amelyek az összidő 50—60%-át teszik ki. Tartamukra, jellegzetességeikre vonatkozó további vizsgálatok fontosak, mivel éppen ezek azok a sebességhatárok, amelyeknél a zavaró hatás megengedhetetlen méreteket ölt, de e hatás megfelelő beavatkozással még csökkenthető.

*

Vizsgálataink egy másik csoportját [1] a különböző sebességű és azonos irányú szelek tartamvalószínűségének vizsgálata alkotta.

A szélhatáshoz való alkalmazkodás szempontjából nemcsak a szél sebessége, hanem iránya is lényeges lehet. Az irányviszonyok ismeretében az alkalmazkodásnál még jobb eredmények érhetők el, mintha csupán a szél sebességét vennénk figyelembe. Másrészt az irányviszonyok már a tervezésnél megszabhatják a szélhez való alkalmazkodás feltételeit és lehetőségeit.

A szélhatás üzemi csökkentésének lehetősége tehát kettős :

1. Az alkalmazkodásnál csak a szélsebességet, vagy
2. a sebesség mellett az irányt is figyelembe vesszük.

Mindkét módszernek megvan a maga alkalmazási területe. Erősen változékony szélirányok esetén, amikor rövid időközönként változik a szél iránya, csupán a szél sebességét tudjuk az alkalmazkodásnál figyelembe venni. Ekkor a szórófejhálózat kialakítását az adott szélben érvényes átlagos öntözési távolság alapján tudjuk elvégezni. Sík vidékeken ez az eset áll fenn. A Magyar Alföld szélirányviszonyaira vonatkozó vizsgálataink is ezt mutatják. Domb- és hegyvidékeken, hazánk északi területein, valamint a Dunántúlon és Kisalföldön a viszonyok ettől nagymértékben különböznek. Ezeken a vidékeken az uralkodó szélirány a gyenge szelek tartományában is lényegesen állandóbb, figyelembevétele a tervezésnél, de az üzemelésnél is fokozott jelentőséget kap.

Ha egy tetszőleges időszakon belül egymást követő órákban a szélsebesség észlelt értékeit vizsgáljuk, megállapíthatjuk, hogy bizonyos sebességet meghaladó értékek egymás után, megszakítás nélkül, hány óra hosszat következnek be. Hasonlóképpen a szél irányára vonatkozóan is tehetünk megfigyeléseket, pl. meghatározhatjuk, hogy 5 év alatt a tenyészidőszakban hány esetben következik be az, hogy a szél sebesség egymás után 1, 2, 3, ..., n óra hosszat legalább 3,0 m/sec, vagy ennél nagyobb, ugyanakkor a szél iránya változatlan. Az így nyert 1, 2, 3, . . ., n óra hosszat tartó szakaszokat ismétlődésnek nevezzük. Az ismétlődések vizsgálata az alapja tartamvalószínűségi vizsgálatainknak [2].

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest V. Szabadság tér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológia Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

A havi tagdíj összege rendes tagoknak 2,— forint, ifjúsági tagoknak 1,— forint.

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavartalan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

A probléma annak megvizsgálása, hogy milyen ismétlődéseket kapunk stabil szélirány mellett beálló, bizonyos küszöbértékeket meghaladó szélsebességekre. Érdemes-e a káros hatás kiküszöbölése érdekében szükséges munkát elvégezni?

Stabilnak tekintettük a szél irányát akkor, ha ingadozása, egyik esetben $\pm 45^0$-nál, másik esetben $\pm 22{,}5^0$-nál nem nagyobb, illetve ezeket legfeljebb csak közbeeső egy órán át haladja meg, előbbinél $\pm 22{,}5^0$-kal, utóbbinál $\pm 45^0$-kal.

Az azonos kritériumoknak eleget tevő szakaszokat, ismétlődéseket összeszámlálva és időtartamuk szerint szétválasztva újabb adatsort kapunk. Ennek segítségével választ adhatunk arra a fontos kérdésre, mennyi annak a valószínűsége, hogy a vizsgált időszak egy tetszőlegesen kiválasztott órája után még legalább n óra hosszat tart a vizsgálattal azonos szélirányú és adott sebességet meghaladó szakasz?

A kérdésre adandó válasz az esőszerű öntözés üzemét érintő jelentősége mellett meteorológiai szempontból is érdekes, mert ez szélklímánknak olyan jellegzetességét mutatja meg, amely a megmaradási hajlamot fejezi ki.

Általános formában a megoldás röviden a következő:

A $t_1, t_2, t, \ldots, t_n$ időtartamú ismétlődések gyakorisága legyen $g_1, g_2, g, \ldots g_n$ A vizsgált időszak összes időegységeinek számát jelöljük N-nel; akkor annak P százalékos valószínűsége, hogy egy tetszőlegesen választott időegység után az ismétlődés tárgyát képező jelenség legalább még m időegységig fennáll:

$$P = \frac{\sum_{i-m=1}^{n-m} t_{i-m} g_i}{N}$$

A szóban forgó vizsgálatot a tiszaörsi 15 éves észlelési sorral végeztük el június július és augusztus hónapokra, a fent megadott két különböző megengedett irányingadozás esetére, valamint július hónapra a szélirányingadozás figyelembevétele nélkül, csupán az azonos sebesség-kritériumokat kielégítő időszakok számításbavételével.

Az előbbiekben általános formában megfogalmazott kérdést a következő konkrét formában tehetjük fel:

Mi a valószínűsége annak, hogy június (július, augusztus) egy tetszőlegesen kiválasztott órája után, amikor éppen öntözni kezdenénk, legalább még 1, 2, 3, 4, ... ,12 óra hosszat észlelhetjük, hogy stabil szélirány mellett a szélsebesség legalább 1,0 m/sec (2,0 m/sec, 3,0 m/sec, 4,0 m/sec), vagy ennél nagyobb? Közbeeső legfeljebb 1 órás megszakítás esetén úgy tekintjük, hogy ebben a közbeeső 1 órában is fennállt a felvett kritérium.

Ezek után bemutatjuk a megvizsgált észlelési sorból levezetett tartamvalószínűségeket (IV. táblázat).

Ha csupán a szél sebességét vesszük figyelembe, s irányára nem vagyunk tekintettel, a tartamvalószínűségi értékek, különösen a kisebb szélsebességértékeknél jellemző változást mutatnak (V. táblázat).

Táblázataink adatait áttekintve megállapíthatjuk, hogy a 3—4 óránál hosszabb időtartamú és nagyobb sebességű szelek Alföldünkön nyáron már elég ritkáknak tekinthetők. A 2—3 m/sec sebességű leggyakoribb szelek iránya erősen változó, amely körülmény pl. az esőszerű öntözés szempontjából kedvezőtlennek mondható. Hosszabb, azonos szélirányú időtartamra gyakorlati feladatok megoldása szempontjából

számítani nem lehet. Ez azt jelenti, hogy mezőgazdasági üzemi szempontból a szél irányának figyelembevétele nem indokolható. Ugyanakkor azonban továbbra is alá kell húzni az uralkodó szélirány számításba vételének fontosságát, *tervezési* munkák-

IV. TÁBLÁZAT

Különböző sebességű szelek tartamvalószínűsége. Tiszaörs, 1945—59

Óra	1,0		2,0		3,0		4,0	
	m/sec sebesség küszöbértékű egyirányú szelek tartamvalószínűsége %							
	±45°	±22,5°	±45°	±22,5°	±45°	±22,5°	±45°	±22,5°
	irányeltérés-tűrés mellett							
	j ú n i u s							
1	63	57	43	39	24	23	14	12
2	55	46	36	32	20	18	11	9
3	48	39	31	26	16	15	9	7
4	43	32	27	22	14	12	7	6
5	39	28	24	18	12	10	6	5
6	35	24	21	16	10	8	5	4
7	32	20	19	13	8	7	4	3
8	29	18	17	12	7	6	3	2
9	27	15	15	10	6	5	3	2
10	24	14	13	9	5	4	2	2
11	22	12	12	8	4	3	2	1
12	20	11	11	7	4	3	1	1
	j ú l i u s							
1	63	58	39	37	24	21	13	13
2	55	48	33	30	19	17	10	11
3	48	40	28	24	16	13	8	9
4	43	33	24	20	14	11	6	9
5	38	28	21	17	12	9	5	7
6	34	24	19	15	10	7	4	6
7	30	20	16	13	9	6	4	5
8	27	18	14	11	7	5	3	4
9	25	15	12	10	6	4	2	4
10	22	13	11	9	6	4	2	3
11	20	12	9	8	5	3	2	3
12	19	11	8	7	4	2	1	2
	a u g u s z t u s							
1	68	60	40	38	22	20	11	10
2	60	49	33	30	17	15	9	8
3	53	41	28	24	14	12	7	6
4	48	35	24	20	12	10	6	5
5	43	30	21	16	10	8	5	4
6	39	26	18	13	9	6	4	3
7	36	22	15	11	8	5	3	2
8	33	19	13	9	6	4	2	2
9	30	17	12	7	5	3	2	1
10	28	15	10	6	4	3	1	1
11	25	13	9	5	4	2	1	1
12	23	12	8	4	3	2	1	0,4

nál, annak ellenére, hogy alföldi viszonyok között sok helyen ez is alig több matematikai fogalomnál.

A táblázatok azt is jól mutatják, hogy szélirányingadozás szempontjából a leglabilisabbak — természetszerűleg — az 1,0 m/sec körüli szelek, míg a nagyobb

V. TÁBLÁZAT

Az 1, 2, 3 és 4 m/sec alsó sebességküszöbértékű, változóirányú szelek tartamvalószínűsége %-ban, Tiszaörsön: 1945—1959. július

m/sec	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	óra											
1,0	87	84	82	80	78	76	74	73	71	69	67	66
2,0	52	48	43	40	36	32	28	25	22	20	18	16
3,0	28	24	20	18	15	13	11	9	7	6	5	3
4,0	15	12	10	9	7	6	5	5	4	3	3	2

sebességek felé haladva az irány mindinkább stabilizálódik. Jellemzően mutatja ezt az V. táblázat 1. és 4. oszlopa, melyek közül előbbinél a legszembetűnőbb a különbség a szél irányát is kifejezésre juttató táblázatok hasonló oszlopaihoz viszonyítva, míg utóbbinál csak alig mutatható ki eltérés.

A közölt adatok elsősorban az esőszerű öntözés gyakorlata számára kívánnak közvetlen felhasználható segítséget nyújtani, de meteorológiai, éghajlati szempontból is érdekesek.

IRODALOM

[1] *Szalai Gy.:* Az esőztető öntözőberendezések kihasználását befolyásoló szélviszonyok a Magyar Alföldön. Doktori értekezés. Kézirat. Gödöllő, 1962. 1—68. o.
[2] *Péczely Gy.:* Tartamvalószínűségek vizsgálata. *Időjárás.* Bp., 1957. 245—252 o.

IRODALOM-ROVATUNK E SZÁMUNKBÓL ANYAGTORLÓDÁS FOLYTÁN KIMARADT

KRÓNIKA

PROF. DR. H. PHILIPPS, 1905—1962

Mély megdöbbenéssel vettük a váratlan hírt: dr. Horst *Philipps* professzor, a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálatának igazgatója, folyóiratunk szerkesztőbizottságának tagja november 8-án Berlinben meghalt.

Alig pár nappal korábban még Budapesten, körünkben üdvözölhettük az Eurázsiai-régiónak a Nyugodt Nap Nemzetközi Évét előkészítő budapesti konferenciáján, ahol az NDK delegációjának vezetőjeként a reá jellemző aktivitással, fáradhatatlan munkakedvvel vett részt, mind a tárgyalásokban, mind a határozati javaslatok, munkatervek kidolgozásában.

Csodáltuk aktivitását, önmagát sohasem kímélő tetterejét, lekötelező egyéniségét, annál fájóbb leírnunk a szomorú valóságot: Philipps professzor 57 éves korában elköltözött az élők soráből.

H. *Philipps* 1905. január 29-én született a felső-lausitzi Bautzenben. Középiskolai és egyetemi tanulmányait Berlinben végezte; már 1928-ban, egyetemi hallgatóként óraadó helyettes tanára az egyik Berlin—Neukölln-i iskolának. Oklevelét 1930-ban a matematika-fizika-hidromechanika szakon kitűnő eredménnyel szerezte meg. Néhány éven át az egyetem gazdasági hivatalában dolgozott. Tudományos munkásságát azonban már itt megkezdte azzal, hogy *Mises* „Fluglehre" c. műve IV. kiadásának sajtó alá rendezésére kap megbízást, s ezt a feladatot a legnagyobb gonddal és hozzáértéssel oldotta meg. Már ekkor megmutatkozott kitűnő arányérzéke és készsége az elméleti és gyakorlati követelmények egyensúlyban tartása terén. A potsdami Geodéziai Intézetben eltöltött rövid idő után Majna-Frankfurtba, a *Baur* professzor vezette Távprognosztikai Intézetbe került asszisztensként. Itt a sugárzás- és hőháztartás mennyiségi és minőségi kérdéseivel foglalkozott. *Baur*ral együtt itt dolgozta ki a földi be- és kisugárzás eloszlására vonatkozó, ma is általánosan elfogadott, s szakkörökben nagyra értékelt elméletét. Életének ebben, a tudományos szempontból szerfölött termékeny időszakában szerezte meg Frankfurtban, *Linke* professzor tanszékén a

természettudományok doktora címet a „Die Störungen des zonalen atmosphärischen Grund zustandes durch stratosphärische Druckwellen" című, *summa cum laude* minősített disszertációjával.

A második világháború kitörésekor az időjelző központban a távprognosztikai osztály vezetését vette át. 1942-ben antifasizta és antimilitarista beállítottsága folytán, politikai megbízhatatlanság címén, a szolgálatból azonnali hatállyal elbocsátották.

A háború befejeztével a potsdami meteorológiai obszervatórium elméleti meteorológiai osztályának vezetését vette át. Kitűnő tanulmányok egész sora jelzi ebben az időben is azt a nagyarányú irodalmi munkásságot, amelynek tárgya legkedveltebb munkaterülete: a hőháztartás és a légmozgás egyes kérdései. 1950-ben igazgatója lett a Német Demokratikus Köztársaság — főként az ő elgondolása szerint megszervezett — Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálatának, s ezt a tisztet haláláig ő töltötte be.

Széleskörű elméleti ismeretei és munkássága elismeréseként 1949-ben a berlini Humboldt Egyetem professzorává nevezték ki, sőt 1955-ben a lipcsei Marx Károly Egyetem vendégprofesszorául, majd 1960-ban tanszékvezető professzorául hívta meg. E meghívás méltó elismerését jelentette *Philipps* professzor tudományos érdemeinek, hiszen itt oly neves meteorológusok örökébe kellett lépnie, mint *Bjerknes* és *Weickmann* voltak.

Kiterjedt hazai tudományos, oktatói, s szervezői tevékenysége mellett *Philipps* professzor jólismert és tisztelt alakja volt a különféle nemzetközi konferenciáknak, ahol előadásai, megnyilatkozásai mindig általános figyelmet, s élénk visszhangot keltettek. Hazánkban ismételten megfordult. Először 1954. októberében, az első magyar meteorológus kongresszuson járt nálunk, s ez alkalommal az időjárás közepes és hosszabb tartamú előrejelzésének kérdéseiről tartott eredeti meglátásokban gazdag előadást. Utoljára 1962. október 9-én érkezett Magyarországra, hogy résztvegyen az egyik munkabizottság elnökeként a Nemzetközi Geofizikai Együttműködés Európa—Ázsiai Régiójának VI. Konferenciáján. Örömmel láttuk agilitását, annál is inkább, hiszen tudtuk: már 1961 tavaszán csak negyedévig tartó gondos orvosi kezelés adta vissza munkaképességét.

Nagy munkakedvvel, a nemzetközi együttműködést különösen szívén viselő tervekkel telve búcsúzott el október 14-i elutazásakor magyarországi barátaitól és tisztelőitől, kik megdöbbenve fogadták november 8-án váratlanul bekövetkezett halálának hírét.

Philipps professzorban tudományszakunk nemzetközi tekintélyű, kiváló művelőjét, a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálata eredményes szervezőkészségű igazgatóját, folyóiratunk szerkesztőbizottsága értékes, s egyik legrégibb külföldi tagját veszítette el s személyében egyaránt kegyelettel elmékezünk a jónevű tudósra, az igaz emberre, s a melegszívű jó barátra.

(Kakas J.)

*

BÖDE LÁSZLÓ, 1935—1962

1962 október 28-án tragikus baleset következtében meghalt Böde László az Országos Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa. Halálával az Intézet egyik kibontakozás előtt álló értékes szakemberét vesztette el.

Böde László 1935. március 25-án született Felsőgödön. Középiskolai tanulmányait az Apáczai Csere János gyakorló gimnáziumban végezte, utána a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem meteorológus szakára iratkozott és itt szerzett diplomát. 1957-ben került az Intézethez. Először meteorológiai műszerhitelesítéssel, később ionoszféra-mérésekkel és légelektromossággal foglalkozott. E témakörben jól haladt előre, erről tanúskodik a zivatarelektromosság terén kifejtett kutató ténykedése. Munkáját lelkesedéssel végezte. Kitartó szorgalommal képezte magát. Nyelveket tanult, hogy szakmai ismereteit tovább gyarapítsa. Tehetsége, igyekezete szép eredmények elérését ígérte.

Váratlan halálát mély megdöbbenéssel vették tudomásul barátai és munkatársai. Hamvait 1962. december 11-én a Farkasrétitemetőben helyezték örök nyugalomra. Az Országos Meteorológiai Intézet nevében *Zách* Alfréd igazgatóhelyettes, barátai és volt évfolyamtársai nevében *Barát* József búcsúzott tőle, akinek emlékét kegyelettel őrizzük. *(B.J.)*

*

A BELGRÁDI OBSZERVATÓRIUM JUBILEUMI ÜNNEPSÉGEINEK TUDOMÁNYOS ELŐADÁSSOROZATA

Előző számunkban már röviden megemlékeztünk a belgrádi obszervatórium 75 éves fennállásáról. Most módunkban áll az évfordulóval kapcsolatos tudományos ülésszakon elhangzottak részletesebb ismertetése is.

A jubielumi ünnepségeket a meteorológusok és csillagászok által rendezett közös ünnepi ülés vezette be, amelyen a jugoszláv kormány és tudományos élet vezetői mellett számos külföldi tudományos intézmény és nemzetközi szervezet is képviseltette magát, hogy ily módon is kifejezésre juttassák azt a megbecsülést, amelyet a háromnegyed évszázada fenn-

álló belgrádi obszervatórium nemzetközi téren is kivívott magának. A külföldi delegátusok sorában, a magyar meteorológiai szolgálat nevében *Dési* Frigyes igazgató az alábbi, francia nyelvű üdvözlő beszéddel köszöntötte a jubiláló obszervatóriumot, ill. az ünnepségeket megnyitó ülésen elnöklő *Vujevics* akadémikust s az ülés résztvevőit :

„Monsieur le Président, Mesdames et Messieurs!

C'est pour moi un honneur et en même temps un plaisir de donner expression à ma sincère gratitude pour l'honorable invitation à cette réunion; au nom du Service Météorologique de la Hongrie et en mon nom propre je souhaite très sincèrement que les travaux de la réunion soient fructueux et couronnés de succès.

Ce n'étaient pas seulement des relations officielles et scientifiques qui ont lié dans le passé l'Observatoire de Beograd et notre Institut Central de Météorologie, mais aussi des relations amicales entre le fondateur de votre Observatoire, Monsieur le Professeur Milan Nedeljković et l'ancien directeur de notre Institut, M. Konkoly-Thege.

Cet esprit de la collaboration amicale caractérise depuis ce temps la relation de nos Institutions, qui — en mettant en vigueur le slogan qu'on aime souvent à citer: « les phénomènes météorologiques ignorant les frontières », — ont été parmi les premiers à reconnaître qu'une coopération internationale pratique était indispensable pour traiter les aspects nationaux de problèmes qui sont à l'échelle mondiale. De cette sorte je suis convaincu que la collaboration entre nos Institutions ne peut que croître dans l'avenir.

Mais outre les aspects professionnels notre coopération est aussi distinguée par un trait spécial, celui de l'esprit de l'amitié et de la sympathie et c'est ainsi toujours un sincère plaisir pour nous de trouver l'occasion d'établir des contacts avec nos collègues yougoslaves.

Pour terminer, je voudrais, Monsieur le Président, Mesdames et Messieurs, vous renouveler au nom de mon Service et en mon nom propre nos voeux les plus chaleureux pour le succès de cette réunion."

A jugoszláv hidrometeorológiai szolgálat részéről Ing. M. *Perovics* főigazgató üdvözölte a megjelenteket. Hangsúlyozta, hogy egy ilyen évforduló nemcsak az obszervatórium életének és munkásságának a mérföldköve, hanem kitűnő alkalom arra is, hogy az azonos problémákkal foglalkozó hazai és külföldi szakemberek eddigi eredményeiket egymással megismertessék és megvitassák.

A jubileumi ünnepségek középpontjában a megnyitót követő tudományos előadás-sorozat állott. Az előadások sorát az obszervatórium egykori igazgatójának, dr. P. *Vujevics* akadémikusnak, a jubileumi rendezőbizottság elnökének Belgrád hőmérsékleti viszonyairól szóló előadása nyitotta meg. A belgrádi obszervatórium 73 évi hőmérséklet-megfigyelései alapján, bő anyagra támaszkodva mutatta be a belgrádi hőmérséklet napi, havi és évi menetét, változékonyságát, szélső- és küszöbértékeit.

K. *Miloszávljevics*, a belgrádi meteorológiai obszervatórium éghajlati részlegének vezetője Belgrád éghajlati jellemzőit ismertette. Értekezésében, valamennyi meteorológiai elem adatait feldolgozva, 41 táblázatban és 29 grafikonon mutatta be az egyes elemek havi középértékeit, szélsőértékeit, az évi és napi menetet, az ingadozásokat, változásokat, eltéréseket és küszöbértékeket. Második előadásában a hőmérsékletnek Belgrádban és környékén derült napokon megfigyelt eloszlását vázolta ; 16 állomásból álló speciális hálózat adatait dolgozta fel, így az aránylag kis terület helyi éghajlatára jellemző értékes eredményekre jutott s ezeket a január, április, július és október hónapra megszerkesztett izoterma-térképeken mutatta be.

B. *Dobrilovics* és O. *Szmiljanics* Belgrád és Split csapadékjárásról számolt be. Háromévi (1955—1957) adatsor alapján vizsgálták meg a csapadéknak, és a két helység fölötti makroméretű hideg, ill. meleg légáramlásoknak az összefüggését és ismertették a levont következtetéseket.

K. és M. *Miloszávljevics* Kelet-Szerbia csapadékeloszlására vonatkozó vizsgálatukat ismertették, kiemelve a domborzat hatását a csapadéknak az északnyugati negyedbe eső szelek idején kialakuló eloszlásában. Ugyancsak a Szerb Népköztársaság domborzatának északnyugati légáramlások esetén a csapadékképződésre gyakorolt hatását vizsgálta S. *Panin*, s megkísérelte ezt a hatást számszerűen is kifejezni.

P. *Gburcsik* és N. *Gyorgyevics* a délnyugati hidegbetörések jellemzőit ismertette a kb. 30 állomáson regisztrált meteorológiai elemek óraértékeinek és a szinoptikus térképeknek a segítségével végrehajtott vizsgálatuk eredményeként, kimutatva a hőmérsékletben, csapadékban és széljárásban a domborzati hatásokat.

A Szerbia és Jugoszlávia éghajlatáról és időjárásáról elhangzott még néhány előadás után az időjárás analízise és prognózisa került napirendre.

Ezt az előadás-sorozatot Cs. K. *Jovanovics* nyitotta meg „Analízis és hosszútávú előrejelzés új intervallumhullám-módszer alapján" c. előadásával, majd A. *Obuljen* az Atlanti-óceán északi részén és Európa területén kialakult szinoptikai-prognosztikai időjárástípusok kialakulását tárgyalva megállapította, hogy a poláris futóáramlás erőssége és fekvése szoros összefüggésben van a cirkulációs inde-

xekkel, ennélfogva segítségükkel a makroszinoptikus időjárási típusok meghatározhatók.

A hegyek fölötti légáramlások matematikai elméletét egészítette ki B. *Makjanics;* tanulmánya kitért a turbulens viszkózitás hatásaira is.

Dési Frigyes a numerikus előrejelzés néhány problémáját foglalta össze ; előadását jelen számunk más helyén teljes terjedelmében közöljük.

F. *Lauscher*, az osztrák meteorológiai szolgálat képviselője, az időjárási krónika reneszánszáról beszélt. A légköri turbulenciával foglalkozó előadások közül F. *Wippermann* (Darmstadt) az általános cirkuláció nagyságrendjébe tartozó légköri mozgásoknak Euler- és Langrange-féle statisztikájáról értekezett. Egy speciális esetben a Lagrange-féle korreláció függvényből kiszámította az Euler-féle függvényt és azt a mért Langrage-féle függvénnyel hasonlította össze. Kiderült, hogy a leglényegesebb mozgások már a legegyszerűbb turbulencia-modellekből is kivehetők.

A müncheni egyetem elméleti meteorológiai tanszékéről G. *Hollmann* tartott előadást a tömeg és a hő mikroturbulens függőleges kicserélődéséről.

A darmstadti műszaki főiskola meteorológiai tanszékét képviselő W. *Klug* a légszennyeződés meteorológiai problémáit tárgyalva, a tanszéken végzett kísérletek és kutatások eredményeiről számolt be.

A. *Marics* a Jugoszláv Földtani Szolgálat képviseletében a szintezési gyakorlatban a talajközeli hőmérsékleti gradiens fontosságára mutatott rá ; sürgette a talajszinttől 30 m magasságig terjedő légrétegben végrehajtandó hőmérsékletméréseket a hőmérsékleti gradiens meghatározása érdekében.

Az előadások utolsó csoportjában méréstechnikai kérdések kerültek megvitatásra. B. *Anics* nomogrammot mutatott be, amelynek segítségével könnyen meghatározható a nedvességmérő- és -íróműszerekben használatos hajszálak meghosszabbodása.

D. *Vukmirovics* és M. *Vujnov* az AMT-4A és 4B típusú amerikai szondák modulátormódosításáról számolt be. Elméletileg levezetett formula lehetővé teszi a nedvesség új modulációs frekvenciájának a régi frekvenciára való átalakítását, ha a nedvesség és a hőmérséklet mérésére szolgáló áramköröket oly módon kapcsolják, hogy a kommutátor reléje fölöslegessé válik. A módosítás a gyakorlatban igen előnyösnek mutatkozott.

Beszámolónk a gazdag tematikájú előadássorozatról természetesen még így sem teljes, hiszen az ismertetteken kívül még több, szintén nagy érdeklődést, és kutatás-módszertani tekintetben ugyancsak figyelmet érdemlő előadás is elhangzott. Célunk azonban mindössze az, hogy e rövid ismertetéssel is kissé részletesebb áttekintést adjunk olvasóinknak a belgrádi obszervatórium jubileuma alkalmával kiválóan megrendezett tudományos összejövetel sikeréről és hasznos voltáról. *(B. Cs. I. — K. J.)*

*

BALNEOLÓGIAI ÉS BIOKLIMATOLÓGIAI KONFERENCIA POZNANBAN

A Lengyel Balneoklimatológiai Társaság és a Lengyel Meteorológiai és Hidrológiai Társaság 1962. november 29—december 1. között rendezte az V. lengyel balneológiai és klimatológiai konferenciát Poznanban, számos külföldi — bolgár, csehszlovák, jugoszláv, keletnémet, magyar és szovjet — résztvevővel.

A háromnapos konferencia érdemi munkáját a poznani Balneológiai és Klimatológiai Intézet 10 éves fennállása alkalmából rendezett jubileumi ünnepség előzte meg. Az Intézet munkásságát a lengyel egészségügyi miniszter méltatta s kormánykitüntetéseket osztott ki az Intézet kiváló dolgozói között, élükön *dr. J. Jankowiak* professzor — igazgatóval.

A konferencia két szekcióban (balneológiai és bioklimatológiai) végezte munkáját. A *bioklimatológiai szekció* üléseinek programján 11 meteoro- és klimatológiai, 4 klimaterápiai és 6 egyéb biometeorológiai tárgyú előadás szerepelt. Bevezetőjük volt *Prof. St. Zych* általános biometeorológiai, gyógy- és üdülőhelyklimatológiai és sportmeteorológiai tárgyú előadása. Az ezt követő lengyel előadások közül kiemeljük *W. Gadzikiewicz* előadását, aki a gyógy- és üdülőhelyek hatékonyságát a hygiénés feltételek és az éghajlati tényezők tükrében vizsgálta ; *S. Tyczka és H. Chobot* beszámolóját a lengyel gyógyhelyek éghajlati viszonyainak a gyermekkori reumásmegbetegedések kezelésében mutatkozó szerepéről ; *J. Bogucki—H. Kielczewski—H. Szwarc* akklimatizációs, *R. Zwierzchowski* meghűlés-biológiai kísérletekről szóló beszámolóját. Új oldalról vizsgálta *H. Mikolajczyk* a légnyomásváltozások-okozta — egyelőre feltételezett — belső biokémiai folyamatokat. A fenti lengyel előadók mellett nagy figyelemmel hallgatták meg a konferencia résztvevői *W. Warmlot* (NDK) hőleadásvizsgálatokkal, *A. Hlavaček—Z. Šebesta—K. Kužel* (Csehszlovákia) és *A. Knauer—R. Noack* (NDK) légszennyezési kérdésekkel foglalkozó előadásait. Ugyancsak élénk érdeklődést váltott ki a magyar résztvevők négy előadása : *Kérdő István* a meteorobiológiai kutatás új irányaival, *Örményi Imre* és *Ried József* sportmeteorológiai kérdésekkel és kutatási eredményekkel, *Kéri Menyhért* pedig a hőérzet és hőmérséklet kapcsolataival foglalkozott.

A konferencia munkáját élénk érdeklődés kísérte. A plenáris ülésen mintegy 3—400 hallgató vett részt. A több mint 60 lengyelnyelvű biometeorológiai és balneológiai előadás azt igazolja, hogy Lengyelországban a balneo-

lógiai és bioklimatológia problémáival, idevágó megfigyelésekkel és kutatásokkal igen sokan és eredményesen foglalkoznak. Ez a jelentős fejlődés Magyarországon is időszerűvé teszi a humán-biometeorológiai kutatások szélesebb alapokra helyezését, amely megvalósulása esetén módot ad majd, a szintén fejlett csehszlovák biometeorológiai szolgálattal is együttműködve, a középeurópai gyógy- és üdülőhelyterápiai lehetőségek kiterjedt kiaknázására.

A figyelmes és fáradhatatlan rendezőgárda *St. Liman* főtitkárral az élén számos, a szakmai programhoz csatlakozó kulturális esemény részeseivé tette a konferencia vendégeit. Az V. lengyel balneológiai és klimatológiai konferencia a legismertebb s a leginkább hatékony lengyelországi gyógy- és üdülőhelyek helyszíni tanulmányozásával ért véget. *(K. M.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG XXXV. KÖZGYŰLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1962. november 29-én tartotta évi rendes közgyűlését az Országos Meteorológiai Intézet kultúrtermében. A közgyűlést, amelyen a Társaság tagjai nagy számban jelentek meg, a betegsége folytán távolmaradni kényszerült *Hille* Alfréd helyett *Dési* Frigyes társelnök nyitotta meg.

Megnyitó szavai után *Aujeszky* László tartotta meg „*A tudományos prognosztika és a nagyközönség*" című előadását. Megállapította, hogy a meteorológia iránt érdeklődők száma évről évre növekszik. Ez az érdeklődés azzal magyarázható, hogy a meteorológia jövőbe tekintő, olyan tudomány, amely a világ minden államában naponta többször a lakosság minden rétegét érdeklő előrejelzéseket tesz közzé. A közvélemény ezen érdeklődés ellenére sem alkot magának helyes képet e tudományág teljesítőképességéről. A nagyközönségnek általában nincs tudomása a nagyméretű észlelői, adatfeldolgozó és laboratóriumi kutató munkáról, amely a meteorológiai szolgálat különféle ágaiban folyik és amely munka megelőzi a prognosztikát. Az alapkutatások nélkül az előrejelzés nem finomodhat, nem fejlődhet megfelelő mértékben.

A gyakorlat kérdéseire rátérve megállapította, hogy a napi előrejelzések az esetek többségében helyesek, vagy csak jelentéktelen mozzanatokban hibásak. De előállhatnak olyan légköri helyzetek, amelyekben a prognózis *szükségképpen hibássá* válik. Az egymással szomszédos államokban egymástól függetlenül dolgozó előrejelző szolgálatok mindegyike általában jó prognózisokat ad, de vannak napok, amelyeken minden szolgálat ugyanazt a hibát követi el. Nyilvánvaló, hogy ilyen esetekben nem a prognóziskészítők személyes hibájával állunk szemben, hanem a légkör állapotának gyors átalakulásáról van szó. Az előrejelzés fejlődése a numerikus prognózis bevezetése felé halad, ahol elektronikus számítógépek segítik a meteorológus munkáját.

A mezőgazdaság és a népgazdaság számos területén mind nagyobb mértékben veszik igénybe az előrejelző szolgálatot, nem egy esetben többet is várnak tőle, mint amennyit tudományágunk mai lehetőségei mellett nyújtani lehet.

A meteorológiának, mint tudománynak szolgálatában ma a legfontosabb feladatunknak tekinthető annak széles körű tudatosítása, hogy a légkör igen bonyolult folyamatok színhelye. Ezen folyamatok jövő fejlődése csak bizonyos valószínűséggel adható meg. Tapasztalat szerint a beválás valószínűsége elég nagy. Ez a tény az előrejelzések használható voltát bizonyítja s a velük szembeni teljes bizalmat indokolja — hangsúlyozta előadásának befejezéseként *Aujeszky* László.

Főtitkári jelentésében *Szakály* József összefoglalta a Társaság 1962. évi működését, amely különösen az előadások színvonala és látogatottsága terén mutathat fel számottevő eredményeket. A Társaság egyik célja az, hogy előmozdítsa a fiatal szakemberek munkásságának a nyilvánossággal való megismertetését. E törekvés valóra válását igazolja az elmúlt évben a Társaság előadóinak névsora.

Nem kielégítő mértékben valósult meg az évi tervekből a rokonszakmákkal és egyesületekkel tervezett együttműködés, a programok egyeztetése, mindamellett a Társaság a maga részéről ezen a téren is megtette a szükséges lépéseket. Az Agrártudományi Egyesülettel közösen előkészített ankétot azonban el kellett halasztani.

Az ez évi, Veszprémben tartott vándorgyűlésről szólva megállapította a főtitkár, hogy a vándorgyűlés iránt az előző évekhez képest a Társaság tagjai, és a helybeliek részéről is, mérsékeltebb érdeklődés volt tapasztalható. Sajnálatosan csökkent a Társaság által meghirdetett pályázatok iránti érdeklődés is. E jelenségek oka részben — a főtitkár szerint — a meghirdetés módjában keresendő, s e körülmény feltétlenül a Társaság keretében a szervező munka megjavítását sürgeti, minden területen.

A főtitkári jelentés fölötti vita során *Béll* Béla javaslatot terjesztett a közgyűlés elé a pályázatok eredményesebbé tétele, valamint a vándorgyűlések színvonalának, elsősorban látogatottságának emelése érdekében. A Meteorológiai Társaság vándorgyűlésének az adott hely kulturális eseményévé kell válnia. Az utóbbi évek vándorgyűlésein a helyi szakkörök paszivitása volt tapasztalható, sőt a Társaság tagjainak érdeklődése is csökkent. Az előadások tárgyának helyesebb megválasz-

tása, külföldi vendégek, esetleg előadók meghívása nemzetközi jelleget adhatna a vándorgyűléseknek, színvonalukat is bizonyára emelné, ugyanakkor a helyi szakkörök érdeklődését is jobban fölkelthetné. *Kozma* Béla a pályázatok eredményesebbé tétele érdekében az irodalmi pályázatok témakörének elméleti meteorológiai területre vonatkozó kiterjesztését javasolta.

Örömmel vette tudomásul a közgyűlés azt a bejelentést, amely szerint a pécsi vándorgyűlés előadásait tartalmazó kiadvány elkészült és az a Társaság titkárságán igényelhető.

A gazdasági bizottság jelentése szerint a Társaság pénzügyei alapszabály és az évi terv szerint rendben vannak. Végleges zárszámadás csak a költségvetési év végén adható. A közgyűlés a gazdasági bizottság részére a felmentvény megadásának és a végső jelentés elfogadásának jogát a választmányra ruházta.

Az alapszabály értelmében a Társaság választmánya egyharmadának újraválasztására került sor. A jelölő bizottság javaslatával egyetértésben a közgyűlés nyílt szavazással döntött és *Berkes* Zoltán, *Csaplak* Andor, *Láng* Sándor, *Papp* László, *Ozorai* Zoltán, *Flórián* Endre, *Kéri* Menyhért, *Takács* Lajos, *Hajósy* Ferenc, mint eddig is aktív választmányi tagok, kerültek vissza a választmány tagjai sorába.

A Steiner Lajos-emlékérmet odaítélő bizottság javaslata alapján az 1962. évi emlékérmet *Takács* Lajosnak, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. osztályvezetőjének nyújtotta át *Aujeszky* László társelnök. *Takács* Lajos negyedszázados működése során az éghajlatkutatásban, különösen a sugárzás kutatásában ért el kiemelkedő eredményeket. Ezenkívül a műszerfizika művelésében és tudományágunk népszerűsítése terén is eredményesen munkálkodott. Szaktanulmányai bel- és külföldön egyaránt ismertté tették nevét. Mint a Meteorológiai Társaság tevékeny tagja, több értékes előadást is tartott a Társaságban.

Többéves mulasztást pótolt az elnökség, amikor elkészítette és kiosztotta az 1951. óta odaítélt, de át nem adott Steiner Lajos-emlékérmeket, amelyeket most a közgyűlés ünneplése közben nyújtott át az elnöklő Aujeszky László *Bodolai* István (1951), *Béll* Béla, *Berkes* Zoltán, *Ozorai* Zoltán (1952), *Kérdő* István (1953), *Hajósy* Ferenc, *Wagner* Richárd, *Bodócs* István, *Berényi* Dénes (1955) és *Simor* Ferenc (1958) tagoknak.

A Magyar Meteorológiai Társaság emléklapját *Hegedűs* Imre, a szegedi meteorológiai állomás észlelője kapta, 35 évi hűséges meteorológiai megfigyelő munkájának elismeréseként.

A „Róna Zsigmond szakirodalmi pályázat és fényképpályázat" eredményeiről a bíráló bizottságok terjeszették elő jelentésüket a közgyűlésnek. A szakirodalmi pályázatra összesen egy pályamű érkezett, amelynek tárgya hasznos kísérlet elsősorban a műszaki porvédelem gyakorlati célkitűzései szempontjából. A dolgozat hazai vonatkozásban úttörő munkának számít, ezért a közgyűlés, elfogadva a bíráló bizottság javaslatát, *Ács* Ferencet (Budapest, Beloiannisz Híradástechnikai Gyár, Klímalaboratórium) „*Szilárd légszennyezők (porok) makro- és mikroklimatizációval összefüggő problémái és mérési kérdései*" című dolgozatáért 1000 forint pályadíjban részesítette.

A fényképpályázatra 3 pályázó 13 képet küldött be. A szakmailag ugyan kifogástalan képek technikailag gyengébb kivitele miatt az I. díj nem került kiadásra. A 200 forintos II. díjat *Brechner* László (Veszprém) „Zuzmara terhe alatt eltört akácbokor"; a 2 drb egyenként 100 forintos III. díjat *Szentkúthy* Istvánné (Budapest) „Hócsendélet" és „Hó és köd"; a 2 darab egyenként 50 forintos IV. díjat *Brechner* László (Veszprém) „Sugarak", és *Bendes* Imre (Budapest) „Tapadó hó" című képe kapta.

Végül a Magyar Meteorológiai Társaságban tartott előadásaiért a közgyűlés *Kérdő Istvánt*, *Adámy* Lászlót és *Hille* Alfrédot, a Társaság célkitűzéseinek megvalósítása érdekében végzett társadalmi munkájukért pedig *Valent* Erzsébet, *Pacséri* Katalin, *Végh* Elek, *Nagy* Árpád, *Falkai* Sándorné, *Máté* Gyuláné és *Krizsán* György társasági tagokat pénzjutalomban részesítette.

A közgyűlés *Aujeszky* László társelnök zárszavával fejeződött be. *(V. E.)*

*

STATISZTIKAI ANALÍZIS ÉS ELŐREJELZÉSI SZEMINÁRIUM PÁRIZSBAN

A WMO európai regionális egyesülésének harmadik ülésszakán hozott határozatnak megfelelően 1962. október 8—20. között került megrendezésre az Interregionális Statisztikai Analízis és Előrejelzési Szeminárium Párizsban. A magyar meteorológiai szolgálatból *Ambrózy Pál* tud. munkatárs vett részt ezen az összejövetelen.

A szeminárium célja eredetileg az volt, hogy a résztvevőket tájékoztassa a legújabb matematikai statisztikai módszerekről a meteorológiai analízis és előrejelzés területén, valamint, hogy segítséget nyújtson e módszerek gyakorlati elsajátításában. Az ülésszak során azonban főképpen az első szempont uralkodott és, mint azt az elnöklő norvég professzor, *C. L. Godske* hangsúlyozta is, a szeminárium résztvevői egyaránt voltak hallgatók is, előadók is, mivel csaknem mindenki hozzájárult előadással vagy beszámolóval a szeminárium sikeréhez.

25 országból 43 képviselő vett részt az előadásokon. A résztvevők munkaterülete meg-

lehetősen eltérő volt: klimatológusok, távelőrejelzők, repülőtéri szinoptikusok, dinamikus meteorológiával foglalkozók egyaránt találhatók voltak. Talán ez a foglalkozásbeli nagy változatosság mutat rá legjobban arra a tényre, hogy a matematikai-statisztikának milyen fontos szerepe van a meteorológia csaknem minden ágában.

Az előadások plenáris üléseken hangzottak el. Ezenkívül három alkalommal munkacsoport-értekezletre is sor került. Három munkacsoport alakult, az elsőt, melynek fő témája a klimatológia volt, *Godske* professzor vezette. A második csoportban a felsőbb matematikai statisztikában járatos résztvevők gyűltek össze, ennek vezetője *F. G. Miller* (USA) volt. Végül a harmadik csoport *H. Eriksson* (Svédország) vezetésével a statisztikai módszerek előrejelzésben való felhasználásáról tárgyalt.

A szeminárium első hetében főképpen a matematikai statisztika különböző módszereiről volt szó. *Godske* négy előadásban összefoglalta a matematikai statisztika legfontosabb elemeit (leíró statisztika, különféle gyakorisági eloszlások, statisztikai próbák stb.), majd *Eriksson* a grafikus regressziós módszerekről és más, a meteorológiában használatos alapvető statisztikai eljárásokról adott összefoglalást (verifikáció stb.). Lényegesen modernebb és a megértés szempontjából nagyobb matematikai felkészültséget igénylő statisztikai módszereket mutatott be *Miller*. Ugyancsak a bonyolultabb statisztikai módszereket tárgyalta a meteorológiai problémákban való felhasználhatóság céljából *Nordö* (Norvégia), *Hofmann* (NSZK) és *Sneyers* (Belgium).

A szeminárium második hetében került sor a rövid, közép és hosszú távú előrejelzések problémáinak tárgyalására, elsősorban a statisztikai módszerek felhasználásával kapcsolatban. Érdekes volt *Freeman* (Anglia) előadása a látástávolság statisztikai előrejelzéséről, *Cehak* (Ausztria) beszámolója a középtávú nyomáselőrejelzési módszerükről, valamint *Hofmann* lyukkártyarendszerhez hasonló analógiakereső eljárása. A nyomáselőrejelzések beválásának statisztikai vizsgálatát *Doneaud* román meteorológus előadása tartalmazta.

A munkacsoportok értekezletein általában az elhangzott előadásokkal kapcsolatban folytak viták, de e helyen számolt be több résztvevő a hazájukban folyó közép és hosszútávú statisztikai előrejelzési módszerekről. Ugyanitt ismertettük a Balatonnál használatos maximális zivataros széllökés előrejelzési módszerét, mint egyszerű, de tipikus példáját a statisztikai prognosztikai módszereknek (Fawbush—Miller módszere). Sajnos, a munkacsoport-értekezleteken gyakorlati foglalkozásokra nem került sor, mint pl. a WMO kairói vagy nicosiai tanfolyamán. A szeminárium e hiányosságát több résztvevő szóvá is tette.

Az egyik ülés alkalmával sor került azoknak a lehetőségeknek megvitatására, hogy a WMO milyen módon segíthet a meteorológusoknak a statisztikai analízis és előrejelzés legújabb módszereinek elsajátításában és alkalmazásában. A javaslatokat végleges formájukban a szeminárium vezetősége juttatja el a WMO-nak.

Két alkalommal szakmai látogatásra került sor. A résztvevők megtekintették a francia rövid és hosszútávú előrejelző szolgálatot, valamint az IBM párizsi székházát, ahol több nagy kapacitású elektronikus számítógépet mutattak be. *(A. P.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA

1962. október 4-én tartott ülésén *Hille* Alfréd, az MMT elnöke, leszűrve a veszprémi vándorgyűlés tanulságait, foglalkozott az 1963. évi vándorgyűlés terveivel, majd *Szakály* József főtitkár számolt be a Társaság tagjainak külföldi tanulmányútjairól. Az elnöki és főtitkári tájékoztatót a Választmány jóváhagyva bizottságokat küldött ki a szakirodalmi és a fényképpályázatok elbírálására, valamint a Steiner Lajos-emlékérem idei esztendőben történő odaítélésére, továbbá a XXXV. közgyűlésen esedékes tisztújítással kapcsolatban a jelölések elvégzésére.

Tudomásul vette a Választmány a főtitkárnak a nemzetközi agrometeorológiai konferencia tervéről tartott ismertetőjét és az 1963. évi költségvetéssel kapcsolatos előterjesztését. A Választmány felkérte az elnökséget, hogy az 1964. évi munkaterv összeállítását már most kezdje meg, hogy a Társaság jelentősebb tudományos megmozdulásain külföldi vendégek, ill. kiküldöttek részvétele kellő időben előkészíthető legyen. Végül a Választmány *Nagy* István György honvédhadnagyot (Budapest) és *Ispánovits* István budapesti középiskolai tarnát a Társaság tagjai sorába fölvette.

A Választmány *1962. november 15-én tartott ülésén* kegyelettel emlékezett meg az 1962. november 8-án elhunyt H. *Philipps* professzorról, a Német Meteorológiai Társaság elnökéről, majd meghallgatta s megvitatta az 1962. évi szakirodalmi és fényképpályázatok bíráló bizottságainak jelentését és döntött a díjak kiadásáról, továbbá a Steiner Lajos-emlékérem odaítéléséről, valamint előkészítette a közgyűlés tárgysorozatát. Megvitatta a A Választmány az 1963. évi vándorgyűlésterveit. A vita során *Béll* Béla mielőbbi döntést javasolt ez ügyben, majd felvetette az osztrák, csehszlovák, lengyel meteorológiai társaságok meghívását a Társaság vándorgyűléseire.

A Választmány úgy határozott, hogy ezt a kérdést is a közgyűlés elé terjeszti. *(V. E.)*

A METEOROLÓGIAI TÁVKÖZLÉSI MUNKACSOPORT ELSŐ ÜLÉSE

A Szófiai Igazgatói Konferencia, amelyről lapunk hasábjain már beszámoltunk (65. évf. 315. old., 1961.), állandó munkacsoportot hozott létre a konferencián részvevő meteorológiai szolgálatokat összekötő géptávíró hálózatok működésének egységesítése, a hiányosságok kiküszöbölése érdekében, valamint egyéb távközlési kérdések megvitatása és megoldása céljából. A munkacsoport állandó elnökének tisztségét Ing. M. *Novotny*val, a Csehszlovák Hidrometeorológiai Szolgálat főosztályvezetőjével töltötték be. Az elnök 1962. november 6-ra *Prágába* hívta össze a munkacsoport első ülését. A jelzett napon a Prága melletti Komoranyban, a Csehszlovák Szinoptikus és Távközlési Szolgálat központi székházában ültek össze a delegátusok, mégpedig számszerint az elnökkel együtt nyolcan. A Csehszlovák Szocialista Köztársaság és az NDK szolgálatát 2—2, a Lengyel NK, a Szovjetunió és a Magyar NK szolgálatát pedig 1—1 fő képviselte. A román és bolgár szolgálat képviselője nem tudott megjelenni az ülésen.

A munkacsoport kilenc tárgyalási napot tartott. A megbeszélések lefolyásáról és eredményeiről 9 jegyzőkönyvet, 10 ajánlást és ezekhez csatolt 9 mellékletet készítettek.

Az első napirendi pontként a repülésmeteorológiai adatok továbbítására szolgáló ún. SOAS-hálózat problémáit vitatták meg. Ezzel kapcsolatban 5 ajánlás készült el, s ezekben lefektették a SOAS üzemi szabályzatát, amely minden szolgálatra kötelező. Csak ennek megtartásával biztosítható, hogy valamennyi nemzetközi repülőtér meteorológiai állomása megkapja a szükséges repülésmeteorológiai jelentéseket. Ez az adatmennyiség jelenleg a következő: óránként 145 repülőtér 253 (félórás, ill. órás) AERO-jelentése és háromóránként 161 repülőtér TAF jelentése. Ehhez társulnak még a nem rendszeres AMEND TAF, SIGMET és vihartáviratok. A jelentések száma a jövőben még emelkedni fog. A SOAS hálózat technikai nehézségek miatt még nem épült ki teljesen. Remélhetőleg a közeljövőben felszerelik a hiányzó vonalakat, s akkor valamennyi SOAS központhoz tartozó nemzetközi repülőtereken rendelkezésre fog állni a fenti anyagmennyiség.

A második napirendi pontban a munkacsoport megtárgyalta az alapmeteorológiai jelenségeket továbbító ún. SOMS hálózat problémáit. Ebben a tárgykörben három ajánlás készült el, többek között az üzemi szabályzat, amely némely pontjában eltér a SOAS üzemi szabályzatától, tekintettel arra, hogy a SOMS hálózat a nyugateurópai IMTNE hálózattal, a SOAS pedig a MOTNE-vel kooperál.

A harmadik napirendi pont alá tartoztak a rádiós géptávíróadások problémái. A munkacsoport elhatározta, hogy a varsói (RTT) adásokat kibővítik, s megtárgyalták a jelenlegi vételi nehézségek kiküszöbölésének lehetőségeit. Hasonlóképpen megvitatásra kerültek az államainkon belüli képtávíró (fakszimile) adások programjai, és az adások kibővítése. Külön napirendi pont volt a távlati fejlesztési terv megbeszélése. Végül a munkacsoport ügyrend-tervezetet dolgozott ki, ennek keretében a csoport orosz nyelvű elnevezéséből összeállította az RGMT rövidítést.

A tárgyalásoknak három hivatalos nyelve volt: cseh, orosz és német. A tárgyalások ennek ellenére sem húzódtak nagyon el, mert szimultán tolmácsolás folyt. A berendezést a Csehszlovák Szolgálat technikusai készítették és szerelték fel, s mindvégig kitűnően működött. Az ülés mintaszerű megrendezéséért, valamint az igazán kellemes munkakörülmények biztosításáért a Csehszlovák Szolgálatot köszönet illeti. *(O. Z.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA

1962. október 18-án előadó ülést tartott a Technika Házában, amelyen *Kérdő* István, az ORFI tudományos munkatársa ismertette kutatásait a „*Meteorológiai tényezők hatásának vizsgálata a vegetatív tónusra*" c. előadásában. Az előadó az általa kidolgozott ún. vegetatív index segítségével nagyobb számú betegen két hónapon keresztül a napról-napra bekövetkező változásokat vetette egybe a frontátvonulásokkal, a talajmenti és a troposzféra magasabb szintjein mutatkozó légtömegekkel, valamint a mindenkor fennálló makroszinoptikus időjárási helyzetekkel. Kimutatta, hogy a szervezet *serkentő folyamatait* — többek között — talajmenti és a troposzféra különböző, magasabb szintjeinek szubtrópusi légtömegei, valamint a felsiklási frontok *fokozzák*, míg a betörési frontok, a szárazföldi hideg, a sarkvidéki és tengeri hideg levegőfajták a *gátlási folyamatokat* befolyásolják nagymértékben.

Az igen figyelemre méltó előadást vetített ábrák és táblázatok tették színessé. Az előadás után kialakult élénk vitában *Aujeszky* László és *Bacsó* Nándor meteorológiai, *Dellamartina* Ferenc, *Takáts* István, *Predmerszky* Tibor pedig orvosi szemszögből méltatta az előadást. *Tardos* Béla, *Berkes* Zoltán, *Örményi* Imre, *Szép* Iván és J. *Hensel* professzor (Pozsony) felszólalása mind megegyezett annak megállapításában, hogy az előadó igen megbízhatónak látszó módszert dolgozott ki, amely a meteorobiológiai kutatások terén eredményesen alkalmazható. A jól sikerült előadó-ülés a Szakosztály elnökének, *Schulhof* Ödön professzornak elismerő szavaival ért véget.

A Szakosztály 1962. november 8-i ülésén — ugyancsak a Technika Házában — *Balogh* László, a kékestetői állami gyógyintézet fő-

orvosa, *a levegő komplex jódtartalma és a patkány hőháztartása közötti összefüggésről* tartott előadást. Vázolta a levegő jódtartalma mérésének eddigi eredményeit, majd rátért azoknak a kísérleteknek az ismertetésére, amelyek a jódtartalom és a kísérleti állatok hőháztartása közötti kapcsolat felderítésére irányultak. Kitűnt, hogy a maritím és kontinentális levegőfajták eddig is ismert, különböző mennyiségű gáznemű átlagos jódtartalmán kívül van a légkörben komplex kötésben levő, hamvasztás útján kimutatható jód is, amelynek hatása alatt a levegő jódtartalma és az állat hőtermelése között az összefüggés fordítottan arányos. Maritím levegőnél az állat inkább szimpatikus tónust mutat, míg a több komplex jódot tartalmazó kontinentális levegőben az állat vegetatív idegrendszere a paraszimpatikus tónus felé tolódik el. Az előadást élénk vita követte, amelyben *Aujeszky* László, *Berkes* Zoltán, *Hille* Alfréd, *Örményi* Imre, *Szakály* József és az ülést vezető *Kérdő* István vettek részt. *(Ö. I.—H. A.)*

*

A DUNABIZOTTSÁG HIDROMETEOROLÓGIAI SZAKÉRTŐI ÉRTEKEZLETE BUDAPESTEN

A hajózásban mindig nagyobb szerepe van a folyami vízállások előrejelzésének. Különösen nagy a jelentősége a Dunán, amelynek vízállása, mivel a folyam különböző éghajlatú területeken halad keresztül, nagyon változó. A Duna felső folyásán elsősorban az Alpok hóolvadása, továbbá a nagy csapadékok befolyásolják erősen a vízállást. Alsóbb szakaszain a folyam nagyobb vízmennyisége és a mellékfolyók különböző vízszállítása következtében már egyenletesebb a vízjárás, de azért itt is fordulnak elő zavarok a hajózásban (pl. a Vaskapu vidékén az idei évben az alacsony vízállás következtében).

Mivel a vízállást befolyásoló tényezők elsősorban hidrometeorológiai természetűek, már 1960 májusában tárgyalások folytak e kérdésben a Dunabizottságban. Akkor a hidrometeorológiai állomáshálózat kérdései állottak az előtérben, míg az idei, 1962. október 15—19. között Budapesten tartott tanácskozásokon már a hajózásra veszedelmessé váló jelenségekről volt szó, továbbá a közlés módszereit beszélték meg. Így veszedelmesnek minősül a hajózásban a 11—13 m/sec-os szél, vagy az 500—1000 m-en aluli látástávolság. A kérdésekről végleges formában a Dunabizottság XXI. ülése fog dönteni az 1963. évben.

Az Országos Meteorológiai Intézet részéről *Aujeszky* László, *Hajósy* Ferenc és *Szepesi* Dezső vett részt a bizottság ülésein. *(H. F.)*

AEROSZOL KONFERENCIA CSEHSZLOVÁKIÁBAN

A Csehszlovák Tudományos Akadémia Fiziko-kémiai Intézete és a Csehszlovák Kémiai Társaság közösen rendezte meg *Liblicében* 1962. október 8-tól 13-ig első nemzeti aeroszol konferenciáját. A konferenciára számos külföldi vendéget hívtak meg mind a szocialista, mind a nyugati országokból. Magyarországról a Magyar Meteorológiai Társaság kiküldöttjeként *Mészáros* Ernő az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa vett részt az ülésen.

Az előadásokat az első napi plenáris ülésen kívül a következő szekciókban tartották: az aeroszolok fiziko-kémiája, radioaktív aeroszolok, aeroszolok a meteorológiában, ipari aeroszolok, mezőgazdasági aeroszolok és végül az aeroszolok biológiai hatásai.

A plenáris ülés előadásaiból meteorológiai szempontból kiemelkedett *A. Goetz* (USA) és *S. K. Friedlander* (USA) professzorok előadása: *„Az aerokolloidok szerepe az alacsonylégkörben"*, illetve *„A légköri aeroszolok nagyság szerinti eloszlásának hasonlósági elmélete"*. A főleg szűrési és részecskefelfogási kérdésekkel foglalkozó fiziko-kémiai szekcióból *K. Spurny* (Csehszlovákia) előadása említhető meg, mely a csehszlovák ultramembrán szűrők működésével és felfogási hatékonyságával foglalkozott.

A számos érdekes ötletet (pl. a rádióizotópok alkalmazása az aeroszológiában) és problémát (pl. a radioaktivitás függése a részecskenagyságtól) felvető radioaktív szekció ülése után került sor a meteorológiai jellegű előadásokra. *J. Podzimek* (Csehszlovákia) jó áttekintést nyújtó bevezetője után *(„Az aeroszolok jelentősége a meteorológiában")* az előadások főleg a légkörben lebegő szilárd és cseppfolyós részecskék kémiai jellegének, nagyságának és koncentrációjának talajközeli és repülőgépes mérésével foglalkoztak. Ezek a mérések a levegő szennyezettségének vizsgálatán kívül, a légkörben végbemenő kondenzáció és csapadékképződés szempontjából jelentősek. Ebből a tárgykörből tartott előadást *Mészáros* Ernő is *„A légköri klorid-részecskék koncentrációjának mérése"* címmel. Különösen figyelemre méltó volt *F. Anyž* és *M. Prokop* (Csehszlovákia) beszámolója a csehszlovák ezüstjodid-generátorral kapcsolatos munkákról, illetve a ködcseppek felfogásáról.

Az ipari szekció az aeroszolok légkörbekerülésének megőrzésével — itt ki kell emelnünk a francia *A. P. Avy* előadását —, míg a mezőgazdasági és biológiai szekció az aeroszolok növényvédelmi és gyógyászati kérdéseivel foglalkozott. *(M. E.)*

63.0110
Athenaeum Nyomda, Budapest

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója
Megjelent 900 példányban

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

Dési, F.: Einige Fragen der numerischen Wettervorhersage (Deutscher und englischer Text) 321

Čadež, M. (Beograd): Air Flow in a Variable Pressure Field (English and Hungarian Text) 328

Czelnai, R.: Taking into Account Thermal Lag in Planning of Measuring Systems (Hungarian and English Text) 336

Berkes, Z.: Precipitation-Yielding Efficiency of Nebulosity in Europe (English and Hungarian Text) 345

Bodolai, I.—B. Jakus, E.: Average Distribution of the Components of Local Temperature Variation in the Lower Troposphere during the Summer Period 349

Péczely, G.: Development of a Local Wind System over the Metropolitan Area of Budapest 354

B. Jakus, E.—Götz, G.: Mesometeorology and the Possibilities of Forecasting Local Phenomena 361

APPLIED METEOROLOGY

Szalai, G.: Frequencies and Probable Durations for Winds of Given Velocities in the Hungarian Lowlands 367

CHRONICLE 376