

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), BAUR, F. (Bad Homburg), BERGERON, T. (Uppsala), BESSEMOULIN, M. J. (Paris), BODOLAI I. (Budapest), BOSSOLASCO, M. (Genova), BÖHME, W. (Potsdam), BUDYKO, M. I. (Leningrad), ČADEŽ, M. (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi), DONEAUD, A. (București), GÖTZ G. (Budapest), HROMOV, SZ. P. (Moszkva), JAHO, S. (Tirana), KONČEK, M. (Bratislava), KOZÁK B. (Budapest), KRASZTANOV, L. (Szófia), LOGVINOV, K. (Kijev), MÄDE, A. (Halle/Saale), VAN MIEGHEM, J. (Bruxelles), NGUYEN-XIEN (Hanoi), OKOLOWICZ, W. (Warszawa), PASZYNSKI, J. (Warszawa), PÉCZELY GY. (Szeged) RÁKÓCZI F. (Budapest), STEINHAUSER, F. (Wien), STELCZER K. (Budapest), SZEPESI D. (Budapest), TAKEUCHI, K. (Osaka), TUVDENDORZS D. (Ulan-Bator), VITEK, V. (Praha), WHITE, R. M. (Rockville).

ELNÖK:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

78. ÉVFOLYAM

4

1974. JÚLIUS—AUGUSZTUS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

78. ÉVFOLYAM

4

1974. JÚLIUS—AUGUSZTUS

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI

G. BIZIC, a Román Népköztársaság Meteorológiai és Hidrológiai Intézetének főmunkatársa, *Bukarest*; PÉCZELY GYÖRGY, a földtudományok doktora, tszv. egy. tanár, József Attila Tudományegyetem Éghajlattani tanszék, *Szeged*; J. KALPASANOV és G. KURCSATOVA, a szófiai Közegészségügyi és Munkavédelmi Tudományos Kutató Intézet munkatársai, *Szófia*; GÖTZNÉ SZALAY GABRIELLA, a Központi Meteorológiai Intézet tud. főmunkatársa, *Budapest*; MOLNÁR LÁSZLÓ tud. munkatárs, Távközlési Kutató Intézet, *Budapest*; JUSTYÁK JÁNOS kandidátus, a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének tszv. docense, *Debrecen*; TAR KÁROLY egy. tanársegéd, a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének munkatársa, *Debrecen*; FELMÉRY LÁSZLÓ dr., az Eötvös Lóránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékének adjunktusa, *Budapest*; FEKETÉNÉ NÁRAI KATALIN, a Központi Légekfizikai Intézet tud. munkatársa, *Budapest*; W. SCHRÖDER dr., a Bréma-Rönnebecki Geofizikai Állomás tud. munkatársa, *Bremen-Roennebeck*.

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Bizic G.: A Kárpátok hatása a transzverzális szelek sebességprofiljára (francia nyelven)	197
Péczely Gy.: Havi és évi középhőmérsékletek változékonysága a Földön (angol nyelven)	202
Kalpasanov, J.—Kurcsatova, G.: Meteorológiai tényezők hatása néhány légszennyezőanyag koncentrációjára Szófiában (német nyelven)	210
Szalay G.—Molnár L.: A konvektív aktivitás időbeli alakulásának előrejelzése tanuló algoritmusok segítségével	214
Justyák J.—Tar K.: A keleti, a nyugati lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen és globálsugárzás kapcsolata	228
Felméry L.: A fotoszintézisben aktív sugárzás mennyisége a tenyészidőszakban. . . .	235
Nárai K.: Az effektív kéménymagasság meghatározása	240
Schröder, W.: Mezoszférikus cirkuláció és éjszakai világítófelhők (angol nyelven) . . .	247

K r ó n i k a

Réthy Antal 95 éves (Zách A. — Szakály J.) — Ján Danč (1903—1974) (Zách A.) — Viktor Antonovics Bugajev (1908—1974) Sz. P. Hromov — Meteorológusok kormánykitüntetése (Lőrincz A.) — Légszennyeződési konferencia Párizsban (Mészáros E.) — Levegőtisztaság védelmi előadás a Tokiói Magyar Gazdasági Napokon (Szepesi D.) — Joana Marinel tanulmányútja Magyarországon (Rákóczi F.) — Numerikus prognosztikai tanulmány út a Német Demokratikus Köztársaságban (Farágó T.) — Gulyás Ottó Kandidátus értekezésének vitája (Götz G.) — Az ELTE Tudományos Diákkörének beszámolója a Magyar Meteorológiai Társaságban (Rákóczi F.)

250

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Bizic, G.</i> : Influence des Carpates sur le profil des vitesses des vents transversaux (Texte Français)	197
<i>Péczy, G.</i> : Variability of Monthly and Annual Mean Temperatures on the Earth (English Text)	202
<i>Kalpasanov, J.—Kurcsatova, G.</i> : Der Einfluss mancher meteorologischen Faktoren auf die Verunreinigung der atmosphärischen Luft in Sofia (Deutscher Text)	210
<i>Szalay, G.—Molnár, L.</i> : Prediction of the Temporal Development of Convective Activity with the Help of Learning Algorithms	214
<i>Justyák, J.—Tar, K.</i> : Relation between Direct and Global Radiation Arriving at Western and Eastern Slopes and Horizontal Surfaces	228
<i>Felméry, L.</i> : The Proportion of Global Radiation Taking an Active Part in Photo- synthesis During the Breeding Season	235
<i>Nárai, K.</i> : Determination of the Effektive Stack-Height	240
<i>Schröder, W.</i> : Mesospheric Circulation and Noctilucent Clouds (English Text)	247
Chronicle	250

Influence des Carpates sur le profil des vitesses des vents transversaux

G. BÍZÍC, *Institut de Meteorologie et Hidrologie, Bucarest*

A Kárpátok hatása a transzverzális szelek sebességprofiljára. A Kárpátok láncolatán nyugat, észak-nyugat s észak felől áthaladó szelek sebességadatai alapján e paraméter struktúrájának négy profilját kaptuk meg. E profilokat analizálva megállapíthatjuk, hogy a légköri áramlatok a Kárpátok hegyláncainál deformálódnak, s a deformáció mértéke függ a hegytömegek magasságától, folyamatosságától, a lejtés hajlásszögétől és a hegyek közötti távolságtól is. Az akadályozott légrétegek vastagsága háromszorosa lehet a legkiemelkedőbb hegycsúcsok magasságának.

*

Влияние Карпат на разрез скорости поперечных ветров. С помощью данных, касающихся скорости ветров пересекающих цепь Карпатских гор с запада, северо-запада и севера, получены четыре разреза структуры этого параметра. Рассматривая эти разрезы можно заключить, что во время пересечения цепи Карпатских гор, атмосферные течения терпят деформации, пропорции которых зависят от формы крутизны склонов, от высоты и последовательности горных массивов, а также от расстояния между этими массивами. Мощность атмосферных затрагиваемых слоёв может превысить более трёх раз высоту самых значительных вершин.

*

Il est généralement connu que le relief de l'écorce terrestre peut agir, en fonction de l'altitude, l'orientation et la forme des pentes, sur la circulation atmosphérique jusqu'à de très grandes hauteurs. Les chaînes de montagnes influent sur la direction d'écoulement des courants, sur les masses d'air qui escaladent les montagnes et par l'intensification des processus atmosphériques modifient leur potentiel énergétique et pluvial.

Le déplacement des masses d'air au-dessus du territoire de la Roumanie est déterminé par l'activité des principaux centres bariques européens et influence par la disposition en espace de la chaîne carpatique. Dans les couches supérieures de la troposphère prédomine la circulation atmosphérique d'ouest.

Au moyen du matériel résulté des observations sur le vent qui s'effectuent couramment à des hauteurs différentes dans l'atmosphère en employant la radiosonde, le ballon-pilote et au niveau de 10 m la girouette Wild, on présente une analyse des particularités des courants qui traversent les Carpates de l'ouest nord-ouest et nord et dont les directions sont presque perpendiculaires sur la direction du déploiement de la chaîne carpatique.

Pour connaître l'influence de la zone moyenne des Carpates Orientales aux sommets parallèles, orientés perpendiculairement sur la direction des vents d'ouest, on a selecté des radiosondages de la station de Cluj les cas dans lesquels

le vent a eu jusqu'à la hauteur de 6000 m la direction ouest; pour les mêmes heures d'observation on a extrait les vitesses du vent enregistrées également aux stations de Tg. Mureș, Bacău et Iași.

A l'aide de ces mesurages et de ceux exécutés avec la girouette Wild aux stations de Joseni, Ceahlău-Toaca, Ceahlău-Munte, Ceahlău-Sat et Roman on a dressé, pour les mêmes circulations des masses d'air, le profil des vitesses moyennes des vents d'ouest le long du tracé Cluj, Tg.Mureș, Joseni, Toaca, Culmea Stînișoarei, Iași (fig. 1).

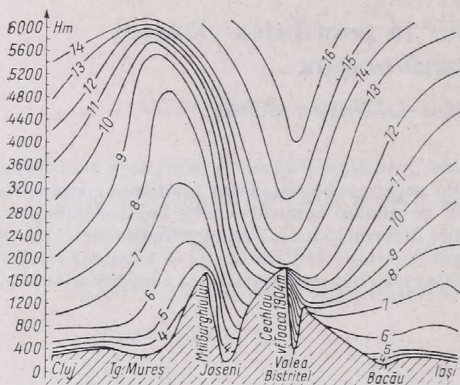


Fig. 1: Profil du vent d'ouest qui traverse les Carpates Orientales sur le tracé: les monts Gurghiuului, les monts Ceahlău, Culmea Stînișoarei

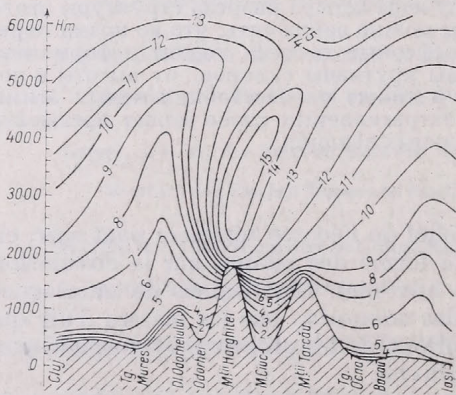


Fig. 2: Profil du vent d'ouest qui traverse les Carpates Orientales sur le tracé: Dealurile Odorheiului, les monts Harghitei, les monts Tarcăului

On a constaté en analysant cette section que la pente d'ouest des monts Gurghiuului forcent les courants à les escalader, en les déformant en même temps jusqu'à des altitudes dépassant 2000 m. De cette façon la vitesse de 6 m/s, qu'on enregistre dans la zone de Cluj, à des altitudes d'environ 750 m, sur le versant d'ouest des monts Gurghiuului est atteinte aux altitudes de plus de 2300 m.

On pourrait compter sur le fait qu'immédiatement au-dessus du niveau des sommets des monts Gurghiu et Ceahlău les isotaches indiquent une tendance laminaire des courants; cependant ce phénomène ne se produit pas. Encore est-il intéressant d'observer que l'influence directe des monts Gurghiu, se manifestant de façon évidente jusqu'à des altitudes dépassant légèrement 2000 m

prend de l'extension, se propageant graduellement jusqu'à plus de 6000 m. Au-dessus des monts Gurghiu la vitesse du vent augmente lentement jusqu'au niveau de 4800 m. Dès ce niveau les valeurs du gradient augmentent brusquement, de sorte que la valeur de la vitesse des courants déviés se rapproche de celle qui correspond au niveau respectif.

La ligne verticale le long de laquelle se produisent les inflexions des isotaches a une faible tendance d'inclinaison vers l'ouest. En analysant le profil de la *fig. 1* on aboutit à la conclusion que l'inclinaison de cette ligne vers l'ouest

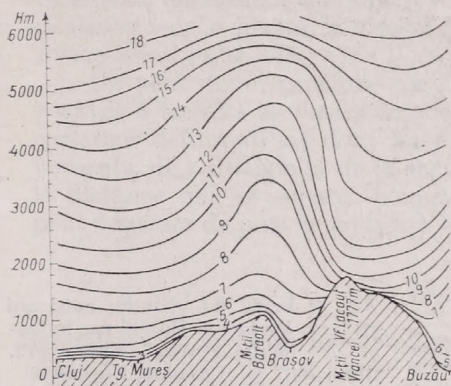


Fig. 3: Profil du vent du nord-ouest qui traverse les Carpates de Courbure sur le tracé: les monts Baraolt, Braşov, les monts Vrancei (Vf. Lăcăuţi, 1777 m)

est déterminée par les pentes d'ouest des monts Gurghiu, qui impriment aux courants la déformation initiale et par les pentes du massif Ceahlău qui amplifient ces courants.

Au-dessus du massif Ceahlău, où les isotaches acquièrent la descendance la plus prononcée, les vents d'ouest atteignent les plus hautes vitesses (> 13 m/s), mais le gradient de leur croissance a de petites valeurs.

En cette situation, les isotaches des versants sous le vent du Ceahlău sont interrompues par le versant d'ouest du sommet Stinişoara, mais l'altitude réduite de celui-ci (1100—1200 m) et la petite distance qui sépare les crêtes des deux montagnes ne favorisent plus la déformation des isotaches. Par ses caractéristiques, le relief de l'est du massif Ceahlău anihile considérablement les possibilités de déploiement des courants descendants qui pourraient engendrer des effets de foehn.

Un autre profil transversal réalisé sur la base des mêmes données de sondage, plus au sud (*fig. 2*), sur le tracé Cluj, Tg. Mureş, Odorhei, monts Harghita, Miercurea Ciuc, monts Tarcăului, Bacău, Iaşi, prouve qu'à mesure que l'altitude de la première proéminence qui déforme les lignes de courant est moindre et la différence entre celle-ci et la suivante est plus grande, la déformation des isotaches devient plus accentuée. En ces conditions (*fig. 2*), à mesure de l'accroissement de l'altitude la ligne unissant les points des isotaches s'incline vers la direction du vent, de façon qu'au-dessus du plus haut sommet prend naissance un noyau aux isotaches fermées et dont la section transversale est de forme allongée sur la verticale. Au centre du noyau les vitesses dépassent 15 m/s.

La dépression Ciuc et les monts Tarcău produisent des effets similaires à ceux qui ont lieu sur la vallée de Bistriţa (*fig. 1*), mais aux caractéristiques différentes.

Pour analyser la structure du champ de la vitesse des courants qui surmontent les Carpates de Courbure de la direction nord-ouest, on a sélectionné tous les cas lors desquels le ballon-pilote lancé de la station de Buzău a indiqué jusqu'à 6000 m la même direction. On a également extrait, pour les mêmes journées, les données résultées des sondages effectués aux stations de Braşov, Sibiu, Tg. Mureş.

Le profil réalisé (fig. 3) se caractérise par un relief aux dénivelations moins accentuées et aux pentes plus modérées.

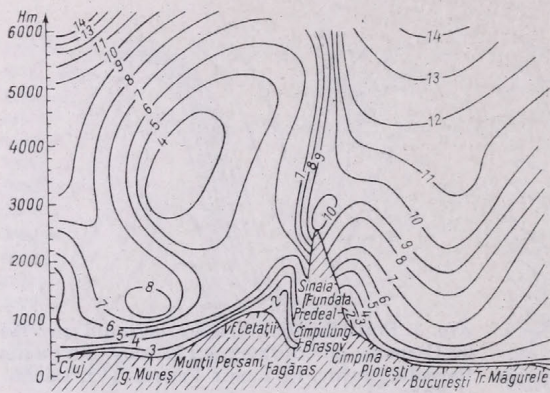


Fig. 4: Profil du vent du nord qui traverse les monts Bucegi sur le tracé: les monts Perşani, Bucegi (Vf. Omu, 2507 m), Cîmpina, Bucureşti

Au-delà des Carpates de Courbure les isotaches des courants du nord-ouest ont des gradients plus réduits et l'accroissement de la vitesse suivant l'altitude se produit plus uniformément. En ce cas aussi, les versants exposés des monts Vrancea interrompent les isotaches déviées sur les pentes de monts Baraolt. Par conséquent, les courants atmosphériques qui atteignent sur le sommet Lăcăuți, à 1777 m, la vitesse de 11 m/s, sont signalés en atmosphère libre, au-dessus des monts Baraolt à 4000 m, tandis qu'au-dessus du bassin de la Transylvanie à 2600—3000 m.

Pour vérifier les conclusions sur les déformations subies par les courants atmosphériques qui traversent les chaînes montagneuses, on a calculé les valeurs des vitesses moyennes des vents du nord sur des niveaux standard aux stations de Cluj, Tg. Mureş, Braşov, Predeal, Bucureşti, Tr. Măgurele. Aux stations mentionnées, on a employé lors des calculs les données obtenues des sondages du vent; aux autres stations situées sur le profil on a employé les observations effectuées à l'aide de la girouette. On a dressé un profil sur le tracé Cluj, Tg. Mureş, Vf. Cetăţii, Braşov, Vf. Omu, Cîmpina, Ploieşti, Bucureşti, Tr. Măgurele.

Dans ce cas l'effet de l'angle d'inclination des premières pentes du relief exposée au vent, devient encore plus évident. Il apparaît la déviation initiale, l'effet de la distance entre le sommet de la première hauteur jusqu'à la pente qui prélève cette déviation, ainsi que celui de la différence de hauteur entre la première et la seconde proéminence. La grande différence d'altitude entre les monts Perşani et les sommets des Bucegi, la petite distance qui les sépare et la pente entre la vallée de l'Olt et Vf. Omu concourent à la formation de certains contre-courants qui freinent l'écoulement de l'air au-dessus des sommets des montagnes vers le sud. Par suite, au-dessus de la zone située entre Tg. Mureş et Vf. Cetăţii, dans les couches atmosphériques situées entre 2000 et 5000 m les

vitesse diminuent jusqu'à des valeurs de moins de 4 m/s en formant un noyau d'isotaches fermé.

Les effets qui se produisent au-dessus du plateau de la Transylvanie engendrent une déformation tellement forte, qu'au-dessus du plus haut sommet les isotaches de 7 à 9 m/s ont une position à peu près verticale jusqu'à des hauteurs dépassant 6000 m.

La présence des monts Perșani (1105 m à Vf. Cetății) détermine dans les zones basses des pentes du nord des monts Bucegi une croissance des vitesses du vent en fonction de l'altitude plus lente, que dans la partie supérieure de celle-ci où le gradient est plus élevé. Sur le versant du sud, qui descend en pente continue vers la plaine, la vitesse du vent augmente de façon relativement uniforme selon l'altitude.

On peut donc conclure, sur la base du matériel analysé, que pendant le passage à travers la chaîne carpatique les courants atmosphériques subissent certaines déformations dont les proportions sont en fonction des pentes des versants, de l'altitude et de la succession des massifs montagneux ainsi que de la distance qui les sépare. L'épaisseur des couches atmosphériques affectées peut dépasser de plus de trois fois l'altitude des plus hauts sommets.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] *Buffault, L.*: Formation des rabbatants dans le massif du Mont Pilat. La Météorologie No. 75, p. 191—198, 1964.
 - [2] *Corby, G.A.—Sawier, J.A.*: The airflow over a ridge; the effects of the upper boundary and high level conditions. Quart. J.R. Met. Soc., 84, p. 25—37, 1958.
 - [3] *Scorer, R.S.*: Theory of airflow over mountains. II: The flow over a ridge. Quart. J.R. Met. Soc. 79, p. 70—83, 1953.
 - [4] *Suzuki, A.—Yabuki, K.*: The airflow crossing over the mountain range. Geophys. Mag. Tokyo, 27, p. 273—291, 1957.
 - [5] *Vancea, N.*: Scurgerea aerului deasupra munților și aspectele undelor datorate reliefului interesind aviația. Traducere și prelucrare de Vancea N., București, Institutul Meteorologic, 1968.
-

Variability of Monthly and Annual Mean Temperatures on the Earth

G. PÉCZELY, József Attila University, Faculty of Science, Szeged

Havi és évi középhőmérsékletek változékonysága a Földön. Földünk termikus rendszerének vizsgálatakor alapvető annak ismerete, hogy az átlaghőmérsékletekben tükröződő egyensúly milyen mértékű ingadozások eredőjeként jön létre. A hőmérséklet változékonyságát a hőháztartást befolyásoló teresztrikus tényezők (a földfe. szín anyagának heterogén volta, a lég- és tengeráramlások szállította hőenergiák) idézik elő. A tanulmány a januári, júliusi és évi középhőmérsékletek szórásának földgömbi rendszerét elemzi 377 állomás 1931—1960 közti adatai alapján (*I. ábra*). A szórás földgömbi eloszlását bemutató térképek (*2., 3., 4. ábrák*) és a szórás övezetes átlagait feltüntető grafikon (lásd az *5. ábra*) alapján megállapítható, hogy a hőmérsékleti közepek változékonysága legnagyobb a szubpoláris övezetekben. A szárazföldek fölött a szórás mintegy 20—50 százalékkal nagyobb, mint az óceáni területeken (*I. táblázat*). A legnagyobb változékonyság kialakulása az arktikus és antarktikus éghajlati frontokhoz kapcsolódik, s kimutatható, hogy az észak-ázsiai és észak-amerikai szubpoláris zónák nagy hőmérsékleti szórású területein télen a hőmérséklet-változások egyértelmű kapcsolatot mutatnak (*6. ábra*) ami arra utal, hogy e területek fölött az arktikus éghajlati front általában azonos egyidejű meridionális helyzetváltozást végez. Kimutatható az is, hogy a nagy hőmérséklet-változékonyság területein a középhőmérsékletek adatai aszimmetrikus eloszlásúak olyan értelemben, hogy a ritkábban fellépő, de nagy értékű pozitív anomáliák okozzák a jelentékeny szórás (*II. táblázat*). A trópusi övezetig előretörő hideg tengeráramlások (Humboldt- és Benguela áramlatok) is megnövelik a hőmérséklet szórását, amint az Dél-Amerika pacifikus partvidékén és Nyugat-Afrikának az Egyenlítőtől délre eső partszakaszán kimutatható.

*

Изменчивость средних месячных и годовых температур на Земле. При изучении теплового режима Земли необходимо знать, в качестве результирующей каких вариаций создается равновесие, отражающееся в средних температурах. Изменчивость температуры вызывается земными факторами, влияющими на тепловой баланс (неоднородность веществ, слагающих поверхность земли, тепловые энергии, транспортируемые воздушными и морскими течениями). В настоящей работе анализируется планетарная система разброса средних январских, июльских и годовых температур по рядам данных 377 станций за 1931—1960 гг. (*рис. 1*). По картам, иллюстрирующим планетарное распределение этого разброса (*рис. 2, 3, 4*) и по графику, изображающему зональные средние величины разброса (*рис. 5*), можно делать вывод о том, что средние температуры отличаются максимальной изменчивостью в субполярных зонах. Над материками разброс получается на 20—50% большим по сравнению с океаническими территориями (*таблица I*). Формирование максимальной изменчивости приурочивается к арктическим и антарктическим климатическим фронтам и можно показать, что в районах субполярных зон Северной Азии и Северной Америки, отличающихся большим разбросом температуры, для изменений температуры зимой характерна однозначная связь (*рис. 6*), что свидетельствует о том, что над этими районами арктический климатический фронт, как правило, выполняет одновременное меридиональное перемещение. Кроме этого обнаружено, что в районах с значительной изменчивостью температуры, ряды средних температурных данных характеризуются асимметричным распределением в том смысле, что значительный разброс обусловлен положительными аномалиями, возникающими реже, но достигающими высоких величин (*таблица II*). Холодные морские течения, проходящие до тропической зоны (течения Гумбольдта и Бенгелы) тоже увеличивают разброс температуры, как это можно видеть по тихоокеанскому побережью Южной Америки, а также по побережью Западной Африки южнее экватора.

*

The mean values of temperature counted from long series express a condition of equilibrium. This equilibrium is determined by the heat balance depending on solar and terrestrial factors. When studying the thermal system of the

Earth this equilibrium gives too a general information which must be completed with the knowledge of the amplitude the result of which is reflected in the mean values. Evidently if the surface were regarded homogeneous, the heat balance would be the dependant of solar factors only. In this case the equilibrium represented by the mean temperature would be stable in time, i. e. the mean temperature of a given month at a given place would be the same in every year. As our Globe is devided into land and sea surfaces, the heat balance is influenced by



Fig. 1: Station network

1. ábra: Állomáshálózat

the inhomogeneity of the surface; and that is why the transport of energy in the atmosphere and hydrosphere cannot be left out of the account. Necessarily fluctuations around the mean will form the grade of which shows a great variability at the different places of the Earth. So the cause of the fluctuations around the equilibrium state must lie in terrestrial factors of the heat balance.

To present the changing character of the monthly and annual mean temperatures the standard deviation is chosen from the mathematical-statistical parameters. The standard deviation of a series of mean M is:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - M)^2}{n}}$$

where x_i is the value of an optional member of the series and n is the number of the members in the series.

Precedents, the data of the present study

The standard deviation of the monthly and annual mean temperatures on the Earth was for the first time shown by *Exner* [1]. He in his study published 50 years ago counted the standard deviation from 20–30 year long series of 76 stations and presented the distribution of the standard deviation in February and August over the Globe. The study in question—due to the scanty station network—had only been able to give a very vague picture of the variability of the monthly mean temperatures, but it demonstrated the connection between the atmospheric action centers and the standard deviation of temperature and pointed to the role of sea and land surfaces. The aim of this study was to develop and to furnish with more details the above mentioned examination. The standard deviation of January, July and yearly mean temperatures is analyzed on the basis of 30 year long (1931–1960) series of 377 stations (*fig. 1.*) This quite dense station network gave the possibility of getting a more comprehensive picture about the variability of monthly and annual mean temperatures which has not been examined on a planetary scale since *Exner*.

It is important to note that there are some studies on the system of standard deviation of mean temperatures referring to the territory of the U.S.S.R., Europe and maps of the standard deviation of temperature counted from 58 year long series of 78 stations referring to the Northern Hemisphere up to the 30°N latitude are also available [2, 3]. It is well proved that values counted from 30 year long series are only slightly different from those counted from 60 year long ones.

Results

Figures 2, 3, 4 show the standard deviation of January, July and annual mean temperatures representing the thermal state of the two hemispheres.

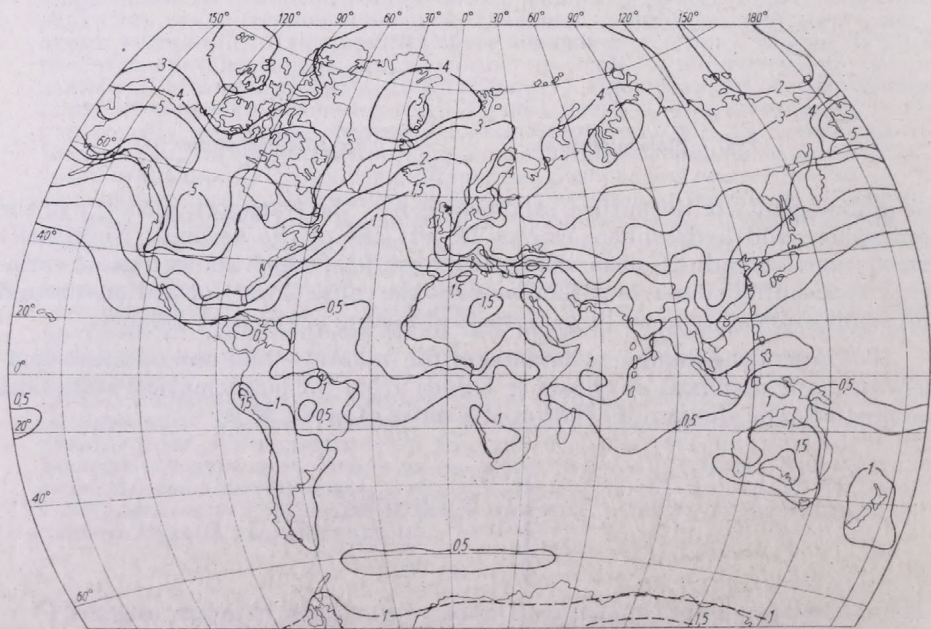


Fig. 2: Standard deviation of January mean temperatures
2. ábra: A januári középhőmérséklet szórása

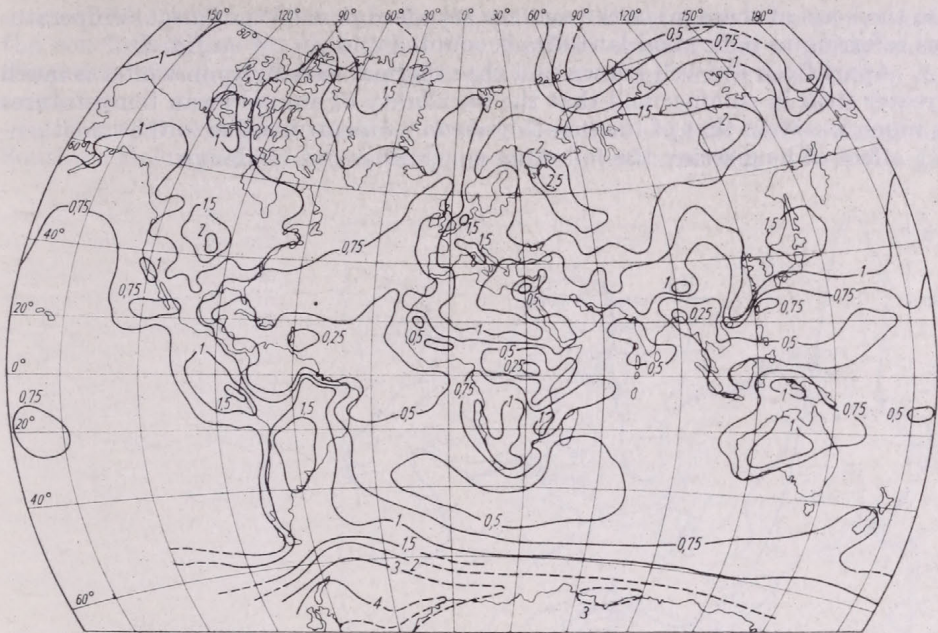


Fig. 3: Standard deviation of July mean temperatures
 3. ábra: A júliusi középhőmérséklet szórása

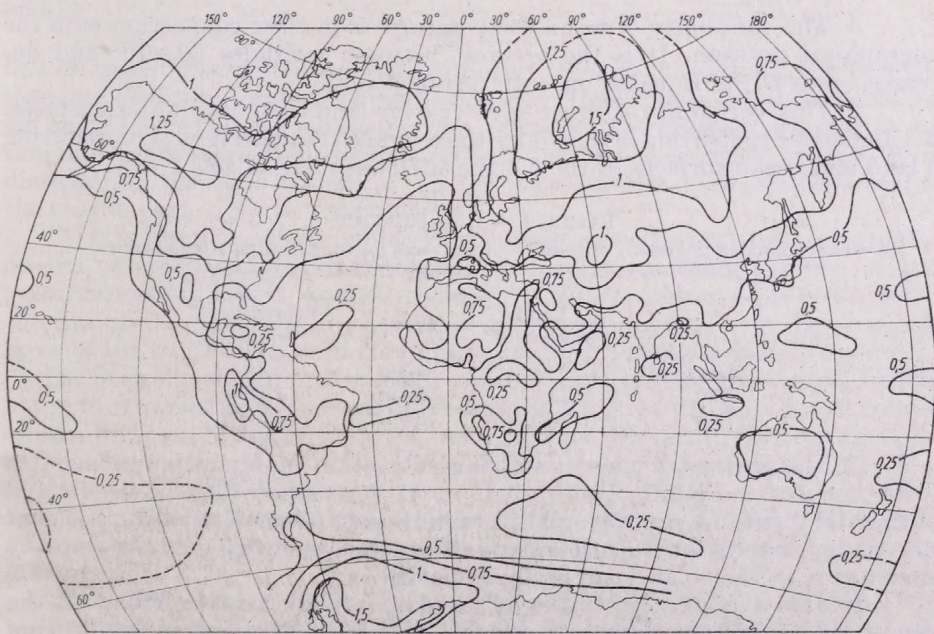


Fig. 4: Standard deviation of annual mean temperatures
 4. ábra: Az évi középhőmérséklet szórása

On the basis of these maps the average standard deviation of mean temperatures referring to individual latitudes is counted and shown on *fig. 5*.

Apart from the well known fact that thermal variability in winter is much greater than in summer and that the variability of annual mean temperatures is much less than that of the monthly mean temperatures due to the smoothening effect of long series, the following conclusions can be drawn:

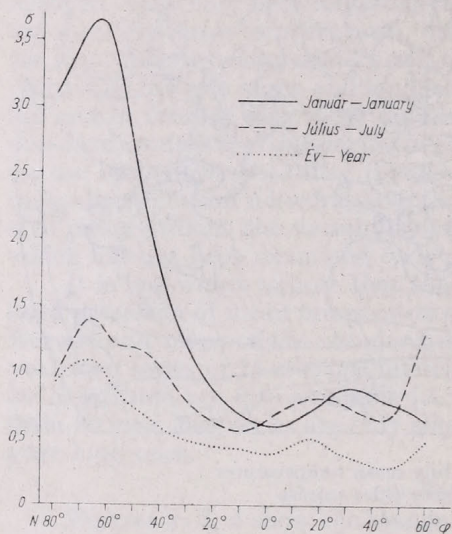


Fig. 5: Areal mean values of the standard deviation of mean temperatures
 5. ábra: A középhőmérsékletek szórásának övezetes átlagai

1. The variability of mean temperatures is in close connection with the geographical position. It is the greatest between latitudes 60–70° and decreases towards the Equator on both hemispheres.

2. This variability is much greater over land than over water surfaces. The numerical proportion is shown by the average standard deviation referring to land and ocean surfaces of the Northern Hemisphere (*Table I.*)

TABLE I — I. TÁBLÁZAT

Average standard deviation of mean temperatures on the Northern Hemisphere —
 Középhőmérsékletek átlagos szórása az északi félgömbön

	Land szárazföld	Ocean	Proportion arány
January	2,24°	1,50°	1,49
July	1,01°	0,83°	1,22
Year	0,72°	0,56°	1,29

3. The greatest values of standard deviation in January are found in North-America and North-Eastern Asia in the zone separating the Pacific and continental territories, on the northern middle part of the European continent and on the eastern coast of Greenland. The relative stability of the January temperature in the polar basin is also remarkable.

4. In July the greatest values of standard deviation can be found on the edge of the Antarctica (data are available only from the territory south from South-America from the area of Graham-land and South-Orkney). Nowadays we have values of standard deviation counted from short (7–12 year long)

series of 5 stations on the Antarctica [4]. On the basis of these informatory data the conclusion may be drawn that the standard deviation of monthly mean temperatures is much less in the inner territories of the Antarctica than on the coast line.

The relatively great standard deviation of the sudpolar territories on the Southern Hemisphere in July is adequate to the great variability of the subpolar

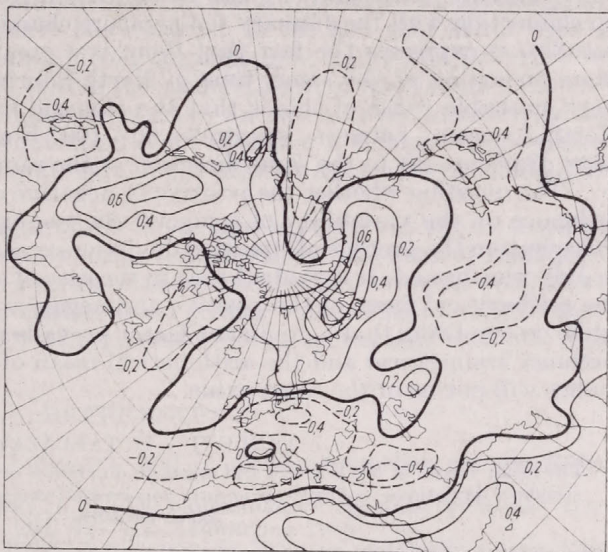


Fig. 6: Correlations of January mean temperatures at Dickson
6. ábra: Dickson januári középhőmérsékleteinek előjel-korrelációi

belt on the Northern Hemisphere in January, though the extreme values of the standard deviation are smaller on the Southern Hemisphere due to the moderating effect of great ocean surfaces on temperature. The greatest standard deviation on the Southern Hemisphere can be found on the territory between Scandinavia and the Ural-mountains, on the north-eastern part of Sibiria and on the central part of North-America.

5. It is the thermal variability of the winter months that has a great effect on the variability of the annual mean temperatures. There are two belts of great variability one is between the 60–70°N latitudes and the coast line of the Antarctica. The greatest thermal stability can be found over the ocean surfaces in the tropics and in the temperate zone of the Southern Hemisphere.

6. Both the annual and monthly mean temperatures have a great variability in the tropical belt of the pacific coast in South-America. Here the Humboldt stream brings cold water from the polar regions. The same circumstances are valid along the western coast of Africa south from the Equator due to the effect of the cold Benguela-stream.

The most important characteristics of the standard deviation of monthly and annual mean temperatures and their probable causes are described as follows:

The belt of great variability can be brought into close connection with the arctic or more exactly with the antarctic climatic front. This belt is running through the subpolar territory. These climatic fronts the lines of which coincide with the zone of maximum standard deviation, mark out the equilibrium state

of cold and warmer air. Even a slight displacement of a climatic front is able to cause significant oscillations in temperature over the area in question.

More details can be deduced from *fig. 6*. This *fig.* shows the correlation of mean temperature at Dickson station Central-Siberia — which is one of the stations of greatest variability in temperature during winter — and the stations of the Northern Hemisphere. The surprising fact is that a positive correlation of great degree exists between the January mean temperature of the station above and the territories of great variability in North-America, while there is no connection with the January temperature changes of the polar basin. So the correlation expresses the fact that there is a great probability of having the same anomalies at the same time in North-Siberia and North-America. The most probable cause of this is that the climatic front over North-Siberia and North-America — between longitudes 60–100° E and 100–140° W is able to have displacement to the same direction at the same time.

The question whether the positive or negative oscillations have the greater influence on the variability of temperature was examined. In order to decide this question the average of standard deviations $\sigma \geq 5,0^\circ$ in January and $\sigma \geq 2,0^\circ$ in July was formed. It is evident that in the case of series of normal distribution the arithmetical mean of the positive and negative anomalies will be the same while on condition that a dominant factor prevails the distribution of the series becomes assymetrical and the arithmetical mean of positive and negative anomalies will not be of the same value.

TABLE II — II. TÁBLÁZAT

The mean values of the positive and negative anomalies over the areas of the maximum standard deviations — *Pozitív és negatív hőmérsékleti anomáliák középértéke a legnagyobb szórás területén*

Station állomás	φ	λ	σ	Mean value of the anomalies anomáliák középértéke		Proportion arány +/-
				+	-	
January						
Dickson	73°30' N	80°14' E	5,1°	5,4°	3,2°	1,69
Myggbukta	73°29' N	21°34' W	5,3	4,9	3,4	1,44
Fairbanks	64°49' N	147°52' W	5,5	5,2	4,6	1,13
Anadir	64°47' N	177°34' E	5,6	4,6	3,8	1,21
Dawson	64°04' N	139°26' W	6,0	5,7	4,9	1,16
Bethel	60°47' N	161°48' W	5,6	5,0	4,4	1,14
King Salmon	58°41' N	156°39' W	5,1	4,1	4,0	1,03
Calgary	51°06' N	114°01' W	5,7	4,8	4,5	1,07
Dickinson	46°53' N	102°48' W	5,2	4,3	4,2	1,02
Helena	46°36' N	112°00' W	5,5	3,7	5,5	0,67
July						
Verkhoyansk	67°33' N	133°23' E	2,1°	2,0°	1,5°	1,33
Archangelsk	64°35' N	40°30' E	2,6	2,2	2,2	1,00
Perm	57°59' N	56°15' E	2,0	1,9	1,6	1,19
Kazan	55°47' N	49°11' E	2,0	1,8	1,7	1,06
Orenburg	51°45' N	55°06' E	2,2	2,0	1,6	1,25
Akmolinsk	51°10' N	71°26' E	2,0	1,6	1,6	1,00
Cottonwood	43°58' N	101°52' W	2,0	1,6	1,4	1,14
Crete	40°37' N	96°57' W	2,1	1,8	1,5	1,20
Laurie-isl.	60°44' S	44°44' W	3,5	2,5	3,2	0,78
Argentine-isl.	65°15' S	64°14' W	4,1	3,2	3,1	1,03
Lambayeque	6°42' S	79°54' W	1,5	1,1	1,4	0,79

The results of the examination are included in *Table II*. It can be seen that over the areas of the greatest variability the distribution of monthly mean temperatures is assymetrical i. e. around the equilibrium state represented by the averages positive anomalies—though quite sparsely—occur. This phenomenon is in close connection with the latitude and the value of this deviation increases with the geographical latitude. As to the Southern Hemisphere too little information is available to draw any conclusion. As a summary of the conclusions drawn it can be stated that the great variability of the subpolar belt of the Northern Hemisphere has its origin in the fact that in the case of withdrawal of the arctic climatic front the zone gets under the influence of warmer air. It must be noticed that in the moderate belt of the Northern Hemisphere the monthly mean temperatures have an assymetrical distribution as well, but the character of this deviation is not the same, i. e. negative anomalies of greater value can be found quite rarely, but positive anomalies of small value are more frequent.

The cold currents flowing towards the tropics have a great contribution to the greater variability of monthly mean temperatures. The data of Lambayeque on the coast of Peru give a series of assymetrical distribution as well (*Table II.*) and here the negative anomalies are of greater value. This fact shows that the relatively great variability of temperature is in connection with the cold Humboldt-current.

REFERENCES

- [1] *Exner, F. M.*: Monatliche Luftdurck- und Temperaturanomalien auf der Erde. Wien, 1924.
 - [2] *Мещерская, А. В.—Клюевин, Л. Н.*: Об изменчивости средних месячных температур. *Труды ГГО* вып. 201, 97—105 Ленинград 1968
 - [3] *Рубинштейн, Е. С.*: Межгодовая изменчивость средних месячных температур воздуха и ее зависимость от периода наблюдений. *Метеорология и Гидрология*, 1968 № 10, 13—21
 - [4] *Дюбкин, Н. А.—Цигельницкий*: Об изменчивости среднемесячной температуры в приземном слое воздуха восточной Антарктиды. *Проблемы Арктики и Антарктики*, вып. 39, 90—95 Ленинград, 1972
 - [5] *Blüthgen, J.*: Allgemeine Klimageographie, pp. 337—338 Berlin, 1964.
-

Der Einfluss mancher meteorologischen Faktoren auf die Verunreinigung der atmosphärischen Luft in Sofia.

J. KALPASANOV und G. KURTSCHATOWA, Medizinische Akademie-Zentrum für Hygiene, Sofia

Meteorológiai tényezők hatása néhány légszennyező anyag koncentrációjára Szófiában.
A szerzők Szófia légkörének szennyezettségét tanulmányozták dolgozatukban, megvizsgálták a léghőmérséklet, a relatív nedvesség és a szélsébség hatását a levegőben lévő nitrogén-oxid, nitrogéndioxid és egyéb oxidáló anyagok teljes mennyiségére. Fokozatos (lépesőzetes) regresszív analízis segítségével modellt állítottak fel a többszörös összefüggésekre, és értékelték a parciális és többszörös korrelációs koefficienseket. Meghatározták a léghőmérséklet hatását a három megfigyelt légszennyező anyag koncentrációjának változására, valamint a relatív nedvességnek az egyéb oxidáló anyagok koncentrációjára gyakorolt hatását.

*

Влияние метеорологических факторов на концентрацию некоторых загрязнителей в Софии. Изучено влияние температуры воздуха, относительной влажности и скорости ветра на загрязнение атмосферного воздуха города Софии окисью и двуокисью азота и тотальным количеством оксидантов. При помощи шагового регрессивного анализа построены модели множественных зависимостей и оценены частные и множественные коэффициенты корреляции. Доказано влияние температуры воздуха на изменение концентрации трех наблюдаемых загрязнителей и относительной влажности на концентрацию оксидантов.

*

Die Hauptquellen der Verunreinigung der atmosphärischen Luft mit Stickstoffoxyden und Oxydantien sind Autotransport [1, 12], Flugzeugverkehrsmittel [7] und die Industrie [10]. Die Aktualität der allseitigen Untersuchung des Mechanismus dieser Verunreiniger herkommt wie von der großen Konzentration des Industrie- und Transportpotentials in den großen Städten, so auch von der bedeutenden toxischen Wirkung, die sie haben [5].

Die Meinungen für die Rolle der meteorologischen Faktoren als beitragende für die Selbstreinigung der Atmosphäre von NO, NO₂ und Oxydantien bezw. als fördernde die Häufung größerer Konzentrationen von Verunreinigern bei gewissen Bedingungen, sind nicht einig. *Dimitriew* [2, 3] behauptet, daß die Konzentrationen der Stickstoffoxyde sich vermindern wenn die Geschwindigkeit des Windes, die Feuchtigkeit und die Temperatur der Luft größer werden. *Schuck* [11] ist der Meinung, daß die Menge der Stickstoffoxydantien umgekehrt proportional der Windgeschwindigkeit ist und für die Oxydantienkonzentration nimmt an, daß sie von der Lufttemperatur nicht beeinflußt wird. *Feldman* [6] findet keine Zusammenhang zwischen der Oxydantienkonzentration und der Temperatur und relativer Feuchtigkeit der Luft.

Beim Versuch manche Seiten vom Mechanismus der Verunreinigung der atmosphärischen Luft in Sofia mit NO, NO₂ und Oxydantien zu erklären haben wir folgende Untersuchung durchgeführt:

1. Täglich (ohne Sonntag), vom 8 – 12 Uhr im Verlauf des Zeitraumes Juni 1971 – Januar 1973 haben wir von einem bestimmten Ort im Zentrum von Sofia Proben von der atmosphärischen Luft genommen.

2. Auf Grund der genommenen Proben wurden je 459 Laboranalysen jeder von den drei Arten Verunreinigern gemacht. Zur Bearbeitung der Proben wurden chemische Standardmethoden gebraucht [9, 13].

3. Die chemische Ergebnisse [in mg/m³] wurden mit den täglichen Angaben der Wetterwarte in Sofia (die entsprechend der Zeit der Probennahme waren) auf Temperatur, relative Feuchtigkeit der Luft und Geschwindigkeit des Windes verglichen.

4. Beim Vergleich wurde die stufenartige Regressionsanalyse (stepwise regression procedure) angewandt.

Die Symbole im Text und in der *Tabelle* haben die folgende Bedeutung:

- Y_1 – Konzentration von NO
- Y_2 – Konzentration von NO₂
- Y_3 – Konzentration von Oxydantien
- X_1 – Temperatur der Luft
- X_2 – relative Feuchtigkeit der Luft
- X_3 – Windgeschwindigkeit.

Als Modell der Regression wurde das Polynom

$$Y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n$$

TABELLE I
Regressionsmodelle

X	Gleichung der Regression	F	F _{0,01}	R
NO				
X ₁	$Y_1 = 0,00358 + 0,000313X_1$	26,28	> 6,69	0,2332
X ₂	$Y_1 = 0,00173 + 0,000318X_1 + 0,000020X_2$	13,20	> 4,65	0,2339
X ₃	$Y_1 = 0,00261 + 0,000318X_1 + 0,000012X_2 + 0,000057X_3$	8,80	> 3,82	0,2342
NO ₂				
X ₁	$Y_2 = 0,01576 + 0,000431X_1$	17,41	> 6,69	0,1916
X ₂	Der Einfluß von X ₂ ist zu klein	—	—	—
X ₃	$Y_2 = 0,01720 + 0,000438X_1 - 0,000582X_2$	9,81	> 4,65	0,2030
Oxydantien				
X ₁	$Y_3 = 0,01022 + 0,000363X_1$	28,77	> 6,69	0,2434
X ₂	$Y_3 = 0,01584 + 0,000327X_1 - 0,000078X_2$	17,45	> 4,65	0,2667
X ₃	$Y_3 = 0,01520 + 0,000322X_1 - 0,000081X_2 + 0,000325X_3$	12,17	> 3,82	0,2726

Von der *Tabelle I* kann man den Weg Bildung der Regressionsmodelle verfolgen. Die Variablen werden gemäß ihrer Bedeutung für die Vergrößerung der mehrfachen Regression (*R*) eingeschlossen.

Die Temperatur der Luft hat sich als Faktor mit größter hinsichtlich der drei Arten Verunreiniger erwiesen. Die Einschließung von X₂ und X₃ (bei NO₂ nur von X₃ weil der Einfluß von X₂ praktisch gleich Null ist) hat statistisch significant ($p < 0,01$) die restliche Varianz vermindert, d. h. hat die Koeffizient

TABELLE II
Partielle Koeffizienten der Korrelation

	x ₁	x ₂	x ₃
Verunreiniger	Temperatur	Rel. Feucht	Windgeschw
NO	0,2309	0,0183	0,0114
NO ₂	0,1949	x	-0,0684
Oxydant.	0,2141	-0,1155	0,0585

der mehrfachen Korrelation vergrößert ($F > F_{0,01}$). Wie von der *Tabelle I* hervorgent, sind diese Vergrößerungen ohne praktische Bedeutung. Die größte Vergrößerung, die bei den Oxydantien verwirklicht ist, ist

$$R_{y3} \cdot X_1 X_2 X_3 - R_{y3} \cdot X_1 = 0,2726 - 0,2434 = 0,0292$$

An der *Tabelle II* sind die partiellen Koeffiziente der Korrelation dargestellt. Statistisch significant sind die Korrelationen der drei Arten Verunreiniger mit der Temperatur ($p < 0,01$) und der Oxydantien mit der relativen Feuchtigkeit ($p < 0,05$). Die Korrelationen mit der Temperatur sind positiv und die Korrelation mit der negativen Feuchtigkeit -negativ.

Die Gleichungen der mehrfachen Regression (*Tabelle I*) können wir zur Bewertung der ungefähren konkreten quantitativen Veränderung der Konzentrationen der entsprechenden Verunreiniger, die man auf die meteorologischen Faktoren zurückführen kann, gebrauchen.

An *Tabelle III* sind die durchschnittliche Konzentration mg/m^3 der drei

TABELLE III

Vergleich der mittleren Konzentrationen und des mittleren Effekts von den meteorologischen Faktoren

Y	\bar{Y}	\bar{X}_1	\bar{X}_2	\bar{X}_3	\bar{Y}'
Verunreiniger	Mittlere Konzentr.	Mittlere Temp.	Mittlere Rel. Feucht.	Mittlere Windgeschw.	Mittlerer Effekt von met. Fakt
NO	0,00661	9,68	67,2	2,58	0,00403
NO ₂	0,01994	9,68	67,2	2,58	0,00274
Oxydant.	0,01373	9,68	67,2	2,58	-0,00149

Arten Verunreiniger Sofias während des Zeitraumes der Untersuchung und der mittlere Effekt in mg/m^3 , der von den drei Arten meteorologischen Faktoren zu erwarten ist, falls wir annehmen daß sie am Mittelniveau sind, zusammengestellt. Das mittlere Niveau von X_1 , X_2 und X_3 für den Zeitraum der Beobachtung ist auch an der *Tabelle III* dargestellt. Der mittlere Effekt (y') ist gemäß den entsprechenden Regressionsmodellen bei $b_0 = 0$ und Ersetzen von X_1 durch Ihren entsprechenden mittleren Niveaus, erhalten. Z. B. für NO

$$Y_1 = 0,000318 \cdot 9,68 + 0,000012 \cdot 67,2 + 0,000057 \cdot 2,58 = 0,00403$$

Der gesamte Effekt der drei Arten meteorologischen Faktoren ist positiv bei NO und NO₂ und negativ bei den Oxydantien.

Schlußfolgerung: NO und NO₂ korrelieren schwach und positiv mit der Temperatur der Luft:

Die Oxydantien korrelieren schwach und positiv mit der Temperatur und schwach und negativ mit der relativen Feuchtigkeit der Luft;

Zur annähernden Bewertung der Konzentration der entsprechenden Verunreiniger Sofias, die bei gegebenen meteorologischen Bedingungen (bestimmt mit den Parametern X_1 , X_2 und X_3) und falls alle gebliebene Faktoren konstant sind, zu erwarten sind, können die von uns erhaltenen Regressionsmodelle gebraucht werden (*Tabelle I*).

LITERATUR:

- [1] *Bishop R. W.*: Air Pollution in Towns by Cars, Busses and Trucks, Arch. Industr. Hlth, 17, 1958, 5, 551
 - [2] *Dmitriev M.T.*: Некоторые физико-химические процессы в воздухе, Изв. АН СССР, сер. физ. атмосфер. и океана, т.1,3,1995,1030
 - [3] *Dmitriev M.T.*: Изучение фотохимических реакций образования оксидантов в воздухе городов Материали конфер. по итогам научн.исслед., Москва, 1969, 5
 - [4] *Draper N. R.—H. Smith*: Applied Regression Analysis, London, 1966
 - [5] *Feldman J.G.*: Загрязнение воздуха крупных городов фотооксидантами и их действие на организм Гиг. и санит., 1969,4,84
 - [6] *Feldman J.G.*: О содержании фотооксидансов в городском воздухе, Метеорол. аспекты загрязнения, атмосферы, Москва, 1970,337
 - [7] *Hocheiser S.—E. Losano*: Air Pollution Emission from Jet Aircraft Operating in New York, "SAE" Preprints, 1968, s. a. No 680339
 - [8] *Kurtschatova G.—M. Argirova*: Методы за определяне на атмосферни замърсители, София, 1969
 - [9] *Lahman E.*: Методы измерения газообразного загрязнения воздуха, Staub, 1965, 29,9,346
 - [10] *Schow I.T.*: Загрязнение атмосферы окислами азота при сжиганием топлива, Monthly Bull. Brit. Coal. Utilis. Res. Assoc., 33,1969,3,54
 - [11] *Schuck E.A.*: Раздражение глаз при действии низких концентрации раздражателей, Arch. Ehvır. Helth, 1966,13,5,570
 - [12] *Stephens E.R.*: The Rolle of Oxigen Atoms in The Atmospheric Reaction of Olefins with Nitric Oxide, Air a. Wat. Poll., 10, 1966, 11—12, 793
-

A konvektív aktivitás időbeli alakulásának előrejelzése tanuló algoritmusok segítségével

SZALAY GABRIELLA Központi Előrejelző Intézet, és MOLNÁR LÁSZLÓ
Távközlési Kutató Intézet, Budapest

Prediction of the Temporal Development of Convective Activity with the Help of Learning Algorithms. The paper contains a perfection of the experiments presented in [2] that were carried out on the basis of data taken at a single point of time. To perform our test a time series containing the data of 122 soundings is presented on the 9 squares shown by fig. 1. These measurements took place within the period from 00. GMT 1st May, 1969. to 12. GMT 30th June 1969. The application of time series gave way for carrying out new type experiments on the basis of which precious conclusions could be drawn from meteorologicas point of view as well as from that of the better knowledge of the characteristics of the learning algorithms. From these conclusions the temporal development of the indicators can be taken the most important one the consideration of which contributes to the correctness of the forecasts; but the clearing up of the possibilities of extrapolation in the case of the discrimination functions and the justification of the statement on the connection between the measure of inhomogeneity and the rate of fulfilment of the forecasts are also significant steps forward.

*

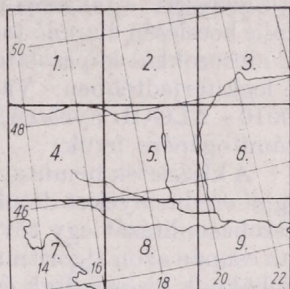
Предсказание развития конвективной активности во времени с помощью алгоритмов самообучения. Работа представляет собой непосредственное продолжение и усовершенствование экспериментов, описанных в 2, где использованы данные для одного момента времени. Данные для „временного ряда” были получены по 122 высотным зондажам за период от 00 ч. по гринвичскому среднему времени 1 мая 1969 г. до 12 ч. по гринвичскому среднему времени 30 июня 1969 г. для девяти квадратов, представленных на рис. 1. Временные ряды позволили проводить эксперименты нового типа, результаты которых оказываются полезными как с метеорологической точки зрения так и для более основательного изучения особенностей алгоритмов самообучения. Наиболее важными из результатов являются: 1) возможность повышения точности прогнозов за счет учета временных вариаций индикаторов; 2) выяснение возможностей временной и пространственной экстраполяции разделяющих функций; 3) подтверждение наличия связи степени неоднородности с оправдываемостью прогнозов.

*

A konvektív aktivitás időbeli alakulásának előrejelzése, melyet jelen dolgozat tárgyát, közvetlen folytatását jelenti a [2]-ben bemutatott kísérleteknek, amelyek alapján meggyőződhattünk, hogy a légkör állapotát az [1] által leírt prediktorokkal, ill. a prediktorok összevonása útján nyert indikátorokkal jellemezve, a konvektív aktivitás bekövetkezése, vagy elmaradása tanuló algoritmusok segítségével, megfelelő tananyag alapján kialakított döntésfüggvények felhasználásával előrejelezhető.

A légkör állapotának jellemzése bizonyos számú indikátor segítségével, valamely időjárás jelenség létrejötté szempontjából azonban még nem jelenti a szóban forgó időjárás jelenség prognózisát. A prognózis ugyanis egy ítéletnek („bekövetkezik”, ill. „elmarad”), vagy fejlettebb változatban egy valószínűségnek a kimondását jelenti. A légkör állapotának indikátorokkal történő jellemzése és a konkrét prognózisokra irányuló igény közötti szakadék áthidalására az ún. *tanuló algoritmusok* mutatkoztak alkalmasnak. A valószínűségszámítás és a matematikai statisztika talajából kifejlődött tanuló algoritmusok meteorológiai természetű alkalmazási lehetőségeire már számos helyen rámutattak és néhány érdekes alkalmazásáról is beszámoltak [12], [13], [14], [15], [16]. A konvektív aktivitásnak tanuló algoritmusokkal történő előrejelzésére irá-

nyuló kísérletek meteorológiai vonatkozású eredményeiről a [2], a tanuló algoritmusok tulajdonságaira és alkalmazási lehetőségeire vonatkozó tapasztalatairól a [3], [4], [6], részben pedig a [7] és [9] ad számot. Ezeket az első sikeres kísérleteket azonban még semmiképpen sem lehetett a konvektív jelenségek számítógépes előrejelzésére vonatkozó eredeti feladat teljes megoldásának tekinteni, már csak azért sem, mert ezekhez csupán egyetlen időpont, az 1968. július 11-én 12 GMT - órákor végzett magassági légállapotmérések adatait használtuk fel. Erre a tananyagra a továbbiakban mint „területi eloszlás”-ra fogunk hivatkozni. A rendelkezésünkre álló tananyag korlátozott volta következtében bizonyos kísérlettípusokat – amelyek tisztáznák a szétválasztó függvények időbeli extrapolálhatóságának kérdését, a 24 órás, vagy ennél hosszabb távú előrejelzések problémáját stb. – el sem tudtunk végezni. Ilyen kísérletek végrehajtá-



1. ábra: A vizsgált terület

sához bizonyos területről – egy vagy több 250 km élhosszúságú négyzet területről – elegendően sok, egymást 12 órás időközökben követő időpontból származó mérési adatok szükségesek. Ezeket az adatsorozatokat tanulmányunk további részében röviden „idősorok”-nak fogjuk nevezni.

A következőkben bemutatásra kerülő kísérletekhez kilenc négyzet idősorának feldolgozását használtuk fel. A vizsgált négyzetek földrajzi elhelyezkedését az 1. ábra szemlélteti. Az idősorok anyagát az 1969. május 1. 00 GMT-órával kezdődő és 1969. június 30. 12 GMT-órával végződő kéthónapos időszak 122 magassági légállapotméréseinek adatai alapján állítottuk elő. Mivel 9 időpont adatai nem voltak teljesek, ezért végeredményben az egyes idősorokban 113 – 113 tanulópont szerepel. Az említett néhány kivételtől eltekintve, az egymást követő tanulópontok egymást 12 órás időközökben követő méréseknek felelnek meg. A tanulópontok koordinátáit képező indikátorokat az [1]-ben és a [17]-ben leírt módszer alapján a GIER számítógépre GIER ALGOL-4 nyelven írt számítógépprogram segítségével számítottuk ki. Kétkategóriás osztályozási feladatunknak megfelelően a tanulópontokhoz rendelt tanítás +1, (konvektív aktivitás bekövetkezik) illetve -1 (konvektív aktivitás elmarad) volt. Ennek a redukált tanításnak a megállapítása a következőképpen történt: a szinoptikus állomások jelentéseit feldolgozva, napi négyszer 6 órás bontásban (00 – 06 GMT, 06 – 12 GMT, 12 – 18 GMT és 18 – 24 GMT) első lépésben öt kategóriába soroltuk az időjárás alakulását a vizsgált négyzet felett a bekövetkezett konvektív aktivitás mértéke szerint:

- a) $u = 0$: nem volt konvektív aktivitás
- b) $u = 1$: elszórt záporok
- c) $u = 2$: többfelé előforduló záporok
- d) $u = 3$: elszórt zivatarok
- e) $u = 4$: erős zivartartevékenységek

Ebből kiindulva a 00–06 GMT és a 06–12 GMT időközökre érvényes eredeti tanítások összevonásából állapítottuk meg a 00 GMT-órakor végzett mérések alapján előállított indikátorokból álló tanulóponthoz rendelt tanítást a következőképpen: $T_{00} = -1$, ha mindkét 6 órás intervallumban $u = 0$, egyébként $T_{00} = +1$. Hasonlóképpen határoztuk meg a 12 GMT-órakor végzett mérésekből származó tanulópontokhoz rendelt T_{12} tanítást. Ez az eljárás természetesen nem az egyetlen lehetséges összevonási módszer, a következőkben azonban látni fogjuk, hogy bizonyos értelemben optimális.

A kísérletek során egyrészt a [2]-ben bemutatott tanuló algoritmusokat használtuk fel, másrészt a Távközlési Kutató Intézetben azóta kifejlesztett algoritmusváltozatokat. Ezek közé tartoznak a potenciálfüggvényes algoritmusok újabb változatai [9], valamint a cikkünkben röviden „Bayes-algoritmus”-nak nevezett, a tanulópontok valószínűségeloszlása sűrűségfüggvényének optimális becslésén alapuló tanuló algoritmus is [10]. Előnyös tulajdonságai folytán az idősorokkal kapcsolatos kísérleteink során ezt az algoritmust alkalmaztuk a legkiterjedtebben. Valamennyi alkalmazott algoritmus programját CII 10010–ALGOL nyelven, a Távközlési Kutató Intézet CII 10010 típusú kiszámítógépre írtuk.

A kísérletek bemutatása során nem törekszünk teljességre, főleg a meteorológiai eredményeket domborítjuk ki. A tanuló algoritmusok egymással történő összehasonlítását egy további dolgozat [5] tartalmazza. Jelen tanulmányunkban csupán azon algoritmusok eredményeit mutatjuk be, melyek a legmegbízhatóbbaknak bizonyultak és ezáltal az operatív szolgálatba való bevezetésre is a legalkalmasabbak.

Az idősorokkal kapcsolatos kísérleteink célja egyrészt a 84 tanulóponthoz álló területi eloszlás tananyaga feldolgozásának alapján nyert következtetések érvényességi körének körülhatárolása, másrészt jellegükben új vizsgálatok elvégzése. Először azoknak az ellenőrző vizsgálatoknak néhány eredményét

I. TÁBLÁZAT

Az adatredukálások tapasztalatai

Négyzet	16 — dimenzió						4 — dimenzió						2 — dimenzió					
	N_1	N_2	H_1 P_{1r}	H_2 P_{2r}	H P_r		H_1 P_{1r}	H_2 P_{2r}	H P_r		H_1 P_{1r}	H_2 P_{2r}	H P_r					
1.	61	65	17 72,1	19 63,5	36 68,2		16 73,8	19 63,5	35 69,1		9 85,2	22 57,5	31 72,6					
2.	59	54	13 77,9	30 55,6	43 62,0		14 76,3	27 50,0	41 63,7		17 71,2	29 46,3	46 59,3					
3.	65	48	15 76,9	26 45,8	41 63,7		13 80,0	28 41,6	41 63,7		13 80,0	21 56,2	34 69,9					
4.	56	57	13 76,8	26 54,4	39 65,3		16 71,4	19 66,7	35 69,1		14 75,0	22 61,4	36 68,2					
5.	51	62	10 80,3	27 56,4	37 67,3		11 78,4	22 64,5	33 70,7		13 74,5	19 69,3	32 71,7					
6.	61	52	12 80,3	23 55,8	35 69,1		19 68,8	15 71,2	34 69,9		16 73,7	15 71,2	31 72,6					
7.	36	77	10 72,2	29 62,4	46 59,3		35 2,8	0 100,0	35 69,1		33 8,3	10 87,0	43 62,0					
8.	22	91	6 72,7	42 53,8	48 57,5		15 31,8	21 76,9	36 68,2		17 22,7	17 81,3	34 69,9					
9.	38	75	4 89,5	34 54,7	38 66,4		15 60,5	20 73,3	35 69,1		13 65,8	12 84,0	25 77,8					
Átlagos pontosság [%]			77,7	54,8	64,5		64,7	69,8	68,1		67,6	71,7	69,3					

mutatjuk be, amelyek a területi eloszlás anyagán végzett kísérleteknek a redukálását jelentik.

A tanulópontok dimenziószámának redukálhatóságára vonatkozó feltevést az idősorokon folytatott kísérletek is megerősítették. Az *I. táblázatban* a Bayes-algoritmus elsőfokú szétválasztó függvénye segítségével nyert eredményeket foglaljuk össze a kilenc idősor 16-, 4-, illetve 2-dimenziós adatszalaihoz. (A 4-, illetve a 2-dimenzióra történő redukálást ugyanazzal a módszerrel végeztük, mint a területi eloszlás anyagán.) A táblázatban H_1 az elsőfajú, H_2 a másodfajú hibák számát jelenti, H pedig az összes hibák száma. (Elsőfajú hiba definíciószerűen az az eset, ha a valóságban konvektív aktivitás következik be, a tanuló algoritmus azonban ennek elmaradását jelzi.) N_1 és N_2 jelzi a tananyagban szereplő „konvektív aktivitás”, ill. „nem konvektív aktivitás” tanulópontok számát; P_1 , P_2 és P pedig az elsőfajú, a másodfajú, illetve a teljes relatív pontosság jelölésére szolgál. Matematikailag kifejezve:

$$P_1 = \frac{N_1 - H_1}{N_1} \cdot 100 \quad [\%]$$

$$P_2 = \frac{N_2 - H_2}{N_2} \cdot 100 \quad [\%]$$

$$P = \frac{(N_1 + N_2) - (H_1 + H_2)}{N_1 + N_2} \cdot 100 \quad [\%]$$

A táblázatból látható, hogy az előrejelzési pontosság még növekedett is az alacsonyabb dimenziókban, ami azt mutatja, hogy a sűrűségfüggvények becslése alapján működő algoritmus számára a további információt nem hordozó koordináták zajként hatnak. Ezen tapasztalatok alapján a továbbiakban főként a [2]-ben „R2/1,4/átlag” elnevezéssel szerepelt 2-dimenziós idősorokkal, illetve ezek módosított változataival végeztünk kísérleteket.

A bemutatott eredményekből kitűnik, hogy az előrejelzési pontosság messze nem kielégítő, és jóval alatta marad a területi eloszlás anyagán a különböző algoritmusok által elért 85–90%-os bevételek valószínűségnek. Megjegyzendő még, hogy amikor a területi eloszlás anyagán az egyik – a [2]-ben „TETÁS”-nak nevezett – potenciálfüggvényes algoritmus által előállított szétválasztó függvényt – amely magán a területi eloszlás anyagán 88,1%-os eredményt nyújtott – az 5. négyzet idősorának szétválasztására alkalmaztuk, azon 68,2%-os pontosságot kaptunk, amely az *I. táblázatban* feltüntetett előrejelzési pontosságok nagyságrendjébe esik. Ennek következtében két, egymással szorosan összefüggő feladatot kell megoldanunk:

- magyarázatot kell találnunk arra, miért csökkent ilyen jelentős mértékben (csaknem 20%-kal) az előrejelzési pontosság a területi eloszlás anyagához képest,
- módszereket kell keresni és eljárásokat kell kidolgozni az előrejelzési pontosság elfogadható szintre való emelésére.

A következőkben először heurisztikus indoklást adunk arra vonatkozólag, hogy miért csökkent ilyen nagy mértékben az előrejelzési pontosság. Ezután bemutatjuk az előrejelzési pontosság jelentős mértékű növelésére alkalmas eljárást, melynek lényege az indikátorok időbeli változásának figyelembevétele, ezt követően pedig ismertetjük azokat a kísérleteket, melyek alátámasztják

a területi eloszlás és az idősorokon elért előrejelzési bevételek közötti különbségek indoklására alkotott hipotézisünket.

A területi eloszlás anyagán azért volt olyan magas az előrejelzési pontosság, mert ez az anyag egy jellegzetesen zivataros időpontból származott, a vizsgált terület igen jelentős részén összefüggő zivatarzóna helyezkedett el. Kilenc algoritmus többségi döntését vizsgálva azt tapasztaltuk, hogy az ily módon adódó hibás döntések szinte kivétel nélkül a zivatarzóna határán helyezkedtek el, amiből arra következtethettünk, hogy a szétválasztás a két szeparálandó halmaz határán a legkevésbé megbízható. Az általunk most vizsgált idősorok 113 időpontjának döntő többsége azonban nem ilyen jellegzetesen zivataros. A vizsgálatunk tárgyát képező kilenc négyzet állapota a 113 időpont legnagyobb részében nem azonos, azaz ritka az olyan időpont, amikor a kilenc négyzet mindegyikén konvektív aktivitás lenne, vagy egyikén sem lenne konvektív aktivitás — ezzel szemben az az általános eset, hogy a kilenc közül néhányon van konvektív aktivitás, a többin nincs. Ennek következtében azzal a helyzettel van dolgunk, hogy a „konvektív aktivitás” pontok nagy része olyan pont, amely a konvektív aktivitási zóna határán helyezkedik el, ahol tehát — a területi eloszlás anyagával kapcsolatos tapasztalatokkal összhangban — eleve jóval kisebb az előrejelzés megbízhatósága.

Az előrejelzés bevételei százalékanak emelését először a Bayes-algoritmus által alkalmazott szétválasztó függvényben szereplő polinom fokszámának növelése útján kíséreltük meg. Az „R4/átlag”-típusú 4-dimenziós és az „R2/1,4/átlag”-típusú 2-dimenziós adatszalagokon elért eredmények tanúsága szerint a szétválasztó függvény fokszámának növelésével nem növelhető az előrejelzési pontosság, sőt az átlagos pontosság a fokszám növelésével enyhén csökken.

Hasonló tapasztalataink adódtak akkor is, amikor a potenciálfüggvényes algoritmusok szétválasztó függvényeinek fokszámát kíséreltük meg növelni. Mindez pontosan egybevág a területi eloszlás anyagának vizsgálata során nyert tapasztalatainkkal, melyek alapján azt a következtetést vontuk le, hogy nem az a helyzet, hogy a „konvektív aktivitás” állapotnak megfelelő sokdimenziós térbeli ponthalmazok diszjunktak, de csak nagyon bonyolult felületekkel választhatók szét, hanem az, hogy a két halmaz meglehetősen erős átfedésben van. (Lásd a [2] 6. ábráját!)

Mivel a szétválasztó függvények fokszámának növelése nem hozott javulást, más módszer után kellett néznünk. Feltehető, hogy a mérések időpontját követő 12 órás intervallumban kialakuló konvektív aktivitásra nem csupán a légkör állapotát a mérések időpontjában jellemző indikátorok lehetnek hatással, hanem a légkör „előéletét” jellemző, azaz a légkör állapotát a korábbi időpontokban leíró indikátorok is; hasonlóképpen ahhoz, hogy egy függvény menetét sem lehet kielégítően jellemezni a szóban forgó pontban felvett helyzetési értékével, hanem hasonlóan fontos információkat hordoznak a függvény deriváltjainak értékei is.

Más szavakkal élve, meg kell kísérelnünk az *indikátorok időbeli változásának* figyelembevételét. Ennek a módszernek a hatékonyságáról a San Francisco-ból térségében végzett csapadék - előrejelzési kísérletek eredményeinek tanulmányozása során is meggyőződhattunk, melynek leírása például a [11]-ben és [12]-ben, magyar nyelven pedig a [8]-ban található. Az időbeli változás figyelembevétele az alakzatfelismerés nyelvén annyit jelent, hogy a „jelenlegi” és az „előző” (azaz a 12 órával korábbi) mérések alapján számított indikátorokat a „jelenlegi” időpontnak megfelelő tanulópontra további koordinátáinak kell tekintenünk. Amennyiben az eredeti tanulópontra k -dimenziósak, úgy az indikátorok figyelembevételével kapott új tanulósorozat pontjai $2k$ -dimenzió-

sak lesznek. Az új tanulószorozat pontjainak első k koordinátája megegyezik az eredeti tanulószorozat megfelelő pontjainak koordinátaival, a további koordináták pedig

$$X_{k+i}^{(j)} = X_i^{(j)} - X_i^{(j-1)}; \quad i = 1, 2, \dots, k \quad (1)$$

A formulában j jelenti a tanulószorozat sorszámát a tanulószorozatban. Megjegyezzük, hogy az indikátorok időbeli változása másként is figyelembe vehető, mégpedig úgy, hogy

$$X_{k+i}^{(j)} = X_i^{(j-1)}; \quad i = 1, 2, \dots, k \quad (2)$$

azaz az új tanulószorozat pontjainak második k koordinátájául egyszerűen az eredeti idősor előző tanulószorozatának koordinátáit vesszük. Ez az utóbbi módszer azonban sokkal kevésbé hatékony az előzőnél. Hasonlóan a San Francisco-öböl csapadék-előrejelzési feladatához, alkalmazása nálunk sem hozott számottevő javulást, ezért a továbbiakban ezzel az esettel nem foglalkozunk.

Céljainkra ennek megfelelően a kilenc négyzet idősorainak „R2/1,4/átlag” típusú 2-dimenziós adatszalaijából az (1) szerint, az indikátorok időbeli változásának figyelembevételével 4-dimenziós adatszalogokat készítettünk. Az 1-fokú polinomot tartalmazó szétválasztó függvénnyel dolgozó Bayes-algoritmus által szolgáltatott eredményeket a II. táblázatban foglaltuk össze. Ha a II.

II. TÁBLÁZAT

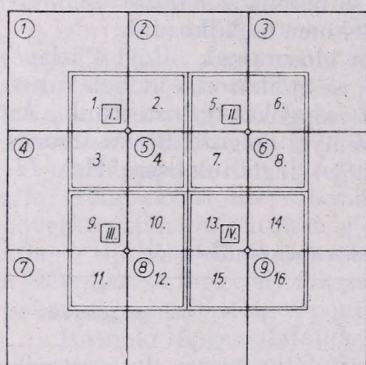
Az indikátorok időbeli változásának figyelembevétele (4-dimenzió)

Négyzet	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	Átlagos pontosság
H ₁	7	10	12	13	12	16	7	12	14	76,8
P _{1r}	88,3	83,1	81,6	76,8	76,5	73,3	80,6	45,4	63,2	
H ₂	15	13	20	21	10	12	11	11	7	78,7
P _{2r}	71,2	75,5	57,5	62,5	83,5	76,8	85,5	87,8	90,5	
H	22	23	32	34	22	38	18	23	21	77,9
Pr	80,4	79,5	71,4	69,6	80,4	75,0	83,8	79,5	81,3	

táblázat adatait összevetjük az I. táblázat 2-dimenziós adatokra vonatkozó részével, akkor azonnal látható, hogy az indikátorok időbeli változásának figyelembevétele kivétel nélkül mind a kilenc négyzet idősoránál javított az előrejelzés pontosságán; többségüknél jelentős mértékben, az átlagérték pedig közel 10%-kal növekedett! Hasonlóan fontos javulásnak tekintendő ezenkívül az is, hogy az első- és a másodfajú hibák aránya sokkal kiegyensúlyozottabbá vált. Ezt lehet látni egyrészt abból, hogy az 1–6. négyzetek esetében – amelyekben kb. egyenlő mennyiségben szerepelnek „konvektív aktivitás” és „nem konvektív aktivitás” pontok – az időbeli változás figyelembevétele után jelentősen növekedett a „nem konvektív aktivitás” pontokra vonatkozó előrejelzésipontosság anélkül, hogy a „konvektív aktivitás lesz” beválási százaléka csökkent volna. Másrészt a 7–9. négyzeteknél – amelyek idősoraiban sokkal kevesebb a „konvektív aktivitás” pont, mint a „nem konvektív aktivitás” pont, és ennek következtében az eredeti idősorok adatain a „konvektív aktivitás” előrejelzése igen gyenge, s így az önmagában elfogadhatónak tűnő teljes relatív pontosság illuzórikussá válik – az időbeli változás figyelembevétele után jelentősen emelkedett, s ezáltal elfogadható szintre került a „konvektív aktivitás” pontok előrejelzési pontossága is, a „konvektív aktivitás nem lesz” bekövetkezési gyakoriságának csökkenése nélkül.

Az időbeli változást már tartalmazó 4-dimenziós idősoroknál szintén megkíséreltük a magasabb fokú szétválasztó függvények alkalmazását; azonban itt sem növekedett, hanem csökkent az átlagos pontosság – hasonlóan az eredeti idősorokhoz.

Noha ezzel már a 80%-os előrejelzés pontosság közelébe jutottunk, további eljárásokat kerestünk a beválási százalék növelésére. Ennek érdekében először az idősorok tanulópontjainak tanításait módosítottuk. Már a bevezetőben említettük, hogy az eredeti tanítások 6 órás bontásban, ötkategóriás tanítás formájában álltak rendelkezésünkre, ebből alakítottuk ki a 12 órás bontású, kétkategóriás tanítást. A redukálás során a gyenge záporokat is a „konvektív aktivitás” kategóriába soroltuk. Feltehető, hogy jobban szét lehetne választani a két, sokdimenziós térbeli ponthalmazt, ha a gyenge záporokat a „nem konvektív

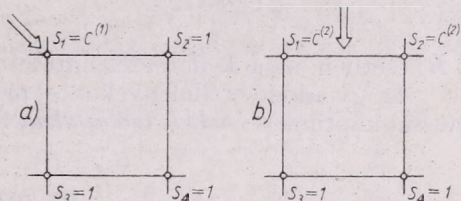


2. ábra: A „középpontos módszer” alkalmazása

aktivitás” kategóriához tartozónak tekintenénk. Ezért most a redukálást úgy végeztük el, hogy $T = -1$ értéket vettünk mindazon esetekben, amikor a mérések időpontját követő első 6 órás intervallum eredeti tanítása, $U_{(T, T+6)} \leq 2$ és a mérések időpontját követő második 6 órás intervallum eredeti tanítása $U_{(T+6, T+12)} \leq 1$. Ennek következtében az egyes idősorokban megnőtt a „nem konvektív aktivitás” pontok száma a „konvektív aktivitás” pontok számához képest. A kísérletek során az 1-fokú szétválasztó függvénnyel dolgozó Bayes-algoritmus időbeli változást is tartalmazó 4-dimenziós adatszalaijait használtuk fel. Néhány idősornál javulás, a többenél viszont romlás következett be, az átlagos előrejelzési pontosság nem változott számottevően (minimális mértékben csökkent). A „konvektív aktivitás lesz” beválási százaléka 8,2-del alacsonyabb lett, a „nem konvektív aktivitás” pontok relatív pontossága kis mértékben (3,5%) nőtt. Magasabb fokú szétválasztó függvények alkalmazása esetén hasonlóan alakult a helyzet. A tanítás értékeinek módosítása útján nem sikerült tehát a pontosságot növelni. A bevezetőben leírt tanítás-összevonási eljárás ezért ebben az esetben optimálisnak tekinthető.

A pontosság növelésére irányuló második kísérletünk lényege az volt, hogy a vizsgált négyzeteket nem a négy csúcspontjukra, hanem a középpontjukra előállított indikátorokkal jellemeztük. Heurisztikus megfontolások alapján ugyanis feltehető, hogy ezzel a módszerrel hűebben lehet jellemezni a vizsgált négyzetek fölött helyet foglaló légtömeg állapotát. A négy sarokpontra előállított indikátorokkal történő jellemzés mellett azokban az esetekben, amikor „konvektív aktivitás” négyzetek „nem konvektív aktivitás” négyzetekkel érintkeznek; azoknak a csúcspontoknak, amelyek a két zóna határán helyez-

kednek el, egyszerre kellene jellemezniük az egymással érintkező és ellentétes kategóriákhoz tartozó négyzetek állapotát – ez pedig nyilvánvalóan lehetetlenség. Ezért növekszik meg olyan jelentősen a hibák száma a kevéssé zivataros időpontokban, amikor a zivatarok elszórtan, kis góccokban fordulnak elő, melynek következtében a zónahatár megnövekszik. Abban az extrém esetben pedig, ha a zivataros négyzetek pontosan saktáblaszerűen helyezkednének el, a bemutatott elméleti megfontolások alapján lehetetlenné válnék mindenfajta előrejelzés a sarokpontokra előállított indikátorok alapján – ezzel szemben a középpontra képezett indikátorokkal továbbra is lehetne – elvben! – előrejelzést adni. Ezek az elméleti megfontolások azonban még korántsem jelentik azt, hogy a „közepontos” módszer alkalmazása esetén az átlagos előrejelzési



3. ábra: A szélirányok közvetlen figyelembevétele

pontosság is megnövekszik. Ennek a kérdésnek az eldöntésére végeztük az alábbiakban leírt kísérleteket.

Mivel csupán az eredetileg vizsgált kilenc négyzet csúcspontjaira előállított indikátorok álltak rendelkezésünkre, ezért a „közepontos” módszer alkalmazása érdekében a középső (az 5.) négyzet csúcspontjai mint középpontok köré rajzolt négy új négyzetet vettük vizsgálat alá (2. ábra). Ezekre az új négyzetekre mindenekelőtt a tanítást kellett előállítani. Első lépésként a 1–16. számozású, 125 km-es oldalhosszúságú „kis” négyzetek tanításait határoztuk meg a bevezetésben leírthoz hasonló módszerrel, ezután 4–4 kis négyzet tanításainak összevonásából állítottuk elő az I–IV. jelzésű 250 km-es oldalhosszúságú „nagy” négyzetek tanításait úgy, hogy egy „nagy” négyzet állapotát „konvektív aktivitás”-nak tekintettük, ha a hozzá tartozó négy „kis” négyzet közül legalább az egyiknek az állapota „konvektív aktivitás” volt. Ezzel az I–IV. négyzetek mindegyikét a középpontjukra előállított 4 indikátorral jellemeztük. Ezután az előzőekben követett eljárás szerint az indikátorok közül csak az I_1 -et és az I_4 -et tartottuk meg, majd ezek időbeli változásainak figyelembevételével elkészítettük a szokásos 4-dimenziós adatszalogokat. Az előrejelzést az 1. fokú Bayes-algoritmus felhasználásával végeztük el.

Várakozásaink ellenére a „közepontos” módszer alkalmazása sem javította az előrejelzés pontosságát, amely még néhány százalékkal csökkent is, hiszen az átlagértékként adódó 73,4% mind az eredeti kilenc négyzet 77,9%-os átlagánál, mind az összehasonlítás céljaira szintén alkalmas 5. négyzet 80,4%-os megbízhatóságánál kisebb (vö. II. táblázat). A kísérleti tapasztalatok tehát arra mutatnak, hogy az egyes négyzetek fölött elhelyezkedő légtömegek állapotát mégis célszerűbb a négyzetek sarokpontjaira, mint a középpontokra előállított indikátorokkal leírni.

Harmadik kísérletünkben a szélirányok közvetlen figyelembevétele útján próbáltuk javítani az előrejelzés beválását. Az eddigi kísérletek során a 16-dimenziós adatokból átlagképzés útján állítottuk elő a 4-, ill. 2-dimenziós adatszalogokat. A négyzetek egyes csúcspontjainak adatai a széliránytól függetlenül, azonos súllyal szerepeltek. Logikusnak tűnő feltevés az, hogy az előrejelzés

pontossága javulni fog, ha az átlagképzés során közvetlenül figyelembe vesszük a szélirányt, azaz annak (ill. azoknak) a csúcspontnak (csúcspontoknak) az adatait vesszük nagyobb súllyal figyelembe, amely(ek) a szél irányába esik (esnek). Az eljárást a 3. ábra illusztrálja.

A négyzetet jellemző indikátorok értékei ezzel

$$I_j = \frac{C^{(1)}I_j^{(1)} + I_j^{(2)} + I_j^{(3)} + I_j^{(4)}}{C^{(1)} + 3}; \quad j = 1, 2, 3, 4; C^{(1)} > 1 \quad (3)$$

az A) esetben és

$$I_j = \frac{C^{(2)}I_j^{(1)} + C^{(2)}I_j^{(2)} + I_j^{(3)} + I_j^{(4)}}{2C^{(2)} + 2}; \quad j = 1, 2, 3, 4; C^{(2)} > 1 \quad (4)$$

a B) esetben, ha a 3. ábrán feltüntetett szélirányokat tételezzük fel.

Az így adódó eredményeket — melyeket most is az 1-fokú Bayes-algoritmussal kaptunk — a III. táblázatban foglaltuk össze. Ez az eljárás sem hozott

III. TÁBLÁZAT

Az előrejelzési pontosság változása a szélirány közvetlen figyelembe vétele után

Négyzet	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	Átlagos pontosság (%)
H ₁	14	12	7	17	18	13	31	14	22	67,0
P _{1r}	77,1	79,7	89,2	69,6	64,7	78,7	13,9	36,4	42,1	
H ₂	20	30	31	19	17	18	6	18	15	69,4
P _{2r}	61,6	44,4	35,4	66,7	72,6	65,4	92,3	80,3	80,0	
H	34	42	38	36	35	31	37	32	37	68,4
Pr	69,8	62,8	66,4	68,2	69,0	72,6	67,3	71,7	67,3	
Pr változása	+0,8	-0,9	+2,7	-0,9	+1,7	+2,7	-1,8	+3,5	-1,7	+0,3

érezhető javulást (az összehasonlítási alap most természetesen az I. táblázat 4-dimenziós része!). Öt négyzetnél kismértékű romlás, négyenél kismértékű javulás tapasztalható; az átlagérték 0,3%-os javulása nem nevezhető szignifikánsnak. A III. táblázatban szereplő adatszálalagok képzése során $C^{(1)}=3$ és $C^{(2)}=2$ értékeket alkalmaztunk. Megkíséreltük a szélirányba eső sarokpontokat még nagyobb súllyal figyelembe venni, azonban így nemhogy javultak volna, de fokozatosan romlottak az eredmények.

A tapasztalatok tehát megmutatták, hogy az előrejelzési pontosság nem növelhető azon az úton, hogy a szélirányokat az átlagképzésnél is figyelembe vesszük. Ezzel ugyanis új információt nem építettünk be a modellbe, csupán az indikátorok képzése során egyszer már felhasznált információt kíséreltük meg még egyszer számításba venni.

A következőkben az egyes négyzetek idősorain előállított szétválasztó függvények térbeli és időbeli extrapolációs lehetőségeit vizsgáltuk meg. Az előzőekben leírt kísérletek során ugyanis a tananyag mindig megegyezett a teszteléshez felhasznált anyaggal. Ez ugyan nem megengedhetetlen az általunk alkalmazott tanuló algoritmus-típusok esetén, azonban minden alakzatfelismerési probléma döntő kérdése az, hogy az előállított szétválasztófüggvénynek milyen extrapolációs lehetőségei vannak, azaz milyen szeparálási képességgel

rendelkezik a tanulószorozattól különböző tesztsorozatokon. A *IV. táblázatban* a területi extrapolációs tulajdonságokra vonatkozó kísérletek eredményeit foglaltuk össze. Az egyes négyzetek idősorain előállított szétválasztó függvényeket mind önmagukon, mind pedig az összes többi négyzeten kipróbáltuk. Az áttekinthetőség kedvéért a táblázatban csupán a teljes relatív pontosság értékeit tüntettük fel. A kísérletekhez, melyeket most is az 1-fokú Bayes-algoritmus segítségével végeztünk, az egyes négyzetek 4-dimenziós, az időbeli változásokat is tartalmazó idősorait használtuk fel. Következésképpen a *IV. táblázat* főatlójában szereplő értékek azonosak a *II. táblázat* P^r oszlopában foglaltakkal. Az átlagos előrejelzési pontosság 70,14%, ez nem túl jó érték. Megfigyelhető azonban, hogy az átlagértéket nagyrészt a 7–9. négyzetek (különösen a 8. négyzet) idősorainak néhány igen gyenge eredménye rontja le. Még az *I. táblázatból* láthattuk, hogy ezeken az idősorokon igen kevés a „konvektív aktivitás” pont, tehát semmiképpen sem tekinthetők megfelelően kiegyensúlyozott, jó tan-

IV. TÁBLÁZAT

A szétválasztó függvények területi extrapolációs tulajdonságai

		Teszt idősorok										
		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	Átlag	
Tananyag idősorok	Négyzet	1.	80.4*	70.6	73.2	72.3	76.7	77.6	68.7	59.7	75.9	72.78
	2.	82.1	79.5	84.6*	74.1	82.8	80.4	76.6	62.5	77.5	77.78	
	3.	71.4	61.5	71.4	67.7	68.6	73.0*	57.1	52.7	65.4	65.42	
	4.	69.8	60.9	73.0	69.6	73.0	75.2*	59.1	61.5	68.6	67.85	
	5.	70.6	64.2	67.0	79.5	80.4	76.7	70.6	73.2	83.0*	71.68	
	6.	74.1	63.5	68.6	68.6	73.0	75.0	57.1	65.4	75.9*	69.02	
	7.	70.5	76.9	69.6	66.0	79.5	73.1	83.8*	83.8*	80.4	75.95	
	8.	60.6	59.0	48.2	59.9	71.5	61.5	67.7	79.5	80.4	65.35	
	9.	63.5	64.2	57.1	64.2	77.5	65.4	65.4	78.6	81.3*	68.55	
	Átlag		71.44	66.70	68.07	69.59	75.89	73.10	67.34	68.54	76.47	70.14

anyagának. Ha csupán a *IV. táblázat*nak a szaggatott vonallal elkerített részét tekintjük, azaz az 1–6. négyzetek sokkal kiegyensúlyozottabb idősorainak egymáson elért eredményeit, ezek átlagértéke már jelentősen magasabb értékű: 73,72%. A táblázatban az egyes oszlopok legjobb eredményeit ● jelzéssel, az egyes sorok legjobb eredményeit pedig * jelzéssel láttuk el. A ● és a * jelzések eloszlásából, valamint az egyes sorok és oszlopok átlageredményeinek összehasonlításából igen érdekes – és első pillantásra talán meghökkentőnek tűnő – következtetéseket vonhatunk le. A 2. négyzet sorában öt ● is található, viszont ugyanennek a négyzetnek az oszlopában egyetlen * sem szerepel. A 2. négyzet

V. TÁBLÁZAT

Az ahomogenitás hatása a előrejelzés pontosságára

		Teszt sorozatok					Átlag
		9:0	8:1	7:2	6:3	5:4	
Tanulósorozatok	Homogenitás foka						
	9:0	90.9	68.5	65.7	56.5	54.7	67.26
	8:1	71.3	73.2	64.8	64.8	55.6	65.94
	7:2	84.3	68.5	63.0	63.9	57.4	67.42
	6:3	60.2	56.5	59.3	59.3	52.8	57.62
	5:4	60.2	61.2	57.4	61.2	57.4	59.48
Átlag	73.38	65.58	62.22	61.14	55.58	63.58	

sorának átlaga 77,78%, magasan a legjobb a kilenc közül, ezzel szemben a 2. négyzet oszlopának átlaga 66,70%, egyértelműen a kilenc négyzet leggyengébbike. Más szóval kifejezve: a 2. négyzet bizonyult a legjobb tananyagának, s egyúttal a leggyengébb tesztanyagának. Ez azonban csupán látszólagos ellentmondás, különösen akkor, ha figyelembe vesszük a valószínűség sűrűségfüggvények becslésén alapuló tanuló algoritmusok működését. Feladatunk természetéből adódik, hogy erősen „átlapolódó” halmazokat kell szétválasztanunk; valamely idősor anyagát akkor minősíthetjük „jó” tananyagának, ha önmaga is erősen átlapolódik, mivel csak így lehet képes arra, hogy az önmagától különböző teszt sorozatokat – a többi idősort – megfelelő pontossággal szeparálja. Mivel azonban a „jó” tananyag erősen fedésben levő halmazokból áll, ezért

szétválasztása nem történhet elég pontosan, az alkalmazott tananyagtól gyakorlatilag függetlenül. Ezt a heurisztikus indoklást lehet adni arra a meglepő kísérleti eredményre, hogy az az idősor szeparálható a leggyengébben, amely a többi idősor szétválasztására a legalkalmasabb.

A szétválasztó függvények időbeli extrapolálhatóságára vonatkozó kísérletek azt mutatják, hogy az egyes hónapok önmagukon elért eredményei általában jobbak, mint a másik hónap adatainak felhasználásával kapott értékek. Néhány idősor anyaga kivételt képez. Egyes esetekben előfordult, hogy a másik hónap anyagán ugyanolyan pontosságot értünk el, mint a tananyagot képező hónapon önmagán, sőt néhány olyan eset is volt, amikor a másik hónapon kisebb-nagyobb mértékben még növekedett is a beválási százalék. Végeredményben az egyes hónapok önmagukon elért eredményeinek átlaga 77,65%, míg a másik hónapon elért eredményeké 70,26%. Mindez azt mutatja, hogy az időbeli extrapoláció lehetséges, de alkalmazása során csökken az előrejelzés pontossága.

Dolgozatunk következő részében az ún. homogén foltokkal kapcsolatos kísérleteinket ismertetjük. Az előzőekben kifejtettük, hogy az idősorok átlagos előrejelzési pontossága azért csökkent jelentős mértékben a területi eloszlás anyagán elért beválási százalékhoz képest, mert az idősorok anyagát képező időpontok között kevés az olyan, amikor a vizsgált terület a konvektív tevékenység zónájába esik. A zivatarok, záporok általában kisebb, egymástól távol eső területeken helyezkednek el; ez annyit jelent, hogy a „konvektív aktivitás” négyzetek zöme egyben határát is képezi a zivatarzónáknak, ahol eleve kisebb az előrejelzés megbízhatósága. Ez a föltevés a következőképpen igazolható. A vizsgált kilenc idősor anyagából ki kell választani az ún. homogén foltokat, azaz azokat az időpontokat, amelyekben mind a kilenc négyzet állapota egyenmű. Amennyiben ezen az így összeállított tananyagban jelentősen megnövekszik az előrejelzés pontossága az idősorok átlagához képest, úgy a megállapításunk igazoltnak tekinthető. Az *V. táblázat* tartalmazza ennek a kísérletnek az eredményét, sőt ennél többet is, ugyanis nem csupán a homogén foltokból összeállított tananyag segítségével végeztünk kísérleteket, hanem a különböző mértékben ahomogén tananyagokkal is. A gyakorlatban ez azt jelenti, hogy a rendelkezésünkre álló 113 időpontot szétválasztottuk olyan csoportokra, melyekben a kilenc négyzet állapotának többsége és kisebbsége 9:0, 8:1, 7:2, 6:3, ill. 5:4 arányban állt egymással. Ezután mind az öt csoportból kiválasztottunk 12 időpontot: hat olyat, melyben a „konvektív aktivitás” és hat olyat, melyben a „nem konvektív aktivitás” képezi a kilenc négyzet állapotának a többségét. Az így összeállított tananyagok mindegyikében tehát $12 \times 9 = 108$ tanulópont szerepelt. A sorrendet úgy állapítottuk meg, hogy minden „konvektív aktivitás” pontot „nem konvektív aktivitás” pont követett és viszont. A szóban forgó tananyagokat először az eredeti 16 dimenzióban, a „TETÁS” potenciálfüggvényes algoritmus segítségével vizsgáltuk meg. Mind az öt tananyaggal előállítottunk egy-egy 1-fokú szétválasztó függvényt, melyeket azután önmagukon és az összes többin is kipróbáltunk. Ezeket az eredményeket tartalmazza az *V. táblázat*, melyben az áttekinthetőség kedvéért csupán a P^r értékek vannak feltüntetve. Megjegyezzük, hogy az *V. táblázat* eredményei számára az *I. táblázat* 16-dimenziós része az összehasonlítási alap. Látható, hogy az *I. táblázat* ezen részének 70% alatti átlagával szemben a 9:0 arányú homogén foltok önmagán való tesztje alkalmával az előrejelzési pontosság 90% fölé emelkedett! Túlmenően ezen, megfigyelhető az *V. táblázat* főátlójában szereplő értékek monoton csökkenése is. Mindez együttesen messzemenően iga-

zolja az előrejelzési pontosság és az így értelmezett ahomogenitás összefüggésére vonatkozó megállapításunkat.

A rendelkezésünkre álló tananyag idősor jellege lehetővé tette, hogy a 12 órás előrejelzésen kívül a hosszabb távú előrejelzések lehetőségeivel is foglalkozzunk. A „24 órás” előrejelzésen annak a kérdésnek az eldöntését értjük, hogy a mérések utáni ($T + 12$) és ($T + 24$) időpontok által határolt időintervallumban lesz-e konvektív aktivitás vagy sem. Hasonlóképpen a „36 órás”-nak nevezett előrejelzés a ($T + 24$) és a ($T + 36$) közötti időszakra vonatkozik.

VI. TÁBLÁZAT

A 12 órás, a 24 órás és a 36 órás előrejelzés összehasonlítása

Négyzet	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	Átlag
12 órás	80,4	79,5	71,4	69,6	80,4	75,0	83,8	79,5	81,3	77,9
24 órás	68,4	67,6	69,3	64,8	70,3	69,9	73,8	79,3	76,7	71,1
36 órás	68,2	71,8	66,4	63,6	67,3	65,4	71,8	60,0	65,4	68,9

A VI. táblázatban feltüntetett beválási értékeket az 1. fokú Bayes-algoritmus segítségével az egyes idősorok 4-dimenziós, az időbeli változásokat is figyelembe vevő adatszalaijain kaptuk. A 24 órás és a 36 órás előrejelzések P^r értékei alacsonyabbak, mint a 12 órás előrejelzések bekövetkezési valószínűségei. A 12 órás és a 24 órás pontosságok átlaga között 6,8%, míg a 24 és 36 órás előrejelzések beválása között 2,2% a különbség. Feltétlenül megjegyzésre méltó azonban az a körülmény, hogy a 24 órás anyag 9:0 arányú homogén feltajin korántsem volt ilyen mértékű a pontosság csökkenése; a 12 órás anyag homogen feltjainak 91,7%-os eredményével majdnem azonos, 90,8%-os pontosságot kaptunk a 24 órás anyag homogen feltjain. A 36 órás homogen feltok 77,8%-os pontossága azonban érdekes módon 13%-kal alacsonyabb, mint a 24 órás homogen feltok P^r értéke.

Az idősorokkal kapcsolatos kísérletek során elért eredményekkel jelentős előrehaladást értünk el a [2]-ben bemutatott állapothoz képest. A területi eloszláshoz viszonyítva minőségileg nagyobb tananyag feldolgozásával egyrészt eldöntöttnek tekinthetjük azt a kérdést, hogy a konvektív aktivitás az [1] meteorológiai modell alapján, tanuló algoritmusok felhasználásával megbízhatóan előrejelezhető, másrészt megteremtettük a konvektív aktivitás szolgáltatászerű előrejelzésének feltételeit a tanuló algoritmusok alkalmazásának oldaláról.

IRODALOM

- [1] Götz G.—Szalay G.: Számítógépes módszer a konvektív folyamatok környezeti feltételeinek objektív analizésére *Időjárás* vol. 75. No. 1—2, 1971. pp. 90—102.
- [2] Szalay G.—Gulyás O.—Molnár L.: A konvektív aktivitás előrejelzése tanuló algoritmusok felhasználásával *Időjárás*, vol. 75. No. 3—4, 1971. pp. 147—157.
- [3] Szalay G.—Molnár L.—Gulyás O.: Tanuló algoritmusok alkalmazása a meteorológiában a konvektív aktivitás előrejelzésére *Acta Cybernetica*, vol. 1, No. 3, 1972. pp. 201—218.
- [4] Szalay G.—Molnár L.—Gulyás O.: Tanuló algoritmusok felhasználása meteorológiai előrejelzésre, VI. Magyar Automatizálási Konferencia, Budapest, 1970. szeptember 28—október 3.

- [5] *Ambrózy P.—Götz G.—Szalay G.—Tánczer T.—Molnár L.* : Különböző meteorológiai jelenségek előrejelzése objektív módszerrel analizált időjárési térképek alapján, tanuló algoritmusok segítségével VII. *Magyar Automatizálási Konferencia*, Budapest, 1973. október 15—20.
- [6] *Molnár L.*: On the Principles of the Polynomial Discriminant Pattern Recognition Method and its Use in Meteorology, VIth *Yugoslav International Symposium on Information Processing* Bled, Sept. 23—26, 1970.
- [7] *Bak M.né—Kobzos L.—Molnár L.—Gulyás O.—Csibi S.*: Tanuló-felismerő algoritmusok kisszámítógépes alkalmazásokra *Számítógéptechnika '71 konferencia* Esztergom, 1971. szeptember 27—október 1.
- [8] *Molnár L.—Németh J.—Gulyás O.—Csibi S.*: Tanuló-felismerő eljárások BME Továbbképző Intézet előadásorozata, Budapest, 1971.
- [9] *Molnár L.*: Alakzatfelismerés sűrűségfüggvények becslése alapján, gyakorlati alkalmazásokkal, egyetemi doktori értekezés BME Villamosmérnöki Kar, Híradástechnikai Elektronika Intézet, 1972.
- [10] *Györfi, L.*: Estimation of Probability Density and Optimal Decision Function, Problems of Control and Information Theory (megjelenés alatt)
- [11] *Васильев, В. И.*: Распознающие системы Наукова Думка, Киев, 1969., стр. 292
- [12] *Widrow, B.—Smith, F. W.*: Pattern Recognizing Control Systems, Washington, 1964. pp. 288—317.
- [13] *Сонечкин, Д. М.*: Об объективной классификации метеорологических явлений и ситуаций с помощью ЭВМ, *Метеорология и гидрология*, 1968., № 5, стр. 12—21
- [14] *Груза, Г. Б.*: Прогноз погоды и задача „распознавание образов“ в кибернетике, *Метеорология и гидрология*, 1968. № 11., стр. 13—21.
- [15] *Баргов, Н. А.*: О классификации синоптических процессов.
- [16] *Сонечкин, Д. М.*: Математическая теория классификации и ее применение в метеорологии, *Метеорология и гидрология*, 1969. № 12., стр. 24—34.
- [17] *Pick R.*: A META meteorológiai adatelőkészítő program Tanuló-felismerő algoritmusok II., TKI Intézeti Tanulmány, 1970. (2. A. 1. fejezet függeléke, pp. 180—194.).

A keleti, a nyugati lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen- és globálsugárzás kapcsolata

JUSTYÁK JÁNOS és TAR KÁROLY, Kossuth Lajos Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Debrecen.

Relation between Direct and Global Radiation Arriving at Western and Eastern Slopes and Horizontal Surfaces. In the previous study (Időjárás, 77. 3. 165—174) the connection between the direct and global radiation arriving at southern slopes and horizontal surfaces was examined. In this one the intensity of direct radiation and the value of global radiation arriving at eastern and western slopes of different pitch are determined with the same method, i. e. values referring to slopes are counted from data of horizontal surfaces with the help of index numbers which are presented on the enclosed nomograms.

*

Связь прямой с суммарной радиации, приходящейся на восточный, западный склоны и на плоскую поверхность. В предыдущей работе („Идэярэм”, 77. 3. 165—174) рассматривалась связь прямой и суммарной радиации, приходящейся на южный склон и на плоскую поверхность. В настоящей работе аналогичным методом была определена интенсивность прямой радиации, приходящейся на восточные и западные склоны, характеризующиеся различными углами наклона, а также суммарная радиация, т.е. данные, касающиеся склонов, были подсчитаны при помощи определенных коэффициентов, по данным, действительным для горизонтальной плоскости. Коэффициенты могут быть отсчитаны из прилагаемой номограммы.

*

Előző tanulmányunkban (Justyák—Tar, 1973) a déli lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás kapcsolatát vizsgáltuk. Kiszámítottuk azok pillanatnyi értékének ill. napi összegének hányadosát. Irodalmi adatok (Muhenberg, 1965) és saját eredményeink alapján 40° -nál kisebb lejtőszög esetében ezeket a hányadosokat egyenlőnek tekintettük a globálsugárzások hányadosával. Kérdés, hogy más égtájtírányú lejtők esetében alkalmazható-e ez a közelítés? Azt, hogy a globálsugárzások hányadosának ez a közelítése pl. keleti vagy nyugati lejtők esetében is kielégítő pontosságú, két tény is alátámasztja. Az egyik, hogy a lejtőre és a vízszintesre jutó szórt sugárzások aránya a lejtő azimutjától közelítőleg független, csak a lejtő hajlásszögétől függ (Kondratyev—Manalova, 1967). A másik: Muhenberg (1965) vizsgálatai alapján kimutatta: annál pontosabb a közelítés, minél magasabb a napállás, ill. minél kisebb a lejtőszög. Keleti és nyugati lejtők esetében a legnagyobb eltérés is kisebb mint 9% (a közvetlen sugárzások hányadosához viszonyítva), ha a lejtőszög kisebb mint 40° . Kézenfekvő tehát olyan módszer kidolgozása, amely a keleti, nyugati és más égtájtírányú lejtőkre is érvényes.

Mint a déli lejtő esetében a különböző hajlásszögű keleti és nyugati lejtőkre jutó közvetlen sugárzás intenzitását is — valamely időponthonban vagy időtartamra — a vízszintes síkra érvényes adatokból számítottuk ki egy szorzószám segítségével. Ezek a szorzószámok az általunk készített nomogramokról olvashatók le.

1. A lejtőnapkelte ill. a lejtőnapnyugta időpontjának meghatározása. Tekintsünk egy α_L azimutú, β hajlásszögű lejtőt. A lejtőnapkelte időpontjának azt az időpontot tekintjük, amikor a napsugarak párhuzamosak a lejtősíkkal. Ha az ehhez az időponthoz tartozó napmagasságot h' -vel a napazimutot α'_N -vel jelöljük, akkor geometriai úton a következő összefüggéshez jutunk:

$$\operatorname{tg} h' = \operatorname{tg} \beta \cdot \sin \alpha \quad (1)$$

ahol α értéke attól függ, hogy α_L pozitív vagy negatív, ill. 90° -nál nagyobb vagy kisebb. Például ha $-90^\circ < \alpha_L < 0^\circ$, akkor

$$\alpha = \alpha'_N + (\alpha_L) - 90^\circ = \alpha'_N - \alpha_L - 90^\circ \quad (2)$$

azaz

$$\operatorname{tg} h' = -\operatorname{tg} \beta \cos (\alpha'_N - \alpha_L) \quad (3)$$

Ha ω'_1 -vel jelöljük a lejtőnapkelte óraszögét és a (3)-at megfelelő trigonometriai szabályok és gömbháromszögtani tételek alapján átalakítjuk, akkor az

$$A + B \cos \omega'_1 = C \sin \omega'_1 \quad (4)$$

egyenlethez jutunk. Ebben

$$\begin{aligned} A &= (\sin \varphi - \operatorname{tg} \beta \cos \varphi \cos \alpha_L) \sin \delta \\ B &= (\cos \varphi + \operatorname{tg} \beta \sin \varphi \cos \alpha_L) \cos \delta \\ C &= -\operatorname{tg} \beta \sin \alpha_L \cos \delta \end{aligned} \quad (5 \text{ abc})$$

ahol az új változók: φ a földrajzi szélesség, δ a Nap deklinációja. Ha ugyanennél a lejtőnél a lejtőnapnyugta ω'_2 óraszögét keressük, akkor belátható, hogy

$$A + B \cos \omega'_2 = C \sin \omega'_2 \quad (6)$$

Tehát (4) és (5) egyenletbe írható:

$$A + B \cos \omega'_{1,2} = C \sin \omega'_{1,2} \quad (7)$$

Ez az egyenlet megtalálható *Junghans* (1969) és *Bögel* (1957) munkáiban is, csak más megoldással, amiből nem tűnik ki pl. a lejtőnapkelte és a lejtőnapnyugta óraszögének kiszámítása közötti különbség. Felhasználva a $\sin x = \sqrt{1 - \cos^2 x}$ azonosságot, a kapott másodfokú egyenletet megoldva kapjuk, hogy

$$\cos \omega'_{1,2} = \frac{-AB \pm C\sqrt{C^2 + B^2 - A^2}}{C^2 + B^2} \quad (8)$$

ahol bebizonyítható, hogy a + előjel a ω'_1 -höz, a - előjel az ω'_2 -höz tartozik.

Az is könnyen belátható, hogy (8) minden $\beta < 90^\circ$ esetben érvényes, függetlenül a lejtő azimutjától. Ha $\beta = 90^\circ$, de $\alpha_L \neq \pm 90^\circ$ akkor

$$\begin{aligned} A &= -\cos \varphi \sin \delta \\ B &= \sin \varphi \cos \delta \\ C &= -\operatorname{tg} \alpha_L \cos \delta \end{aligned} \quad (9 \text{ abc})$$

Az ω'_1 ill. ω'_2 értékét szintén (8) adja, a fenti A , B , C értékkel, csak $\alpha_L < -90^\circ$ ill. $\alpha_L > 90^\circ$ esetekben az előjelek szerepet cserélnek. Ha $\beta = 90^\circ$, $\alpha_L = 90^\circ$ azaz egy keleti falról van szó, akkor - függetlenül a deklinációtól - $\omega'_1 = \omega_1$, $\omega_2 = 0$, azaz napkeltétől délre sugárzást. Nyugatra néző fal esetében ($\alpha_L = -90^\circ$) pedig $\omega'_1 = 0$, $\omega'_2 = \omega_2$.

Ha (8) alapján számoljuk az ω'_1 ill. az ω'_2 óraszögeket, akkor olyan nyilvánvalóan ellentmondásos eredményre juthatunk, mint pl. $\omega'_1 < \omega_1$ vagy $\omega'_2 > \omega_2$, ahol ω_1 a napkelte, ω_2 pedig a napnyugta óraszöge. Első esetben már napkelte előtt, a második esetben még napnyugta után is sütné a Nap a lejtőt. Azoknál a lejtőknél, amelyeknél (8) ilyen eredményekre vezet, arról van szó, hogy napkeltétől ill. napnyugtáig kapnak besugárzást. Azokat a lejtőket, amelyeknél $\omega'_1 = \omega_1$ pozitív ekvihorizontális, azokat pedig, amelyeknél $\omega'_2 < \omega_2$ negatív ekvihorizontális lejtőknek neveztük el. Ha mindkettő teljesül, akkor a lejtő ekvihorizontális.

Ha ezeket a lejtőket ki tudnánk válogatni, akkor sok felesleges számítástól szabadulnánk meg. Eltekintve a hosszadalmas bizonyítástól, csak végeredményt közlünk. Pozitív ekvihorizontális a lejtő, ha azimutjára teljesül a

$$\sin \delta (\alpha_L) \geq \alpha_{L1} \quad (10)$$

egyenlőtlenség, ahol α_{L1} a

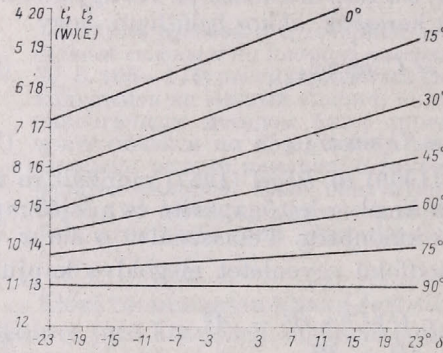
$$\cos \alpha_L = \pm \sqrt{1 - \sin^2 \delta (1 + \operatorname{tg}^2 \varphi)} \quad (11)$$

egyenlet α_1 pozitív hegyesszögű megoldásával fejezhető ki, mégpedig

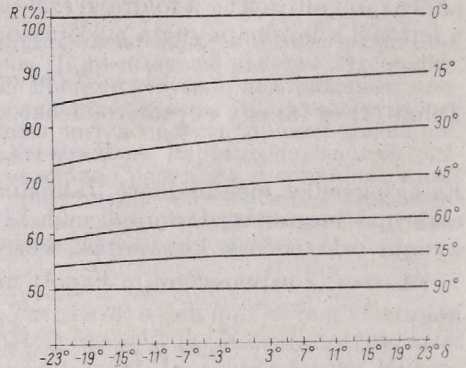
$$\alpha_{L1} = \begin{cases} \alpha_1 & \text{ha } \delta > 0, \alpha_L > 0 \\ 180^\circ - \alpha_1 & \delta > 0, \alpha_L < 0 \\ \alpha_1 - 180^\circ & \delta < 0, \alpha_L > 0 \\ -\alpha_1 & \delta < 0, \alpha_L < 0 \end{cases} \quad (12)$$

Negatív ekvihorizontális a lejtő ha

$$\sin \delta \cdot (\alpha_L) \geq \sin \delta \cdot 180^\circ - \alpha_{L1} \quad (13)$$



1. ábra. A lejtőnapkelte (t'_1) ill. a lejtőnapnyugta (t'_2) időpontja különböző hajlásszögű nyugati ill. keleti lejtőknél a deklináció (δ) függvényében ($\varphi = 47^\circ 30'$).



2. ábra. A különböző hajlásszögű keleti és nyugati lejtők relatív besugárzási időtartamának (R) függése a deklinációtól ($\varphi = 48^\circ$).

Tekintsük a keleti lejtőt; $\alpha_L = 90^\circ$, Ha $\delta > 0$ akkor (12) miatt $\alpha_{L1} = \alpha_1$ (pozitív hegyesszög), tehát (10) biztos, hogy teljesül. Ha $\delta < 0$, akkor $\alpha_{L1} = \alpha_1 - 180^\circ$ (negatív tompaszög), de (10) így alakul:

$$-(90^\circ) \geq \alpha_1 - 180^\circ$$

ami nyilván igaz. Belátható tehát, hogy a keleti lejtő mindig pozitív ekvihorizontális, azaz $\omega'_1 = \omega_1$. Ugyancsak bebizonyítható, hogy a nyugati lejtő mindig negatív ekvihorizontális: $\omega'_2 < \omega_2$. A (8)-nak tehát mindig csak az egyik megoldása szükséges.

Ha egy β hajlásszögű keleti lejtő esetében a lejtőnapnyugta óraszöge $\omega'_2 (E, \beta)$, $\omega'_1 (W, \beta)$ pedig egy ugyancsak β hajlásszögű nyugati lejtő lejtőnapnyugtájának óraszöge, akkor bebizonyítható, hogy

$$\omega'_2 (E, \beta) = -\omega'_1 (W, \beta) \quad (14)$$

A (8)-nak és a (14)-nek felhasználásával készült az 1. ábra.

Definiáljuk a következő mennyiséget

$$R = \frac{\omega'_2 - \omega'_1}{\omega_2 - \omega_1} = \frac{t'_2 - t'_1}{t_2 - t_1}$$

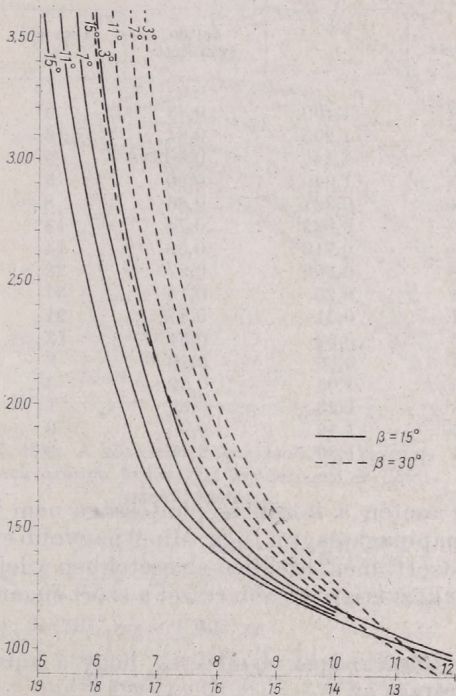
és nevezzük *relatív besugárzási időtartamnak*. Nyilvánvaló, hogy $0 \leq R \leq 1$, az $R \cdot 100$ pedig azt adja meg, hogy a nap hány százalékában éri sugárzás a lejtőt. Bebizonyítható, hogy ha $R (\alpha_L, \beta)$ egy α_L azimutú, β hajlásszögű lejtő relatív besugárzási időtartama, akkor $R (\alpha_L, \beta) = R (-\alpha_L, \beta)$, azaz R meridiánszim-

metrikus. R értékeit különböző deklinációkon keleti és nyugati lejtők esetében a 2. ábra mutatja ($\varphi = 48^\circ$).

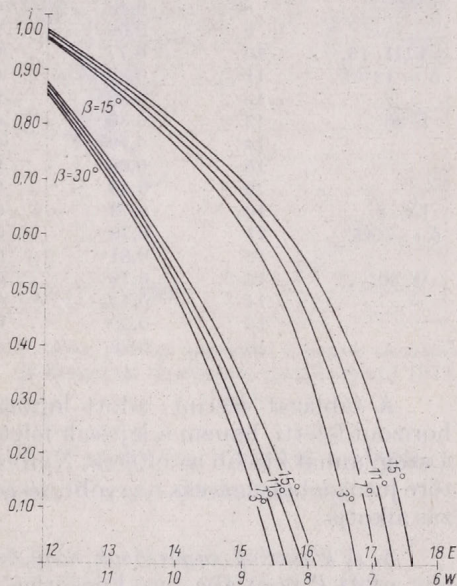
2. A közvetlen sugárzások aránya valamely időpontban. Képezzük a lejtőre és a vízszintes síkra jutó közvetlen sugárzások hányadosát. Ha ezt i (β , α_L) jelöli, akkor

$$i(\beta, \alpha_L) = \frac{\cos \beta \cdot \sin h + \sin \beta \cos h \cos(\alpha_N - \alpha_L)}{\sin h} \quad (15)$$

Ha (15)-öt megfelelő összefüggésekkel átalakítjuk és $\alpha_L = 90^\circ$, akkor keleti



3. ábra. A közvetlen sugárzások aránya 15° -os és 30° -os keleti ill. nyugati lejtőn, délelőtt, ill. délután különböző deklinációkon ($\varphi = 47^\circ 30'$).



4. ábra. A közvetlen sugárzások aránya 15° -os és 30° -os keleti ill. nyugati lejtőn, délelőtt ill. délelőtt különböző deklinációkon ($\varphi = 47^\circ 30'$).

lejtő esetében az

$$i(\beta, E) = \cos \beta - \sin \beta \frac{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \varphi \sin \omega}}{\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta + \cos \omega} \quad (16)$$

összefüggést kapjuk. Az ω az (ω_1, ω_2) intervallumon változhat, mivel a keleti lejtő pozitív ekvihorizontális. Az ω_1 értéket azért nem veheti fel, mert akkor (15)-ben a nevező 0 lenne.

Legyen i (β , α_L , ω) az α_L azimutú, β hajlásszögű lejtőre és a vízszintes síkra jutó közvetlen sugárzások hányadosa az ω időpontban. Bebonyítható, hogy

$$i(\beta, \alpha_L, \omega) = i(\beta, -\alpha_L, -\omega) \quad (17)$$

Ez azt jelenti, hogy pl. a keleti lejtőn 10 órakor az arány ugyanannyi, mint

a nyugati lejtőn 14 órakor. A (16) és a (17) összefüggések felhasználásával készült a 3. és 4. ábra.

Az I. táblázatban összehasonlítjuk a lejtőn mért globálsugárzások értékeit a módszer alapján számított értékkel. Az első esetben ($\delta = 13^\circ 51'$, keleti 20°) az i meghatározásához kétszeres interpolációt kellett végrehajtani.

I. TÁBLÁZAT

A 20° -os és a 30° -os nyugati lejtőre jutó globálsugárzás mért és számított értékei ($\varphi = 47^\circ 30'$), [cal/cm² min]

1973.	Helyi idő	Vízszintesen mért	Lejtőn mért	i	Lejtőn számított	Absz. elt. [%]
	8	0,49	0,73	1,490	0,73	0
	9	0,65	0,87	1,295	0,84	3
VIII. 16.	10	0,77	0,94	1,145	0,88	6
$\delta = 13^\circ 51'$	11	0,87	0,95	1,040	0,90	5
	12	0,83	0,94	0,927	0,86	8
E 20°	13	0,89	0,85	0,832	0,74	13
	14	0,79	0,65	0,710	0,56	14
	15	0,66	0,48	0,560	0,37	23
	9	0,59	0,24	0,25	0,15	37
IX. 3.	10	0,73	0,47	0,51	0,37	21
$\delta = 7^\circ 41'$	11	0,78	0,62	0,69	0,54	13
	12	0,81	0,76	0,86	0,70	8
W 30°	13	0,78	0,85	1,05	0,82	3
	14	0,73	0,88	1,23	0,89	1
	15	0,59	0,90	1,52	0,90	0
	16	0,38	0,73	1,86	0,71	3

A táblázat szerint, adott lejtőszög esetén a közelítés pontossága nem a horizont feletti, hanem a lejtőszik feletti napmagasságtól függ. Minél nagyobb ez a szög, annál kisebb az eltérés. Nyilván azért, mert ezekben az esetekben a lejtőre jutó globálsugárzás nagyobb részét a közvetlen, kisebb részét a szórt sugárzás alkotja.

3. A közvetlen sugárzások napi összegének aránya. Ismeretes, hogy a lejtő egy adott P pontjába jutó közvetlen sugárzás az

$$I_L = I_0 q^{Tz} [\cos \beta \sin h + \sin \beta \cos h \cos (\alpha_N - \alpha_L)] \quad (18)$$

összefüggéssel számítható ki egy adott időpontban.

Jelöljük (18)-nak a $\beta, h, \alpha_N, \alpha_L$ szögeket tartalmazó részét G -vel. Bebizonyítható, hogy ha $\beta < 90^\circ$, akkor

$$G = A \cos \beta + B \cos \beta \cos \omega - C \cos \beta \sin \omega \quad (19)$$

ahol A, B, C értékeit (5 abc) adja. Ha $\beta = 90^\circ$, de $\alpha_L \neq \pm 90^\circ$, akkor

$$G = A \cos \alpha_L + B \cos \alpha_L \cos \omega - C \cos \alpha_L \sin \omega \quad (20)$$

Az A, B, C értékei most (9 abc)-ből számolhatók. Ha $\beta = 90^\circ$, $\alpha_L = \pm 90^\circ$, akkor

$$G = \pm \cos \delta \sin \omega \quad (21)$$

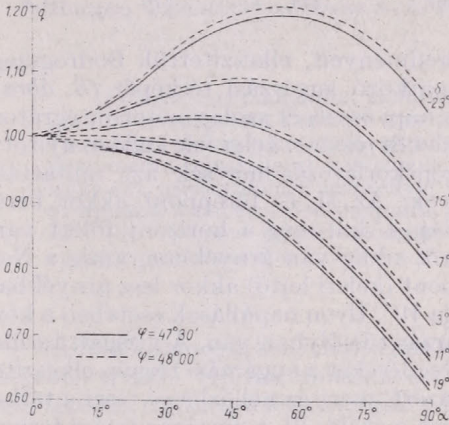
A lejtő P pontjában egy nap alatt beeső közvetlen sugárzás tehát

$$Q_{zL} = I_0 q^{Tz} \int_{\omega_2}^{\omega_1} G d\omega \quad (22)$$

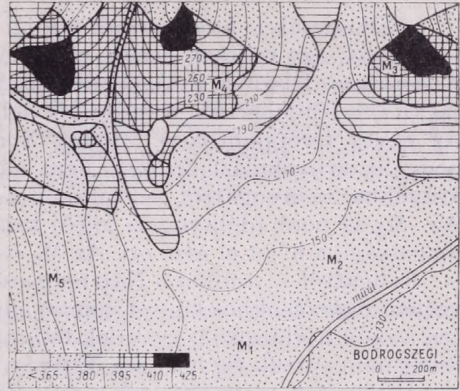
ahol \bar{T} ill. \bar{z} a homályossági tényező, ill. a sugárzás légkörben megtett útjának napi átlaga. A vízszintesre egy nap alatt beérkező közvetlen sugárzás

$$Q_{dv} = I_0 \bar{q} \bar{z} \cdot \int_{\omega_1}^{\omega_2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega) d\omega \quad (23)$$

Legyen $q(\beta, \alpha_L) = \frac{Q_{dL}}{Q_{dv}}$. Az integrálás elvégzése után $q(\beta, \alpha_L)$ -re a következő formulákat kapjuk



5. ábra. A közvetlen sugárzások napi összegének aránya különböző lejtőszögek és deklinációk esetében.



6. ábra. A napi sugárzási összegek eloszlása Bodrogszegi térségében. [gcal/cm²/nap] 1973. IX. 8.

$$q(\beta < 90^\circ, \alpha_L) = \cos \beta \frac{A(\omega'_2 - \omega'_1) + B(\sin \omega'_2 - \sin \omega'_1) - C(\cos \omega'_2 - \cos \omega'_1)}{2(\omega_2 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_2)}$$

$$q(\beta = 90^\circ, \alpha_L \neq \pm 90^\circ) = \frac{A(\omega'_2 - \omega'_1) + B(\sin \omega'_2 - \sin \omega'_1) - C(\cos \omega'_2 - \cos \omega'_1)}{2(\omega_2 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_2)}$$

$$q(\beta = 90^\circ, \alpha_L = \pm 90^\circ) = \frac{|\cos \omega_2 - 1| \cos \delta}{2(\omega_2 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_2)} \quad (24 \text{ abc})$$

Amint azt a (24c) formulában már jelöltük, a $q(\beta, \alpha_L)$ az R-hez hasonlóan meridiánszimmetrikus, azaz

$$q(\beta, \alpha_L) = q(\beta, -\alpha_L) \text{ ha } \varphi \text{ és } \delta \text{ adott.}$$

A keleti és a nyugati lejtőre a (24a) ill. a (24c) összefüggések alkalmazhatók. Ezek alapján készült az 5. ábra, amely a $q(\beta, \alpha_L)$ értékeit mutatja különböző deklinációkon, a 47°30' és a 48°00' szélességen.

A II. táblázatban összehasonlítjuk a lejtőn mért napi globálisugárzás értékeit a módszer alapján számított értékekkel. A deklinációkra ismét lineáris interpolációt alkalmaztunk.

A fenti módszer segítségével még az alábbi mellékirányú lejtőkre végeztük el a számításokat: ESE, SE, SSE ill. SSW, SW, WSW. Mivel északias komponensű lejtőkön szőlőtelepítés általában nincs — ezekre a lejtőkre számításokat nem végeztünk.

II. TÁBLÁZAT

A globálsugárzás napi összegének mért és számított értékei különböző napokon keleti ill. nyugati lejtők esetében [cal/cm² nap] a $\varphi = 47^{\circ}30'$ szélességen.

	Deklináció	Lejtőszög	Mért érték		Számított érték	%
			vízs.	lejtő		
VIII. 16.	13°51'	20°	451	466	442	5,1
IX. 3.	7°41'	30°	378	374	372	0,5
IX. 11.	4°42'	30°	385	394	381	3,2
IX. 18.	2°00'	20°	305	311	305	2,0
X. 1.	-3°03'	20°	267	274	270	1,4

Felhasználva módszerünk eddigi eredményeit, elkészítettük Bodrogszegi térségének egy teljesen derült napra vonatkozó sugárzási térképét (6. ábra). A vízszintes felszínre jutó globálsugárzás napi összegét szolariméter-integrátorral (Kipp-féle) mértük. A terep dél, délkelet és részben kelet felé kellően nyitott. Az egyes tereppontokon végzett horizontkorlátozás-mérések azt mutatták, hogy az árnyékolási értékek nem nagyok. Az M₂-es tereppont akkor kerül árnyékba – nyugatról –, amikor a Nap 4°-kal még a horizont fölött van. Az M₃-as pont (délnyugati lejtő) keletről addig van árnyékban, amíg a Nap magassága a 8°-ot el nem éri. Az M₅-ös pont (keleti lejtő) akkor lesz árnyékban – nyugatról –, amikor a Nap magassága 10°. Ilyen napállások esetében a közvetlen sugárzásokhoz képest a szórt sugárzás túlsúlyban van. A vizsgált területen a szűk horhosokat, meredek falú mélyedéseket a sugárzási térkép elkészítésekor nem vettük figyelembe. Egyrészt azért, mert ez nehézkessé teszi a térképes ábrázolást, másrészt ezek a tereprészek a szőlő- ill. a mezőgazdasági termelés szempontjából nem jöhetnek számításba (utak, vízfolyások, stb).

A sugárzási térkép elkészítése előtt az említett területre lejtőkategória – lejtőirány és lejtőhajlás – térképeket szerkesztettünk 1:25 000 méretarányú térkép alapján. A mindenkori lejtőirány és lejtőszög figyelembevételével egy harmadik térképre (átlátszó pauszpapírra) vittük rá a számított napi sugárzási összegeket, majd az azonos sugárzási összegek vonalát meghúztuk.

Természetesen tisztában vagyunk azzal, hogy a számításokon alapuló munka nem helyettesítheti a méréseket, még ha pontosság tekintetében meg is közelíti azokat. *Célunk az volt, hogy rámutassunk arra, miként lehet módszerünket, nomogramjainkat a terepklima-kutatás alkalmával felhasználni jelentős anyagi befektetés nélkül.* A termőhelyfeltárás szempontjából a sugárzástérképek – hőmérséklet-, nedvesség-, csapadéktérképek mellett – figyelemre méltó összefüggéseket mutatnak a fenológiai jelenségekkel (rügyfakadás, virágzás, termésmennyiség és minőség), a tavaszi hóolvasással, a növényállományok növekedésével, a növénytársulásokkal. Ezen összefüggésekről – más helyen – közleményben fogunk beszámolni.

IRODALOM

- Bögel, A. (1957): Die direkte Sonnenstrahlung auf Westhänge. Zeitschr. f. Met. 11. 70—83.
 Junghans, H. (1969): Sonnenscheindauer und Strahlungsempfang geneigter Ebenen. Abh. des Meteorologischen Dienstes der DDR, Nr. 85. 1—106.
 Justyák J.—Tar K. (1973): A déli lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás kapcsolata. Időjárás, 77. 3. 165—174.
 Kondratyev, K. Ja. — M. P. Manalova (1955): K voproszu o prihode rasszajannoj i szummarnoj radiacii na poverhnoszt szklona. Meteor. i Gidr. No 6. 31—34.
 Muhenberg, V. V. (1965): Nyekatorije oszobennosztjy prihoda szolnyeesnoj radiacii na naklonuje poverhnosztjy GGO Trudü Vp. 179. 108—117.

A fotoszintézisben aktív sugárzás mennyisége a tenyészidőszakban

FELMÉRY LÁSZLÓ, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest

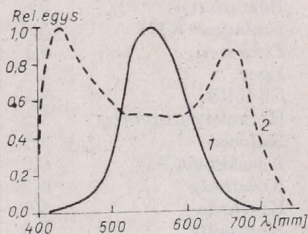
The Proportion of Global Radiation Taking an Active Part in Photosynthesis during the Breeding Season. The author calculated the FAR quantity of radiation taking an active part in photosynthesis for 37 Hungarian stations and for different periods. The results are presented by *Table I*. The calculations were made with the help of regression equations under (3) on the basis of formula (2) which presents the active part of global radiation as a function of direct and diffuse radiation. The average regional distribution of FAR over Hungary is presented on *figures 2, 3, and 4*.

*

Количество радиации, активной в фотосинтезе в вегетационный период. Для 37 венгерских станций для различных периодов автором были подсчитаны количества радиации, активной в фотосинтезе „ФАР”. Полученные им результаты приведены в *таблице 1*. Вычисления были проведены по формуле (2), выражающей активную часть суммарной радиации, в зависимости от прямой и рассеянной радиации, с использованием регрессионных уравнений (3). Среднее территориальное распределение „ФАР” в Венгрии иллюстрируется *рисунками 2, 3 и 4*.

*

A földfelszínre érkező napsugárzás spektrumából a növények élettevékenységében a 380–710 nm hullámhossz-tartomány a legfontosabb, mert a fotoszintézishez szükséges fényenergiát a klorofill ebben a sávban nyeli el, mégpedig



1. ábra. A relatív fényérzékelés görbéje (1) és a fotoszintézis hatásspektruma búzában (2). (Тооминг és Гулжаев nyomán)
Рис. 1. Кривая относительной видности (1) и спектр действия фотосинтеза пшеницы (2) [2]

szelektíve, maximummal a kék és vörös, minimummal a zöld tartományban. Mivel ez a hullámhossz-tartomány gyakorlatilag a látható spektrumnak felel meg, és mivel a méréstechnika korábban csupán fényérést tett lehetővé, a régebbi vizsgálatok a fotoszintézis meghatározásához a lux-ban kifejezett megvilágításértékeket használták fel. Hogy a megvilágításértékek erre a célra mennyire nem megfelelők, azt az 1. ábra szemléletesen bizonyítja. A korszerű vizsgálatokban már energiaegységekben fejezik ki a fotoszintézisben aktív sugárzást.

Korábbi munkánkban [1] már foglalkoztunk a FÁR fogalmával és átlagos értékeinek eloszlásával a nyári félévben. Definíció szerint a FÁR (fotoszintézisben aktív radiáció szavak kezdőbetűiből *Nyicsiporovics* elnevezése) a következő integrált jelenti:

$$Q_{\Phi} = \int_0^{\infty} c(\lambda) I(\lambda) d\lambda \quad (1)$$

ahol $I(\lambda)$ – a levélfelszínre érkező sugárzásáram és $c(\lambda)$ – a szelektív elnyelés

együtthető. Mivel ma még a c (λ) függvényt empirikusan sem ismerjük eléggé, és ennek megfelelően matematikailag sem modellezhető, az (1) formulának csak eivi jelentősége van. Viszont lehetséges a globálsugárzás aktív részét a 380–710 nm tartományban a direkt és szórt sugárzás függvényében meghatározni:

$$\sum Q \Phi < 0,42 \sum S' + 0,60 \sum D \quad (2)$$

ahol S' -a vízszintes felületegységre eső direkt sugárzás, D – szórt sugárzás. Az összegezés óra-, napi-, havi stb. értékekre történhet. (Tooming, Guljajev, 1967).

Hazánkban a globálsugárzás területi eloszlása csak a legutóbbi időkben vált ismertté. (Dobosi – Takács, 1959; Dobosi, 1973). A globálsugárzás komponenseire; a direkt és szórt sugárzásra vonatkozó mérések pedig csak két helyről

I. TÁBLÁZAT —

A fotoszintézisben aktív radiáció (FÁR) értékei [Kcal/cm²]

Значения радиации, активной в фотосинтезе (ФАР) [ккал/см²]

Állomás	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	Félév		Tenyészidőszak	
							IV. 1– IX. 30.	+10 °C	+5 °C	
Alesutdoboz	5,6	7,1	7,6	7,6	6,7	4,8	39,3	38,5	45,6	
Ásotthalom	5,4	7,2	7,5	7,6	6,5	4,7	38,9	39,5	46,0	
Baja	5,7	7,5	7,5	7,6	6,7	4,9	39,9	40,8	47,1	
Balatonfüred	6,0	7,9	8,2	8,3	7,2	5,2	42,7	42,9	49,8	
Balatonkenese	5,9	7,8	8,2	8,3	7,1	5,1	42,4	44,2	48,7	
Békéscsaba	5,8	7,6	7,8	8,0	6,6	4,9	40,6	41,9	47,9	
Budapest KMI	5,6	7,2	7,7	7,7	6,8	4,9	39,8	40,9	47,0	
Debrecen	6,1	7,7	8,1	8,2	7,1	5,0	42,4	42,1	48,7	
Eger	5,6	7,4	7,6	7,8	7,0	5,0	40,4	39,9	46,1	
Gödöllő	5,5	7,1	7,5	7,7	6,7	4,9	39,4	37,8	44,7	
Homokszentgyörgy	5,5	7,2	7,2	7,5	6,6	4,5	38,5	38,3	45,3	
Kalocsa	5,7	7,5	7,6	7,7	6,7	4,9	40,1	40,8	47,2	
Kecskemét	6,2	7,9	8,4	8,5	7,2	5,1	43,3	43,6	50,3	
Keszthely	6,2	8,0	8,3	8,5	7,8	5,3	44,1	45,0	52,0	
Kisvárd	5,6	7,2	7,4	7,5	6,3	4,7	38,7	37,6	43,8	
Kompolt	5,5	7,2	7,5	7,5	6,6	4,7	39,2	39,8	45,1	
Lenti	5,5	6,9	7,3	7,5	6,5	4,6	38,3	37,4	44,4	
Mosonmagyaróvár	5,7	7,1	7,5	7,7	6,6	4,7	39,4	38,4	45,3	
Martonvásár	5,7	7,1	7,5	7,8	6,8	4,9	39,9	40,3	46,2	
Mezőhegyes	5,6	7,4	7,5	7,9	6,6	4,9	39,9	40,9	47,0	
Miskolc	5,5	7,2	7,4	7,7	6,6	4,9	39,2	38,1	44,8	
Nyíregyháza	5,6	7,3	7,6	7,3	6,3	4,6	38,8	37,9	44,3	
Orosháza	5,8	7,7	7,7	7,9	6,6	4,9	40,7	41,6	47,8	
Pécs	5,6	7,4	7,5	7,6	6,9	4,7	39,7	40,2	46,5	
Püspökladány	6,1	7,7	8,1	8,2	7,1	4,9	42,0	42,0	48,3	
Salgótarján	5,5	7,0	7,4	7,5	6,7	4,8	38,8	36,9	43,9	
Sárospatak	5,6	7,1	7,5	7,5	6,4	4,7	38,8	38,1	44,1	
Siófok	6,0	7,9	8,3	8,3	7,1	5,1	42,7	43,2	49,8	
Sopron	5,7	7,3	7,2	7,6	6,6	4,7	39,1	37,5	44,8	
Szarvas	5,9	7,7	7,7	8,0	6,7	5,0	41,0	42,0	48,1	
Szeged	5,5	7,2	7,5	7,7	6,7	4,8	39,3	40,7	46,8	
Szentgotthárd	5,6	6,8	7,1	7,5	6,5	4,7	38,2	36,1	43,7	
Szombathely	5,4	6,9	7,1	7,3	6,5	4,5	37,8	38,1	43,3	
Tápiószentmárton	6,1	7,8	8,2	8,3	7,1	5,1	42,5	41,9	49,1	
Tarcal	5,5	7,4	7,5	7,3	6,3	4,5	38,5	38,7	44,3	
Tiszaórs	6,0	7,7	8,2	8,3	7,1	5,1	42,4	42,5	48,9	
Zirc	5,6	7,1	7,7	7,7	6,8	4,9	39,8	37,2	44,8	

állnak rendelkezésre és viszonylag rövid mérési sorozatok. A martonvásár – erdőháti 5 évi (1966 – 70) sorozat alapján az alábbi regressziós egyenleteket határoztuk meg:

Április	$y' = 0,072 + 0,778 x$	
Május:	$y' = 0,109 + 0,724 x$	
Június:	$y' = 0,097 + 0,781 x$	(3)
Július:	$y' = 0,122 + 0,753 x$	
Augusztus	$y' = 0,124 + 0,702 x$	
Szeptember:	$y' = 0,080 + 0,771 x$	

x – jelenti a relatív napfénytartamot, y' – a direkt/globális sugárzás arányát. A (3) alapján tehát lehetőség kínálkozott arra, hogy a relatív napfénytartam

2. ábra. A FÁR összegeinek területi eloszlása az 5 °C napi középhőmérsékletet meghaladó időszakban. Az izo-FÁR-ok Kcal-t jelentenek felületegységre és változó időtartamra vonatkozóan

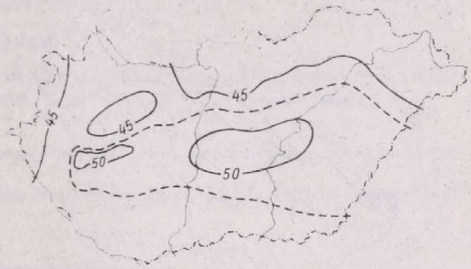


Рис. 2. Распределение суммарной ФАР в среднем за вегетационный период (средняя температура выше 5° Ц)

3. ábra. A FÁR területi eloszlása a nyári félévben. [Kcal/cm² félév]

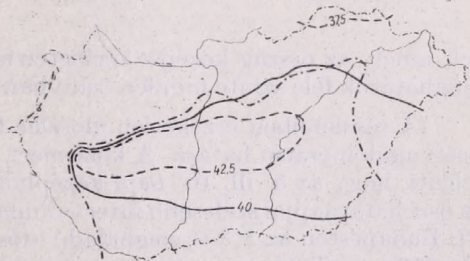


Рис. 3. Распределение суммарной ФАР в среднем за летний полугод

50 évi törzserképeinek felhasználásával a Dobosi által meghatározott globális sugárzás értékeket a megfelelő arányban megosszuk a direkt és szórt sugárzás között, majd a (2) formulával kiszámítjuk az egyes hónapokra a FÁR összegét. Az ország 37 állomására az I. táblázat tartalmazza a fotoszintézisben aktív sugárzás értékeit [Kcal/cm²], a nyári félév egyes hónapjaira, a nyári félévre (IV. 1 – IX. 30. között), valamint külön-külön a tenyészidőszakban az 5 és 10 °C napi középhőmérsékletet meghaladó időtartamra.

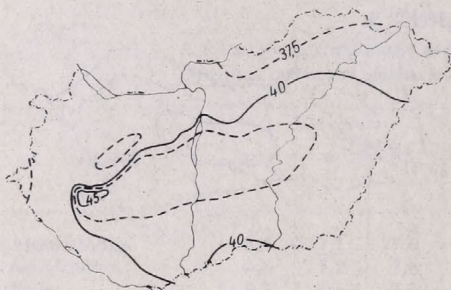
Mivel számításainkhoz a globális sugárzás és napfénytartam 50 évi törzserképeit használtuk fel, ennek megfelelő információtartalmat tulajdonítunk a kapott FÁR-értékeknek is.

A 37 állomás adataiból a FÁR területi eloszlásának – természetesen csak vázlatos képe – a 2., 3., és 4. ábrán látható.

Az 5 °C napi középhőmérsékletet meghaladó időszakban 52. 030 cal (Keszthely) és 43. 284 cal (Szombathely) érték között veszi fel átlagos értékeit a fotoszintézisben aktív sugárzás Magyarországon. Az április 1 – szeptember 30. közötti nyári félévben (44 075 – 37 801) cal az átlagos értékészlet és ettől csekély mértékben tágabb (44 958 – 36 146) cal a 10 °C napi középhőmérsékletet

meghaladó tenyészidőszakra jutó FÁR területi változékonysága. A 3. ábrán kis körökkel jelzett görbe különíti el azt a területet, ahol a FÁR $t > 10^\circ\text{C}$ időszakra jutó összege meghaladja, a nyári félévre jutó összeget. A nyugati, északi és keleti országrészben viszont a nyári félévre számított összegek nagyobbak a 10° -os időszakhoz tartozónál. A bemutatott eloszlás-térképek az átlagos viszonyokat tükrözik, az egyes években természetesen jelentős eltérések lehetségesek.

Általánosságban megállapítható, hogy a globálsugárzás nyári féleves eloszlásához [3] hasonlóan, a FÁR értékeiben is megmutatkozik a medencejelleg, azaz a fizikai, földrajzi környezet, a Kárpát-medence éghajlatalkító hatása. Ehhez társulnak a Dunántúli-középhegység lee oldalának következményei. Az eredmény az a délnyugati északkeleti irányú, aktív sugárzásban gazdag öve-



4. ábra. A FÁR összegeinek területi eloszlása a 10°C napi középhőmérsékletet meghaladó időszakban

Рис. 4. Распределение суммарной ФАР в среднем за вегетационный период (средняя температура выше 10°C)

zet, amely az ország középső területén a Balatontól a Tiszántúlig terjed. Az országhatárok felé szinte minden irányban csökkennek az értékek.

(A részleteiben érzéketlen eloszlás-térképeinken is megfigyelhető a budapesti agglomeráció hatása. A közismert városi hőtöbblet egyebek között azt is jelenti, hogy az 5° ill. 10° napi középhőmérsékletet meghaladó időszak tavaszi és őszi határnapjai szélesebb intervallumot fognak közre, mint környezetükben. Pl. Budapesten az 5°C -t meghaladó időszak 252 nap, míg a szomszédos Gödöllőn 232 nap. Több napra összegezve természetesen nagyobb FÁR-érték adódik. A (2) formulából kitűnik, hogy a szórt sugárzásnak viszonylag nagyobb szerepe van a fotoszintézisben aktív sugárzásban, így közvetve, a felhőzet és a homályossági tényező hatása is megmutatkozik az eloszlási térképeken.

Napjainkban a hazai kutatások az ország természeti erőforrásainak feltárásával kiemelten foglalkoznak. A természeti erőforrások között az éghajlati potenciált és ennek keretében a sugárzási energiának a bioszférában aktív komponensét jelentőségében aligha lehet túlbecsülni. Világszerte folynak a kutatások a napsugárzás energiájának jobb hasznosítására, a fotoszintézis hatékonyságának emelésére. Megfelelő agrotechnikai intézkedésekkel és a növényfajták megfelelő kiválasztásával a FÁR optimális felhasználását elő lehet segíteni. Kiindulási alapul és tervezési célokra szolgálhatnak a FÁR átlagos érték-készleteinek területi eloszlásáról készített vázlatos térképek (2., 3., 4. ábra).

Ismeretes, hogy a növények által felhasznált energia hatásfoka jellemezhető a fotoszintézis produktumaiban raktározott energia mennyisége és az elnyelt energia arányával. A szakirodalmi adatok eltérőek aszerint, hogy a nevezőben mit szerepeltetnek. Az elmondottakból következik, hogy a hatásfok megállapításához a nevezőben a FÁR értékét célszerű szerepeltetni:

$$\eta = q \frac{\sum_{t_1}^{t_2} m(t)}{\sum_{t_1}^{t_2} Q\Phi(t)} 100\% \quad (4)$$

ahol a számláló a felületegységre jutó szárazanyag gyarapodás $t_1 - t_2$ időközben, q – az 1 g szárazanyag elégetésnél felszabaduló hő, a nevező pedig ugyanazon időtartamra és felületegységre jutó FAR-összeg. Klimatológiai értékeléshez a (4) formula megfelelő, de adott növényállomány esetén helyesebb a nevezőben az állományban ténylegesen elnyelt

$$\sum_{t_1}^{t_2} \Pi\Phi(t)$$

FÁR-összeget venni. Ennek konkrét meghatározása azonban már nem a klimatológus, hanem az agrometeorológus feladata.

IRODALOM

- [1] *Felméry L.*: A fotoszintézisben aktív sugárzás területi eloszlása Magyarországon a nyári félévben. (angol nyelven). Annales Univ. Sci. Bp. Sect. Geol. Tom. XVII. (nyomdában).
- [2] *Тооминг, Х. Г.—Гуляев, В. И.*: Методика измерения фотосинтетически активной радиации. Москва, 1967.
- [3] *Dobosi Z.*: A sugárzási egyenleg területi eloszlása Magyarországon. Akad. doktori disszertáció. 1973. (kéziratban).

Az effektív kéménymagasság meghatározása

NÁRAI KATALIN, Központi Légekfizikai Intézet, Budapest

Determination of the Effective Stack Height. The ground-level concentration is a function of the source strength, the different meteorological parameters and the effective stack height. The effective stack height may be calculated by summerizing the values of the physical stack height, and the so-called maximum plume rise. Eight different formulae were used to calculate the plume rise, moreover, measured and calculated values were compared. For the determination of the maximum plume rise Author suggests, as indicated by the results, the using of the simplified *Briggs'* formula.

*

Определение эффективной высоты трубы. Величина приземной концентрации дыма, в окрестностях загрязняющего источника зависит от эмиссии, от метеорологических факторов и от эффективной высоты трубы. Эффективная высота трубы равняется сумме высоты источника и максимальной высоты подъёма дымовой струи. Автор вычислил по восьми разным формулам максимальную высоту подъёма дымовой струи и сравнил величины с измеренными. По результатам для определения максимальной высоты подъёма дымовой струи предлагается автором упрощённая формула рассчитанные *Бригса*.

*

A légkörbe kikerülő szennyező anyagok a meteorológiai tényezőktől – a talajközeli és magassági szél irányától és sebességétől, a függőleges hőmérsékleti rétegződéstől – függően szállítódnak el, hígulnak vagy felhalmozódnak, fizikai és kémiai átalakuláson mennek át, végül is a környezetet levegő bizonyos fokú terheltsége alakul ki, melyet immisszióknak nevezünk. A meteorológiai tényezőknek a szennyező anyagok terjedésére gyakorolt komplex hatását meteorológiai szimulációs modell segítségével vehetjük figyelembe.

h [m] magas folytonos pontforrás környezetében a gáznemű szennyező anyag talajközeli $I(x, y, 0)$ [mg/m³] immissziójának meghatározására a turbulens diffúzió következő egyenlete szolgál:

$$I(x, y, 0) = \frac{E}{\pi \sigma_y \sigma_z \bar{u}} \left[\exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \right] \left[\exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right) \right] \quad (1)$$

ahol E [mg/sec] – az emisszió mértéke,
 σ_y [m] és σ_z [m] – a turbulens szóródás szélirányra merőleges és vertikális komponense,
 \bar{u} [m/sec] – a füstfáklyára jellemző átlagos szélesebesség,
 y [m] – a szélirányra merőleges horizontális távolság,
 H [m] – az effektív kéménymagasság.

Az (1) egyenletben szereplő σ_y , σ_z turbulens szórási értékeket, valamint a szélesebességnek a magassággal való változását 5 évi rádiószondás és magassági szélmérések adataiból *Szepesi* [4] állapította meg. Jelen vizsgálat a H effektív kéménymagasság meghatározásával foglalkozik.

A forrásból kikerülő füstgáz egyrészt vertikálisan emelkedik a kiáramlási sebesség és a magasabb hőmérséklet következtében előálló felhajtó erő hatására, másrészt horizontálisan az átlagos széllel szállítódik el, a turbulens örvények pedig diffundálják. A füstfáklya kezdeti vertikális emelkedése addig tart, amíg a füstgáz és a környező levegő közti hőmérséklet különbség kiegyenlítődik. Ezután a füstfáklya tengelye közel vízszintessé válik. Bármely pontban a füstfáklya magasságát a h [m] tényleges (geometriai) forrásmagasságnak és a füst-

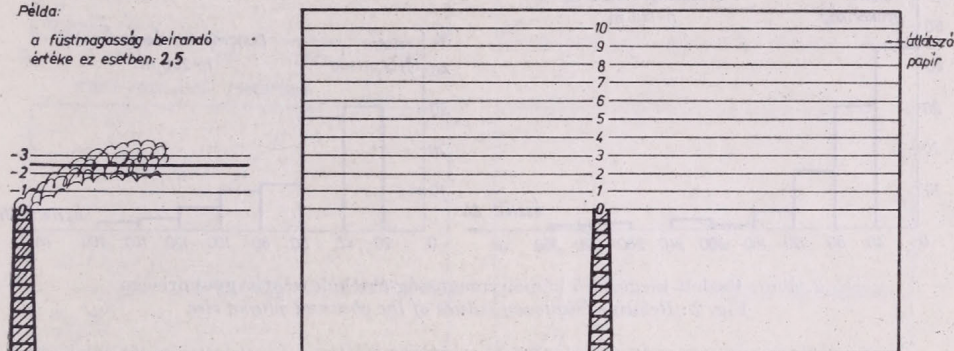
fáklya tengely kémény fölé emelkedésének, az ún. Δh [m] kiegészítő kéménymagasságnak az összege adja. Az effektív kéménymagasságon azt a legnagyobb magasságot értjük, amelyet a füstfáklya tengelye elér, vagyis általában annak a szintnek a magasságát, mikor a tengely vízszintessé válik. Tehát az effektív kéménymagasságot a tényleges kéménymagasság és a maximális kiegészítő kéménymagasság összege adja:

$$H = h + \max(\Delta h). \quad (2)$$

Mivel a szennyező forrás magassága egyértelműen megadható, ezért a továbbiakban a maximális kiegészítő kéménymagasság meghatározásával foglalkozunk.

Példa:

a füstmagasság beírandó értéke ez esetben 2,5



1. ábra: Segédlet a füstmagasság megállapításához
Fig. 1: Estimating-aid for determining the plume rise

A kiegészítő kéménymagasság értéke a forrástól való távolságtól, ipari és meteorológiai paramétereiktől függ. Maximális értékét a kéménytől bizonyos távolságra éri el. Ez a távolság ipari és meteorológiai tényezők függvénye, kiszámítására képlet nem ismert. A füstfáklya emelkedésére vonatkozó mérések azt mutatták, hogy a füstfáklyának a maximális magassága a kéménytől 400–1200 m közötti távolságnál alakul ki. Leggyakrabban 500 m és 1200 m körül várható, ezért a kiegészítő kéménymagasság értéket 1200 méternél határoztuk meg.

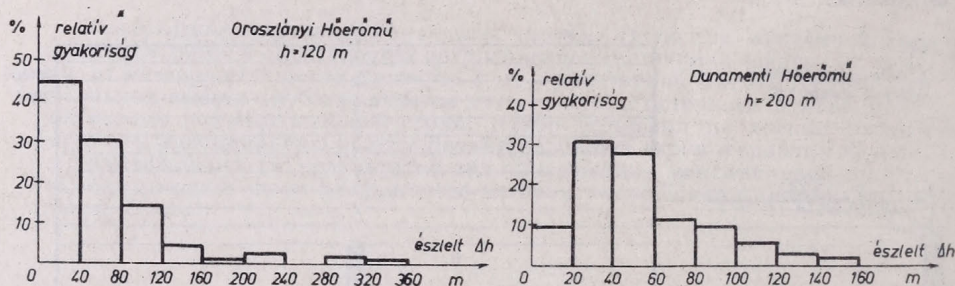
Azt, hogy a kiegészítő kéménymagasság maximális értéket nem a kémény közvetlen közelében, hanem attól nagyobb távolságban éri el, a füstfáklya emelkedésére vonatkozó észleléseink is bizonyították. Az észleléseket 7 és 13 órakor a Dunamenti Hőerőmű 200 m-es kéményéből kibocsátott füst emelkedésére vonatkozóan 1970. XII. 1.–1971. VIII. 31. közötti időszakban és az Oroszlányi Hőerőmű 120 m magas kéménye esetén 1973. II. 1-től VII. 31-ig végeztük. A szubjektív kikutatás érdekében az észlelések több pontról történtek, melyek a kéménytől különböző irányban, 1,7–4 km közötti távolságban voltak.

Az észleléshez az 1. ábrán látható segédletet a következőképpen alkalmaztuk:

A segédlet jobb oldali részén látható kis kéményt a távolban látszó tényleges kéményhez igazítottuk, és azt a számot olvastuk le, ahol a füstfáklya tengelye vízszintessé válik. A leolvasott számból meghatározható a füstfáklya emelkedés magassága. Ily módon a kéménytől kb. 400 m távolságig a látható füst maximális emelkedését állapítottuk meg.

Az észlelt kiegészítő kéménymagasság értékek relatív gyakoriságát a 2. ábra mutatja. Az ábrából látható, hogy a Dunamenti Hőerőmű 200 m-es kéményéből kibocsátott füst emelkedése kicsi, az esetek több mint 50%-ában 20 és 60 m közé esett. 100 m-nél nagyobb füstfáklya emelkedés csak kis gyakorisággal lépett fel. Az Oroszlányi Hőerőműre végzett füstészlelések szerint 0–40 m közé eső érték a legnagyobb gyakoriságú. Az esetek 75%-ában a kiegészítő kéménymagasság értéke 80 m-nél kisebb volt. Néhány esetben magas Δh -kat észleltünk.

Elméleti vizsgálataink szerint a Dunamenti Hőerőmű kéményéből kibocsátott füstgáz maximális emelkedése általában 200–400 m, az Oroszlányi



2. ábra: Észlelt kiegészítő kéménymagasság-értékek relatív gyakorisága
Fig. 2: Relative frequency values of the observed plume rise

Hőerőmű esetén 100–200 m között van. Mivel az észleléseknél a füstmagasságot a kémény közelében (400 m-nél kisebb távolságra) állapítottuk meg, ezért az elméleti vizsgálatnál kapott maximális kiegészítő kéménymagasság értékekhez képest jelentősen alacsonyabb észlelt értékek is azt igazolják, hogy a füstfáklya maximális magasságát a kéménytől nagyobb távolságban éri el.

A maximális kiegészítő kéménymagasság meghatározására kb. 30 képlet ismeretes [1, 2, 3, 4, 5]. A képletek legnagyobb része a következő alakú:

$$\max (\Delta h) = k_i \frac{A}{\bar{u}^a}, \quad (3)$$

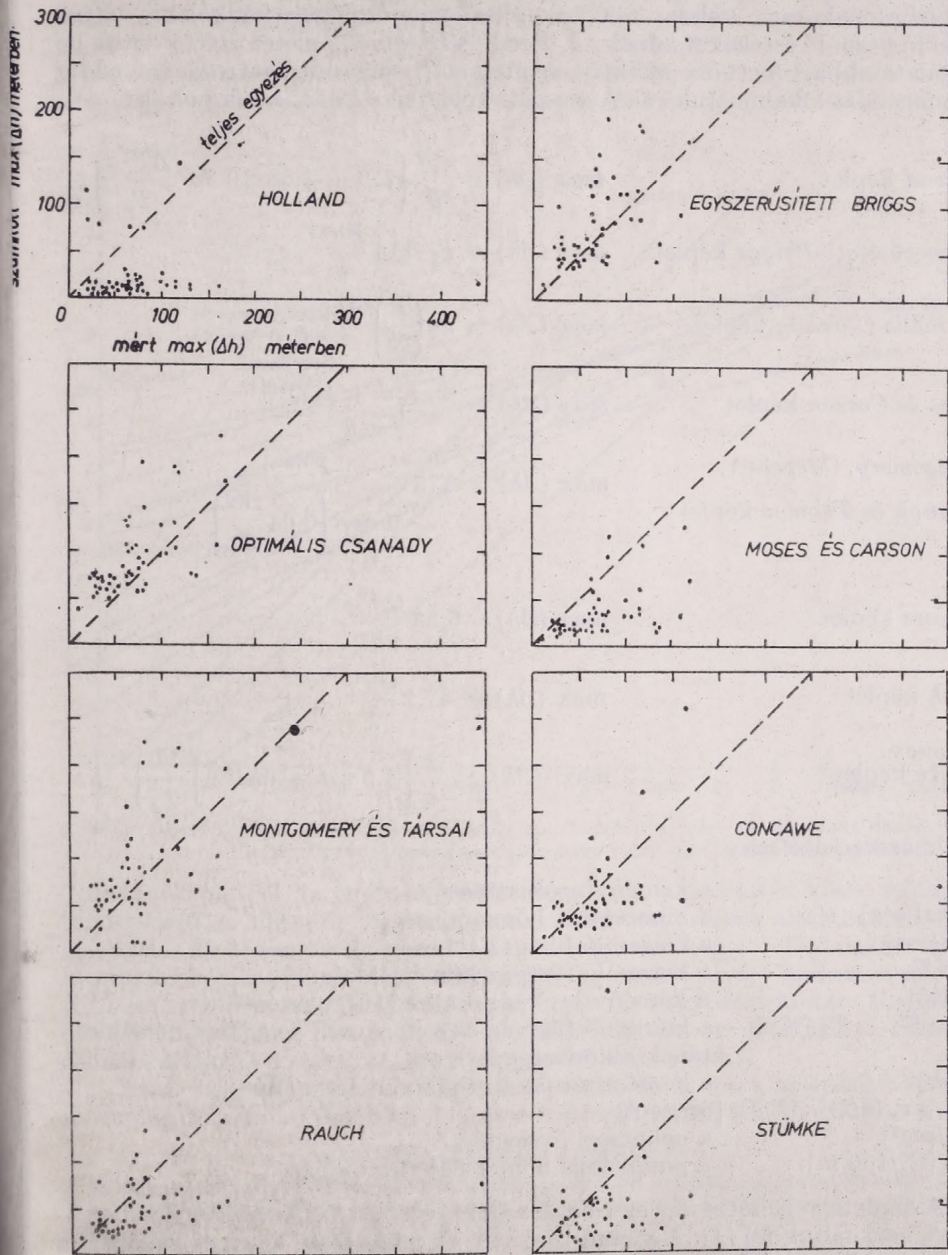
ahol k_i [–] stabilitástól függő érték, A a füst termikus és kinetikus energiájának későbbiekben részletezett függvénye, \bar{u} [m/sec] a füstfáklyára jellemző átlagos szélesség, a [–] képletenként változó konstans.

A 3. ábra $\bar{u} = 5$ m/sec és $\Delta T/\Delta z = 0,25$ C°/100 m esetén 13 képletből számított maximális füstfáklya emelkedést a Q hőmennyiség függvényében mutatja. Az ábrából látható, hogy a maximális kiegészítő kéménymagasság meghatározására szolgáló képletek azonos ipari és meteorológiai paraméterek esetén jelentősen eltérő értékeket adhatnak.

A kiegészítő kéménymagasság meghatározására kidolgozott képletek főleg empirikus jellegűek, melyeket egy-egy kéménycsoportra dolgoztak ki. A képletek megbízhatóságát nagy mértékben az is befolyásolja, hogy azok a mérési adatok, melyekből a képletet kidolgozták vagy ellenőrzésüknél felhasználtak, sok esetben nagyon pontatlanok.

A füstfáklya kémény fölé való emelkedési magasságának mérésére több módszert alkalmaznak. A füstfáklya belsejében végzett koncentráció méréssel közvetett úton határozható meg a füstemelkedés. A talajról vagy repülőgépről

való fényképezéssel közvetlenül állapítható meg. A láthatatlan tartományban emelkedő füst mérése lidarral történhet.



3. ábra: A füstfáklya maximális emelkedése a Q hőmennyiség függvényében a különböző szerzők szerint, $\bar{u} = 5$ m/sec és $\Delta T/\Delta z = 0,25$ °C/100 m esetén
 Fig. 3: Maximum plume rise value as a function of heat emission as stated by different authors, in the case of $\bar{u} = 5$ m/sec and $\Delta T/\Delta z = 0,25$ °C/100 m.

A maximális kiegészítő kéménymagasság meghatározására kidolgozott számos képlet közül részletesebb vizsgálat céljából 8 képletet választottunk ki. Azokat a képleteket vettük, melyeket több kutató mérésekkel igazoltan megbízhatónak tart, valamint a különböző meteorológiai feltételekre eltérő Q esetén hasonló értékeket adnak (3. ábra). A *Holland* képletet azért vontuk be vizsgálatainkba, mert az effektív kéménymagasság meghatározására eddig ezt a formulát alkalmaztuk [4]. A vizsgált képletek a következők voltak:

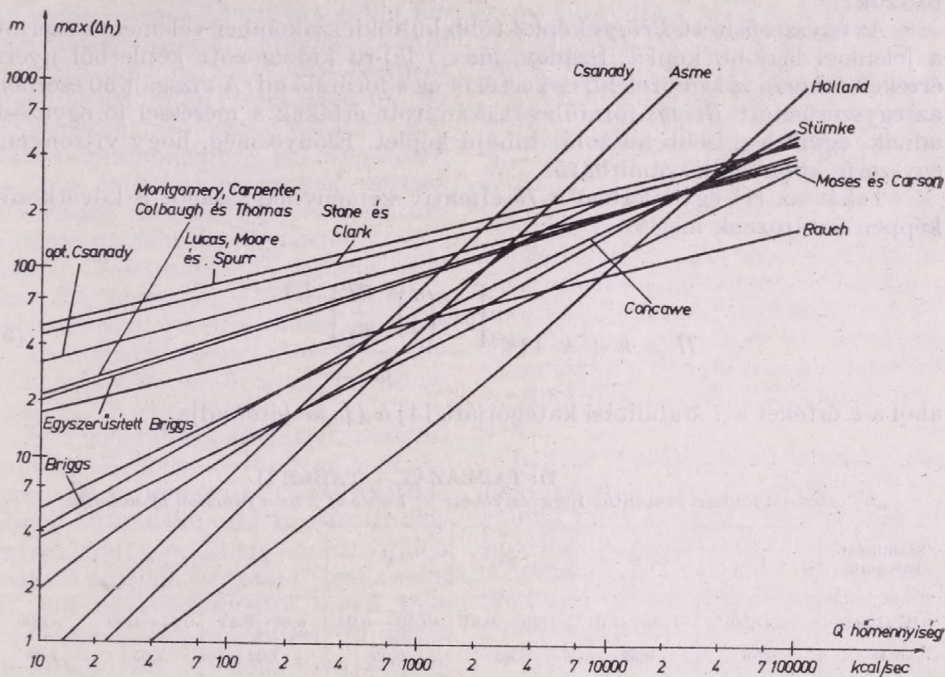
<i>Holland</i> képlet	$\max (\Delta h) = \frac{v_s d}{\bar{u}} \left(1,5 + 2,68 \cdot 10^{-3} P \frac{\Delta T \cdot d}{T_s} \right) k_1$
Egyszerűsített <i>Briggs</i> képlet	$\max (\Delta h) = k_2 \cdot 114 \frac{F^{1/3}}{\bar{u}}$
Optimális <i>Csanady</i> képlet	$\max (\Delta h) = k_3 \left(\frac{F}{\bar{u}^3} \right)^{0,27}$
<i>Moses</i> és <i>Carson</i> képlet	$\max (\Delta h) = \frac{k_4 v_s d + k_5 Q^{1/2}}{\bar{u}}$
<i>Montgomery</i> , <i>Carpenter</i> , <i>Colbaugh</i> és <i>Thomas</i> képlet	$\max (\Delta h) = 173 \frac{F^{1/3}}{\bar{u} \exp \left(0,64 \frac{\Delta \theta}{\Delta z} \right)} \quad (4)$
<i>Concave</i> képlet	$\max (\Delta h) = 5,53 \frac{Q^{1/2}}{\bar{u}^{3/4}}$
<i>Rauch</i> képlet	$\max (\Delta h) = 47,2 \frac{Q^{1/4}}{\bar{u}}$
<i>Stümke</i> képlet	$\max (\Delta h) = \frac{1}{\bar{u}} \left[1,5 v_s d + 65 d^{3/2} \left(\frac{\Delta T}{T_s} \right)^{1/4} \right]$

Alkalmazott jelölések:

d [m]	– a kéménytorok átmérője,
Q [kcal/sec]	– a kibocsátott hőmennyiség,
v_s [m/sec]	– a kiáramló füstgáz sebessége,
T_s [K°]	– a kiáramló füstgáz hőmérséklete,
T_k [K°]	– a kéménytoroknál uralkodó léghőmérséklet,
$\Delta T = T_s - T_k$ [K°]	– a kiáramló füstgáz és a környező levegő hőmérsékletének különbsége,
P [mb]	– a kéménytoroknál uralkodó légnyomás,
$F = g v_s (d/2)^2 \Delta T / T_k$ [m ⁴ /sec ³]	
g [m/sec ²]	– a nehézségi gyorsulás,
$\theta / \Delta z$ [C°/100 m]	– a potenciális hőmérsékleti gradiens.

A képletek ellenőrzésére az irodalomból kivett 50 megbízható mérési eredményt használtuk fel [1]. A vizsgált kémények nagy része közepes magasságú és átlagos kibocsátási paraméterekkel rendelkezett. A mérések idején a füstfáklyára jellemző átlagos szélesség 1,6 és 13,0 m/sec között változott. A kéménytorok felett a függőleges hőmérsékleti gradiens 41 esetben gyengén stabilis volt.

Az 50 mérés időpontjában a fentebb ismertetett 8 képletből számítással is meghatároztuk a maximális füstfáklya emelkedést. A különböző képletekkel számított és mért maximális kiegészítő kéménymagasság értékek közti összefüggést a 4. ábra mutatja. A számított és mért értékek egyezése annál jobb, minél közelebb van a 45°-os egyeneshez. Az ábrából látható, hogy a *Holland* képlettel számított értékek a vizsgált esetek túlnyomó részében a mértnél jelentősen alacsonyabbak. Az egyszerűsített *Briggs* képletnél és az optimális



4. ábra: Összefüggés a füstfáklya maximális emelkedésének mért és számított értéke között
Fig. 4: Plot of measured and calculated maximum plume rise values

Csanady képletnél az egyezés jónak mondható, a számítás kissé felülbecslő tendenciájú. A *Moses és Carson* képlettel számított értékek általában a mértnél kisebbek. *Montgomery* és társai által kidolgozott képlet alkalmazása esetén kiegészítő kéménymagasság értékekkel jó egyezés és nagy eltérés is adódott. A *Concawe* képlet kissé alábecslő tendenciával jó egyezést mutat. Hasonló eloszlást mutatnak a *Rauch* és *Stümke* által kidolgozott formulával számított és mért értékek; a számítás általában kisebb értéket ad.

Az I. táblázatba a nyolc képletből számított és mért kiegészítő kéménymagasság értékek közötti abszolút eltérés átlagát vittük fel. A legkisebb eltérést

I. TÁBLÁZAT – TABLE I

A különböző formulákkal számított és a mért $\max(\Delta h)$ értékek átlagos különbsége [m] –
Average difference between the calculated and measured values of maximum Δh [m]

Képlet	Holland	Egyszerűsített Briggs	Optimális Csanady	Moses és Carson	Montgomery és társai	Concawe	Rauch	Stümke
Különbség	58	38	38	44	42	36	38	49

a *Concave*, az egyszerűsített *Briggs*, az optimális *Csanady* és a *Rauch* képletekkel való számításnál kaptunk. A maximális kiegészítő kéménymagasságnak e képletekkel számított értékei a mértől átlagban 36–38 méterrel különböznek. A mért és számított értékek közötti legnagyobb eltérést a *Holland* képlet adta.

Vizsgálataink alapján az effektív kéménymagasság megállapításához az egyszerűsített *Briggs* képletet javasoljuk. Ezt a következő megfontolásból tesszük:

Az egyszerűsített *Briggs* képlet több külföldi szakember véleménye szerint a jelenlegi legjobb képlet. Számos max (Δh)-ra kidolgozott képletből nyert értékek átlagához legközelebb eső értéket ez a formula ad. A vizsgált 50 esetben az egyszerűsített *Briggs*-formulával számított értékek a méréssel jó egyezést adnak, egyik legkisebb abszolút hibájú képlet. Előnye még, hogy viszonylag egyszerű, könnyen kiszámítható.

Tehát az (1) egyenletben a H effektív kéménymagasságot a következőképpen határozzuk meg:

$$H = h + k \cdot 114 \frac{\left[g v_s \left(\frac{d}{2} \right)^2 \frac{\Delta T}{T_k} \right]^{1/3}}{\bar{u}} \quad (5)$$

ahol a k értéket a 7 stabilitási kategóriára [4] a *II. táblázat* adja.

II. TÁBLÁZAT – TABLE II

„ k ” értéke a légköri stabilitás függvényében – *Value of k as a function of stability*

Stabilitási kategória	1	2	3	4	5	6	7
$\bar{\gamma}$ [C°/100m]	<-1,50	-1,50–-1,01	-1,00–-0,51	-0,50–-0,01	0,00–0,51	0,51–1,00	>1,00
k	0,88	0,92	0,96	0,99	1,02	1,05	1,08

Az effektív kéménymagasság pontosabb meghatározására kutatásainkat tovább folytatjuk, melyhez a füstfáklya lidarral történő kvantitatív vizsgálata jelentős segítséget nyújthat.

IRODALOM

- [1] *Bringfelt, B.* (1968): Plume Rise Measurements at Industrial Chimneys. Atmospheric Environment, Vol. 2, No. 6, pp. 575–598.
- [2] *Montgomery, T. L. et alii* (1972): Results of Recent TVA Investigations of Plume Rise. APCA, Vol. 22, No. 10, pp. 779–784.
- [3] *Moses, H. and Kraimer, M. R.* (1972): Plume Rise Determination – a New Technique Without Equations. APCA, Vol. 22, No. 8, pp. 621–630.
- [4] *Szepesi D.* (1967): Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon. Orsz. Met. Int. Hivatalos Kiadványai XXXII. kötet.
- [5] *Thomas, F. W. et alii* (1970): Plume Rise Estimates for Electric Generating Stations. APCA, Vol. 20, No. 3, pp. 170–177.

Mesospheric Circulation and Noctilucent Clouds

W. SCHRÖDER, *Geophysikalische Station, Bremen-Roenebeck*

Noctilucent clouds have been routinely reported in Europe since 1885, but no generally accepted explanation for them has been found. A variety of different reasons have been given for this disappointing situation. Certainly the fact remains that until recently only insubstantial knowledge of the mesosphere has been available. Recent rocket launchings for this purpose are not expected to expand present knowledge in the foreseeable future, because the number of launchings is so few (cf. *Theon and Smith*, 1969). Therefore, it is obvious that the solution to this complex question must continue in an indirect manner and the study of noctilucent clouds is one way to do this.

It is generally known that noctilucent clouds form in the region of the mesosphere (mesopause) at an altitude about 82–84 km. It is also in this region that conditions occur which make it possible for them to be formed. It will be subsequently noted that noctilucent clouds appear in great quantity only during the summer months in the northern hemisphere (cf.: *Paton*, 1964; *Schröder*, 1969). During this period they are reported only at the previously specified altitudes where their development is favored. The fewest sightings appear in America records, and none from *Paton* and *Rönnebeck*, during the winter months of the northern hemisphere. During this season the necessary conditions for their origination are not present.

An astronomical-geographical explanation of noctilucent clouds can readily be found for individual cases. For a given elevation of the Sun, let us consider:

$\sin h = \sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \cos \tau$ (1)
where τ is the hour angle, δ the declination, and φ the geographical latitude

of the observatory. For the semi-diurnal arc τ_0 ($h = 0$) we have

$$\tau_0 = \arccos(-\operatorname{tg} \delta \cdot \operatorname{tg} \varphi). \quad (2)$$

It follows from known tables that the range of -6 to -16° appropriate for noctilucent clouds during all seasons. The noctilucent clouds are restricted to the months mentioned above (We refer to the 1966 publication of the WMO for further details which contains tables in the appendix). The dependence on the sun position is therefore not a sufficient explanation, because noctilucent clouds do not always occur when $h_0 = -6$ to -16° . Consequently further research must be conducted to explain this phenomenon.

In this regard, the structure of the mesosphere must be taken into account. From ordinary mechanisms of physics of these high regions (see: *Kosibowa*, 1972; *Lauter*, 1964, 1969; *Nestorov*, 1972; *Theon and Smith*, 1969), it is concluded that the temperature of the mesosphere is lower in summer than winter. This obviously has significance for the origination of noctilucent clouds.

From rocket measurements (cf.: *Faust*, 1968), it is known that circulation transition occurs in the mesosphere at different seasons of the years. The fall season is the exception. The previously specified 80–85 km altitudes have been confirmed from records of noctilucent data. From observations for the years 1962–1967 (in Europe) the continuous appearance of noctilucent clouds follows the wind transition in spring. This appears to hold true for seasonal frequency and for individual cases. No noctilucent clouds are observed after the wind transition in the fall.

An explanation of these apparent

discrepancies may be as follows. The shift in the mesospheric circulation, both in the spring and in the fall, can require as much time as a week until the total alteration is finalized. During this adjustment period, we may assume a change in the intensity of the zero-layer vertical motions. It is known that the vertical axis of the upper troposphere zero-layer undergoes increased fluctuations. It is therefore plausible that the circulation cycle reaches up to an altitude of 80 km and therefore contributes to the development of isolated noctilucent clouds. A change in the water vapor content structure must be assumed.

The summer circulation is characterized by a colder mesosphere. These temperatures are related to lifting motions, which occurs at high latitudes above 60 km (see: *Faust*, 1968) just after the summer circulation occurs. After adjustment to the winter circulation, downward motions can be observed, which are responsible for the mesosphere temperatures (see: *Faust*, 1968; *Kellogg* 1961). This allows the interpretation that noctilucent clouds are, for example, the effect of temperature changes.

A further assertion concerning mesospheric circulation can be made, though the basis for the statement is still tentative. We may conclude that the spring transition at 80 km follows a preceding one in the 50–60 km range. In the fall, on the other hand, it can be said that the shift at the 80 km altitude begins earlier than the one at 60 km. This sinking motions appears to be confirmed by *Theon* and *Smith* (1969) who says: "The breakdown of the summertime structure was observed first at 75 km in September" (p. 5.) This statement applies to the 50–60 km altitudes, while our findings are representative for the 80 km altitude.

Summarizing, we can say that one key to the understanding of noctilu-

cent clouds in the mesosphere is still to be found. The fact that the noctilucent clouds appear only during the summer circulation, and are most frequent at the time of the spring and fall transition, is significant. An analogy is called to mind, for example, "... the east wind component in spring certainly begins at different times, but those in summer are more similar" (*Scherhag*, 1966, pages 39–40). This statement of *Scherhag* relates to the east wind in the stratosphere. *Lauter* and *Sprenger* observe that, in regard to fall and autumn, "... the observed phase change at the end of March and at the end of October, reflects conversion in the thermal structuring in the region between 50–90 km altitudes" (p. 350).

Consequently, a picture appears of universal variations in the atmosphere in the spring and in the fall. Apparently significant changes in all areas are observed during the transition to winter circulation. The same variations are encountered in the mesosphere (mesopause) region, where the noctilucent clouds serve as an indicator of these structural changes. The occurrence of noctilucent clouds characterizes the beginning of the summer circulation and the changed temperature conditions in the mesosphere at an altitude of 80 km.

They also give information about short-term variations in circulation at these altitudes and provide material for interesting further research on internal processes. The preceding explanation requires verification through future observations. By means of precise observations of the noctilucent clouds, further information concerning the dynamics of the mesosphere can be expected. Further research aimed at improving reliability is continuing. Acknowledgement. I am indebted to Professor *Paton* for his data on noctilucent clouds.

REFERENCES

- Faust, H.*: Der Aufbau der Erdatmosphäre. Braunschweig 1968.
- Kellogg, W. W.*: Chemical heating above the polar mesopause in winter. *J. Meteorol.*, 18 (1961), 373.
- Kosibowa, S.*: Wlasciwosci czasowe i przestrzenne oblokow mezoferycznych. *Przg. Geofiz.*, 17 (1972), 57.
- Lauter, E. A. and K. Sprenger*: Erscheinungen in der D-Region in Zusammenhang mit Strukturänderungen des Neutralgases in der Strato- und Mesosphäre. *Kleinheubacher Ber.*, 12 (1967), 297.
- Lauter, E. A.*: Jahreszeitliche Variationen im Plasma der Mesopausenregion. Vortr. Wiss. Tag. Geophys. Inst. Bulg. Akad. Wiss., Oktober 1964.
- Nestorov, G.*: Lower ionosphere at medium latitudes during geomagnetic disturbances. *Bull. Geophys. Inst. Bulg. Akad. Wiss.*, 18 (1972), 19.
- Paton, J.*: Noctilucent clouds. *Meteorol. Mag.* 93 (1964), 161.
- Paton, J.*: Noctilucent clouds in 1964. *Meteorol. Mag.*, 94 (1965), 180.
- Scherhag, R.*: Aerologische und synoptische Wettervorhersage. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim. A.*, Suppl. - Heft 1966, 24.
- Schröder, W.*: Zur Theorie der jahresperiodischen Häufigkeit der Leuchtenden Nachtwolken. *Gerlands-Beitr. Geophys.*, 78 (1969), 41.
- Theon, J. S. and W. S. Smith*: Seasonal transitions in the thermal structure of the mesosphere at high latitudes. GSFC - X-621-69-393 (September 1969).

Megjegyzés: E számunkból az „Irodalom” rovat anyagtorlódás miatt kimaradt.

RÉTHLY ANTAL 95 ÉVES

Fél évszázadot töltött tényleges szolgálatban és hetedik évtizede alkot, tevékenykedik egészségben dr. Réthly Antal ny. igazgató. Nemcsak Európa, hanem a világ meteorológusainak egyik nesztora. Hogy lapunk, az *Időjárás* ma 77-ik évfolyamát érte el, Réthly Antalnak köszönhető. Amikor 1925-ben rendkívül sanyarú helyzetbe kerültek a kutató-intézetek — a Meteorológiai Intézet is —, az állami költségvetés nem tette lehetővé, hogy az immár 28. évfolyamát elérő *Időjárás* továbbra is megjelenjen. Nesztorunk kezdeményezésére megalakult a Magyar Meteorológiai Társaság, főleg abból a célból, hogy ez az egyetlen meteorológiai folyóirat megmentődjék. Igen érdekes, hogy jóval később a Meteorológiai Társaság nem volt képes megjelentetni, és akkor az Intézet vette vissza és mentette meg a folyóiratot. Réthly Antal kezdeményezése azonban nemcsak az *Időjárás* mentette meg, hanem olyan Társaságot hozott létre, amely fóruma lett a meteorológiai kutatásnak és népszerűsítésnek.



Kedvenc folyóiratának *Héjjas Endrével*, az alapítóval együtt 1925–26-ban szerkesztője. Két évtized múltán a legnehezebb időszakban 1945–47-ben újból elvállalta a szerkesztést.

Réthly Antal éppen a századforduló idején 1900-ban jegyezte el magát a meteorológiával és lépett az intézet szolgálatába. A hét évtized alatt a meteorológián kívül számos szakterületen szerzett nevet és tiszteletet magának és szakmáknak. Iserik a geofizikusok, a geográfusok, a szeizmológusok, a mezőgazdák, az erdészek, a vízügyi szakemberek, a karszt- és barlangkutatók, a turisták és még sorolhatnánk tovább. Már 1925-ben Londonban az International Society of Medical Hydrology tagja, s ezt számos külföldi és belföldi tudományos tagság követte.

1879. május 3-án Budapesten született és középiskolai tanulmányainak befejezése után állami szolgálatba lépett. Közben végezte el az egyetemet. Oly kiváló tanárai voltak, mint Cholnoky Jenő, Eötvös Loránd, Koch Antal, Kövesligethy Radó, Lóczy Lajos és Thürring Gusztáv. 1912-ben Kolozsvárott „summa cum laude” doktorált. Ekkor már asszisztensként dolgozott az Éghajlatkutató Osztályon. Ez időtől fogva foglalkozott hazánk éghajlatkutatásával és annak Róna Zsigmond után legkiválóbb szakértője lett. 1903-tól 1904-ig az ógyallai (ma Hurbanovo) obszervatóriumban dolgozott. 1903-tól 1914-ig mint külső munkatárs az Egyetemi Földregészeti Intézetben is munkát vállalt, 1913-ban részt vett az első Adria-expedícióban. 1925-től 27-ig a Török Köztársaság kormányának meghívására igazgatószakértőként megszervezi a török meteorológiai szolgálatot. Beutazta egész Törökországot, Ankarában obszervatóriumot létesített. *Ata Türk Kemâl* pasa „Signum laudis”-sal tüntette ki. 1928-ban megkezdte az első nemzeti éghajlati Atlasz szerkesztését, ami 1934-ben 134 térképpel megjelenik. 1937-ben a Nemzetközi Kontinentális Barométer Összehasonlító Bizottság tagjaként barométeres összehasonlító munkát végzett Budapest, Bécs, Velence, Róma, Tripolis, Szófia, Athén, Isztambul, Budapest és Bécs között.

Már 1917-ben éghajlattant ad elő az Állami Kertészeti Tanintézetben, majd az egyetem közgazdaságtudományi karán. 1923-ban egyetemi magántanár, 1943-ban egyetemi nyilvános rendes tanári címet kapott.

Az Intézetet 1933-tól mint igazgatóhelyettes, majd 1934-től mint igazgató vezette. Ettől

kezdvé igen kiváló, egyetemet végzett fiatal szakembereket vett fel és bővítette a létszámot. Bevezette a rendszeres sugárzás- és földmágnességi méréseket, sűrítette a napfénytartam-mérő hálózatot, Budakeszin földmágnességi obszervatóriumot létesített. Rendszeresítette a légköri elektromossági méréseket, agrometeorológiai sürgőnyzó szolgálat tervét dolgozta ki. Megkezdte a fővárosban a Közegészségügyi Intézetnél a levegő szennyezettségének mintavételét. Igen sok éghajlatkutató- és csapadékmérő állomást saját maga szervezett. Ismerte csaknem az egész hálózatot, az állomások vezetőivel igen jó viszonyban volt. Korszerű szintre emelte az előrejelző szolgálatot és bevezette a kísérleti távélorejelzéseket. Szoros kapcsolatot tartott fenn a Meteorológiai Világszervezet elődjével és számos ország meteorológiai szolgálatával. Nemzetközi összejöveteleken gyakran hallatta szavát.

A felszabadulás után 1945-ben a debreceni magyar kormány ismét őt bízta meg a rombadőlt intézet és állomáshálózat újjászervezésével.

1948. május 15-én 68 éves korában fél évszázados szolgálat után vonult nyugdíjba, de ez nem jelentett pihenést számára, hanem igen szorgalmas további munkát.

Számos kitüntetés mellett 1970. április 15-én a Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa a Munka Érdemrend arany fokozatával tüntette ki. Igen sok tudományos és társadalmi egyesületnek még ma is tiszteletbeli tagja, ugyancsak a Csehszlovák és Német Meteorológiai Társaságnak.

E helyt természetesen nincsen mód a több mint hét évtizedes munkásság részletes ismertetésére és irodalmi tevékenysége teljes felsorolására. Legfontosabb munkái a Magyar Tudományos Akadémia kiadásában jelentek meg: Magyarország földrégési térképe (1913), A Kárpát-medencék földrégései (1952), Kitiabel Pál, az úttörő geofizikus (1958), Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1700-ig (1963), Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1701—1800-ig (1970). Alapvető munkája „Az időjárás és éghajlat” (1921), majd „Időjárás, éghajlat és Magyarország éghajlata” (1938), ez utóbbit *Bacsó Nándorral* közösen írta. 1947-ben a Budapesti Központi Gyógy- és Üdülöhelyi Bizottság kiadványaként jelent meg „Budapesti éghajlata” című alapvető éghajlati monográfiája. Több mint 250 dolgozata és cikke jelent meg, ebből igen sok az Időjárásban. Alig volt tudományos folyóirat, ahol ne propagálta volna tudományunkat.

A Magyar Meteorológiai Szolgálat igaz szívből köszönti nesztorát, *dr. Réthly Antalt* 95-ik születésnapján és további jó egészséget kíván.

A Magyar Meteorológiai Társaság *Réthly Antal* professzor 95. születésnapja alkalmából 1974. május 9-én délután ünnepi ülést tartott

az Országos Meteorológiai Szolgálat kultúrter-mében.

Béll Béla, az MTA levelező tagja, a Társaság elnöke nyitotta meg az ülést, áttekintve az ünnepelt életpályáját és méltatva a háromnegyedszázados tevékenység gazdag eredményeit. Ezután *Czelnai Rudolf*, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke köszöntötte *Réthly* professzort, aki 50 évig dolgozott állami szolgálatban és ebből 14 éven át töltötte be az Országos Meteorológiai Intézet igazgatói tisztségét. Tolmácsolta a török meteorológusok üdvözlését és jókívánságait is, akik ma is számon tartják azt, hogy *Réthly Antal* 1925 és 1927 között kitűnő szervezője, majd igazgatója volt a török meteorológiai szolgálatnak.

A továbbiakban hangsúlyozta azt, hogy a Meteorológiai Világszervezet is számon tartja ez ünnepi eseményt és a WMO Bulletinben erről hamarosan meglehangú megemlékezés jelenik meg.

Befejezésül a Meteorológiai Szolgálat dolgozói és vezetői nevében kívánt továbbra is jó erőt, egészséget és hasznos tudományos tevékenységet, amelynek eddigi eredményeit az egész világ meteorológusai ismerik és értékelik.

Ezután az ünnepelt emelkedett szólásra és „Budapest éghajlata irodalmának úttörőiről” címen ismertette legújabb kutatásait.

A kultúrtermet zsúfoltság megettől hallgatóság nagy érdeklődéssel fogadta e nagy fáradtságot és elmélyült kutatómunkát igénylő tevékenység újabb eredményeit.

Az ünnepi ülés elnökének felkérésére ezután a meghívott külföldi vendégek üdvözölték *Réthly* professzort.

Prof. dr. M. Konček a Csehszlovák és a szlovák Meteorológiai Társaság elnöke köszöntötte tiszteleti tagukat, felelevenítve a sok évtizedes tudományos együttműködést és baráti kapcsolatokat. *Prof. dr. A. Mäde* az NDK Meteorológiai Társaságának elnöksége és tagsága nevében gratulált az ünnepeltnek, tiszteleti taguknak. *Univ. Prof. Dr. F. Steinhäuser*, az Osztrák Meteorológiai és Geodinamikai Intézet igazgatója, intézete és az Osztrák Meteorológiai Társaság nevében meleg szavakkal emlékezett meg *Réthly* professzor kiemelkedően eredményes tevékenységéről, amely kezdettől fogva mind a mai napig az osztrák meteorológusokkal szoros együttműködésben folyt.

Ezután a hazai üdvözlések következtek. *Dr. Tárczy-Hornoch Antal* akadémikus, az MTA X. Osztálya Elnöksége, *dr. Fekete Zoltán* egyetemi tanár, a Magyar Agrártudományi Egyesület, *dr. Bendefy László* ny. főosztályvezető, a Geodézia és Kartográfiai Egyesület Elnöksége, *dr. Bartha György* egyetemi tanár, a Magyar Geofizikusok Egyesülete, *dr. Salamin Pál* egyetemi tanár, a Magyar Hidrológiai Társaság, *dr. Szalai Tibor* választmányi tag a Magyarhoni Földtani Társaság, *dr. Láng Sándor* egyetemi tanár, a Magyar Földrajzi Társaság, s végül *dr. Dobosi Zoltán* tszv. egyete-

mi docens, az ELTE Meteorológiai Tanszéke nevében üdvözölte Réthly professzort.

A bőséges ünnepi ülés végén *Béll Béla* fejezte ki jókívánásait a Magyar Meteorológiai Társaság vezetősége és tagsága nevében.

Réthly Antal megköszönte a jókívánásokat, és azt a reményét fejezte ki, hogy majd a századik születésnapját is a megjelentekkel együtt ünnepelheti.

Az ünnepi ülés után *Réthly* professzor hozzátartozói, a külföldi vendégek, a Meteorológiai Szolgálat, a Meteorológia Társaság és a tudományos egyesületek képviselői baráti beszélgetésen vettek részt. *Czelnai Rudolf*, az OMSZ elnöke pohárköszöntőjében rámutatott arra, hogy *Réthly* professzor közel nyolc évtizedes szakmai tevékenysége magában foglalja a meteorológia tudományában végbement legnagyobb változásokat. E változásoknak az ünnepelt is tevékeny részese volt. A magyar meteorológusok nesztóranak egészségét és eredményekben gazdag további tevékenységet kívánt.

Zách A. — Szabály J.

*

JÁN DANČ (1903—1974)

1974. május 12-én 71 éves korában meghalt prof. *Ján Danč*, a Szlovák Hidrometeorológiai Szolgálat ny. igazgatója. 1903. július 17-én Korneuburgban született. Saját erejéből tanult, végezte el a gimnáziumot, majd a Prágai Károly Egyetemen matematika-fizika szakos diplomát szerzett. Pozsonyban gimnáziumi tanárként működött, de baloldali magatartása miatt elbocsátották. 1940-ben a Szlovák Hidrometeorológiai Szolgálathoz került mint osztályvezető, ahol éghajlati kutatásokkal foglalkozott. Több ízben volt a szolgálat vezetője. A felszabadulás után a szolgálat vezetőjeként újjáépítette a háborús események miatt kiégett és rombadőlt intézetet és hálózatot. 1959-től a klímaszótályt vezette 1963-ig, nyugdíjazásáig, de ez nem jelentett számára pihenést, hanem tudományos tevékenységét tovább folytatta.

Többször járt hazánkban és kereste fel a magyar szolgálatot. *Danč* igazgató működése idején indult meg a szakmai és operatív együttműködés a két szomszédos szolgálat között. Számos jóbarátja volt hazánkban. 60. születése napján igen meleg ünnepségen részesítették. Mint klimatológus dolgozott. Radiációs mérőhálózatot szervezett és ezek adatait dolgozta fel, ami igen értékes Szlovákia egészen különleges földrajzi fekvése miatt. Jelentős a víztárolók és mesterséges tavak által okozott mikroklíma-változásokat tárgyaló munkája. Résztvett a Csehszlovák klímaatlasz munkáiban és szerkesztésében. Több cikke jelent meg a Meteorologické Zprávy-ban.

Zách A.

ÚJ HELYEN A SOPRONI METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁS

Sopron az egyetlen hely hazánkban, ahol a Mannheimi Meteorológiai Társaság által a XVIII. század végén Budán szervezett állomást megelőzve már az 1710-es évek körül meteorológiai megfigyelések folytak. *Gensel János Ádám* városi főfizikus (ma: tisztiorvos) jegyezte fel az időjárásai eseményeket s megfigyeléseinek nyomtatásban megjelent összefoglalásából következtetve feljegyzései legalábbis részben, műszeres mérésekből származnak. Mintegy 140 évvel később *Greilinger Nándor* gőzmalomtulajdonos folytatta Sopronban a megfigyeléseket (1856). *Greilinger* egyike volt azoknak, akik gőzmalomkukkal halva-születetté tették a szélenergia hasznosítása céljából épített soproni szélmalomokat. Ezek közül az egyik 1974. május 24-e óta a soproni szinoptikus meteorológiai állomásnak nyújt korszerű, kielégítő otthont.

Greilinger után két évvel (1856—1863 között észlelt) *Kugler Henrik* aranyműves vette át az észleléseket (1865—1870), majd újból egy városi orvos *Filiczky Nándor* észlelt 1871-től 1883-ig. Ismét szünet következett s 1886-ban a *Lähne*-féle intézetbe helyezték az állomást. Az I. világháború végétől 1918-tól a *Leánygimnáziumban* észleltek. 1925-től napjainkig az *Erdészeti és Faipari Egyetem* (korábbi nevén: Erdészeti és Bányászati Főiskola) arborétum jellegű parkjában állt az állomás, ahol a mindig kifogástalan minőségű, 1950-től hivatásos észlelők által végzett észlelések értékét, reprezentativitását évről évre csökkentették a park egyre dúsuló, az állomás körül lassan záródó lombkoronájú fái.

Az OMSZ Központi Meteorológiai Intézete hasznosítva az Egyetem, Sopron városa és a Meteorológiai Intézet vezetőinek a 60-as évek elejétől végzett kutató munkáját, amely egy új, alkalmas hely kijelölésére irányult, elfogadta a Városi Tanács által felajánlott műemlék jellegű, de romos, eredetileg holland típusú szélmalom épületét, főleg kedvező fekvése és közvetlen környezetének a városrendezési tervek szerint a további beépítéstől mentesített volta miatt. Ebből az objektumból az ÉVM Győri Tervező Vállalatának Soproni Tervező Irodájában kidolgozott átépítési tervek szerint a Fertődi Építőipari Szövetkezet külsejében a műemlék jellegét megőrző, belsejében egy modern meteorológiai állomásnak mindenben megfelelő otthont épített.

A május 24-i avatáson a város, az Egyetem, a tervezők, az építők és a Meteorológiai Szolgálat képviselőinek jelenlétében az állomást *Czelnai Rudolf*-tól, az OMSZ elnökétől a KMI nevében *Ambrózy Pál* igazgató vette át. Az új állomást a jelenlevők *Pődör János* állomásvezető kíséretében nagy tetszéssel tekintették meg.

Kéri M.

1974. április 2-án váratlanul elhunyt V. A. Bugajev professzor, az Üzbég SZSZK Tudományos Akadémiájának tagja, aki hosszú, éveken át volt igazgatója a Szovjetunió Központi Hidrometeorológiai Intézetének. Munkásságáért Lenin-rendet, s kétszer Állami díjat kapott, a WMO pedig nagydíjjal tüntette ki.

Korai halálával súlyos veszteség érte a szovjet meteorológiát, de különösen a Moszkvai Állami Egyetemet. Halála előtt mintegy fél-évvél, igazgatói tevékenységét másra bízva, az egyetem Földrajzi Kara Meteorológiai és Klimatológiai Tanszékének lett vezetője. Kiváló tehetségű és sokoldalú kutatót, nagyszerű tudományos szervezőt, a fiatal tudományos kutatók tökéletes nevelőjét, vezetőjét és remek elvtársat veszítettünk személyében.

Bugajev 1930-ban Novoszibirszkben kezdte meg a tudományos munkásságát a szinoptikus meteorológia és klimatológia területén, s Taskentben folytatta több, mint 20 éven át. Itt az Időjárás Hivatalt vezette, éveken át volt a Taskenti Egyetem professzora, igazgatója az Üzbég Tudományos Akadémia Matematikai és Műszaki Intézetének, valamint a Taskenti Geofizikai Obszervatóriumnak. Bugajevnek és nemrég elhunyt barátjának és harcostársának B. A. Dzsordzsio professzornak köszönhető, hogy valóságos „taskenti meteorológiai iskola” jött létre, a kezük alól kikerült tanítványok közül számosnak neve ismert a tudományban. Taskenti korszakában a frontológiai analízis módszerének fejlesztésén dolgozott, foglalkozott azzal, hogyan lehet az aerológiai adatokat a szinoptikus analízisben felhasználni. E témákból két igen jelentős monográfiája jelent meg a 40-es években. Behatóan tanulmányozta Közép-Ázsia regionális szinoptikus folyamatait, e munka eredménye az 1957-ben kiadott s általa szerkesztett összefoglaló monográfia: „Szinoptikus folyamatok Közép-Ázsiában”, amely angolul is megjelent. Foglalkozott a légkör általános cirkulációjával, a hidrodinamika egyenleteinek szinoptikai interpretálásával és még számos más kérdéssel 1959-ben — néhány munkatársával együtt — Állami díjjal tüntették ki a Közép-Ázsia éghajlatával kapcsolatos kutatásai eredményeiért. 1960-ban doktori disszertációjában összegezte a Közép-Ázsia dinamikus klimatológiájára vonatkozó tanulmányokat.

Taskenti periódusában szervezője és résztvevője volt számos aerológiai expedíciónak Közép-Ázsia hegyeibe és sivatagjaiba, s a Nemzetközi Geofizikai Év programjaként megszervezte a glaciológiai expedíció munkáját a Fedcsenko-gleccserre. 1957—58-ban vezetője volt a 3. antarktisi expedíció aerometeorológiai csoportjának, ahol — többek között — elvégezték a kontinens repülőgépes területszin-



tezését, s maga is részt vett számos felszállásban. Az antarktisi állomásozás eredménye volt a kontinens első éghajlati körzetesítése, valamint a déli félteke magas szélességeinek légköri cirkulációjáról készült számos munka.

1959-ben V. A. Bugajev a Központi Előreléző Intézet vezetője lett, majd 1965-ben az újjászervezett Központi Hidrometeorológiai Intézet igazgatójává nevezték ki. Nehéz leírni azt a hatalmas energiát, kezdeményező képességet, lemondást, amely Bugajev munkáját jellemezte a korszerű meteorológia nehéz és felelősségteljes posztján. Bugajev az intézetet a világ legjelentősebb és leghatalmasabb meteorológiai központjává fejlesztette. Itt bontakozott ki kimagasló tehetsége a tudományos szervezés területén, vezetői tevékenysége mellett személyesen készítette fel az aspiránsokat, maga irányította számos fontos kutatási téma munkáját, pl. a sztratoszféra kétéves ciklusossága a trópusokon, a műholdas adatok alkalmazása a szinoptikus analízisben stb.

Igazgatóként dolgozott, amikor Lenin-renddel, majd a Munka Vörös Zászló Érdemrendjével tüntették ki, s az Antarktisz-atlasz összeállításában való részvételéért kapta meg másodsor is az Állami díjat. Vezetése alatt vált a Szovjetunió Központi Hidrometeorológiai Intézete Lenin-renddel kitüntetett tudományos intézetté.

A 60-as években Bugajev egyike a WMO legtekintélyesebb vezető egyéniségeinek. Az ő és az amerikai G. Waxler kezdeményezésére és tervei alapján alkották meg az Időjárás Világszolgálatot (WWW), amely egyike korunk legjelentősebb nemzetközi tudományos rendszereinek. Bugajev aktív részt vállalt még a legutolsó években is a GARP-tervek kidolgozásában. 1973-ban a WMO kimagasló tevékenységéért nagydíjjal tüntette ki.

A Moszkvai Állami Egyetem Meteorológiai és Klimatológiai Tanszékének mindössze élete utolsó félévében volt vezetője. Mégis e rövid idő alatt egy sor fontos intézkedést vett tervbe és kezdett megvalósítani annak érdekében, hogy a tanszék munkája maximálisan megközelítse azokat a korszerű követelményeket, amelyek a ma meteorológiája, a meteorológiai szolgáltatás igényel.

A nyugodt, kiegyensúlyozott, életvidám és mindig jóindulatú embert, aki igényes volt magával szemben éppúgy, mint másokkal, nemcsak tisztelet övezte, de tanszékének kollektívájára meleg szeretettel vette körül.

Mi, kollégái és a tanítványok, abban reménykedtünk, hogy sok éven át lesz vezetője tanszékünknek. Ki gondolhatta volna, hogy ily hamar kell elbúcsúzni tőle.

Sz. P. Hromov

*

METEOROLÓGUSOK KORMÁNYKITÜNTETÉSE

A Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa felszabadulásunk 29. évfordulója — 1974. április 4. alkalmából — hosszú idő óta eredményes munkája elismeréseként — a Munka Érdemrend ezüst fokozatát adományozta *Dr. Ambrózy Pál*, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatója, bronz fokozatát *Dr. Tóth József*, az Országos Meteorológiai Szolgálat főkönyvelője számára.

Ambrózy Pál igazgató 1955 óta dolgozik a szolgálatnál. 1969-ig tud. csoportvezetőként, az Időjárás Kutatóosztályon jelentős eredményeket ért el a balatoni viharjelzés metodikájának kidolgozása és a numerikus prognosztika terén. 1970-től az OMSZ Titkárságának vezetőjeként sokoldalú tudományszervezési és koordináló tevékenységet folytatott. 1974. április elsejével, kormánykitüntetésével csaknem egyidőben nevezték ki a Központi Meteorológiai Intézet igazgatójává.

Tóth József főkönyvelő 1958 óta látja el az Országos Meteorológiai Szolgálat (1970 előtti Intézet) főkönyvelői tisztét. Nagy gyakorlatú bíró, igen alapos vezető, aki a pénzügyi, számviteli és gazdasági munka minden részletének kiváló ismerője. Rendkívül felelősségteljes feladatkörét fáradhatatlanul, beülettel ellátja. Munkájáért szolgálati éveit során több alkalommal dicséretben részesült, amit most méltón koronáz kormánykitüntetése.

Lőrincz A.

*

LÉGSZENNYEZŐDÉSI KONFERENCIA PÁRIZSBAN

A francia Országos Alkalmazott Kémiai Kutatóintézet (francia rövidítése: IRCHA) 1974. május 8. és 10. között Párizsban rendezte meg 11. Nemzetközi Levegőszennyeződé-

Konferenciáját. A konferencián, a hivatalosan kiadott lista szerint, 213 szakember, köztük 58 külföldi vett részt. Az OMSZ-ot, részben az IRCHA támogatásával, *Mészáros Ernő*, a Központi Légkörfizikai Intézet igazgatóhelyettese képviselte.

Az IRCHA állami támogatás nélkül „szerződéses” kutatásokból teremti meg költségvetését. Ennek ellenére az intézetben komoly „alaptervekenységben” végzett kutatómunka folyik, mivel a megbízásokat az egyes részlegek publikációs tevékenységük alapján kapják. Az intézet nagy múltra visszatekintő légszennyeződési laboratóriuma a légszennyeződések és levegőtisztítási szinte minden lényeges kérdésével foglalkozik.

A konferencia megnyitása után a bevezető előadást *M. Benarie*, az IRCHA légszennyeződési részlegének vezetője tartotta. Többek között hangsúlyozta, hogy az utóbbi években a légszennyeződéssel kapcsolatos kutatásokban a matematikai modellek nagy tért hódítottak. Ez a kezdetben öröndetes jelenség ma már veszélyeket is rejt magában, mivel egyesek a jelenségeket túlságosan determinisztikusan kezelik, ami meteorológiai folyamatoknál közel sem megengedhető.

A bevezető referátumon kívül a kongresszuson harminchét előadás hangzott el, amelyeket a résztvevők javaslatai alapján külön bizottság válogatott össze. Az előadások a következő témákból álltak: 1. A légszennyeződések hálózatszerű mérése. Az eredmények felhasználása. 2. Légköri diszperzió, a légszennyező anyagok terjedése, matematikai modellezés. 3. A légszennyező anyagok kémiai átalakulása a légkörben: légszennyezők keletkezése és megszűnése. 4. Aeroszolk fizikája. 5. Aeroszolk mérése. 6. Gázalakú szennyezők mérése.

A magyar küldött előadására a 3. témakörben került sor „Közvetett fotokémiai folyamatok szerepe a légköri szulfát-részecskék keletkezésében” címmel.

A konferenciának három hivatalos nyelve volt: angol, francia és német. Minden előadást a másik két nyelvre szimultán tolmácsolták. Az elhangzott referátumokat élénk vita követte, amit nagymértékben elősegített a teljes anyag előzetes kinyomtatása.

Mészáros E.

*

LEVEGŐTISZASÁGVÉDELMI ELŐADÁS A TOKIÓI MAGYAR GAZDASÁGI NAPOKON

A japán—magyar gazdasági és technikai együttműködés fejlesztése érdekében a Magyar Kereskedelmi Kamara 1974. május 13–17. között Tokióban Magyar Gazdasági és Technikai Napokat rendezett.

Az előadásorozat környezetvédelmi szekciójában a KLFPI Levegőkörnyezeti Főosztály vezetője által tartott előadás „A légszennyeződések szabályozási rendszere Magyarországon”

c. témával foglalkozott. Az előadáson több mint 80 cég képviseltette magát.

Az előadás során illetve azt követően számos megbeszélésre, illetőleg szakmai látogatásra került sor, amelyek tapasztalatai a következőkben foglalhatók össze:

A környezetvédelem Japánban a Környezetvédelmi Hivatalhoz (Bureau of Environmental Protection) tartozik. A környezetvédelmi Hivatal Tervező, Szabályozó, Ellenőrző, Gazdasági és Veszély Elhárító Részlegekből és Környezetvédelmi Kutató Intézetből áll.

A légszennyezettség szabályozása az Air Pollution Control Center feladata. Részletesebb feladatköre Tokió légszennyezettségének folyamatos mérése, meteorológiai információ alapján a levegőminőség előrejelzése és erről a nagyközönség tájékoztatása. A fenti figyelő és előrejelző szolgálat szmoghelyzetben az erősen szennyező üzemeket emissziójuk csökkenésére szólítja fel.

A levegőminőség folyamatos ellenőrzése távmérő és helyben regisztráló állomáshálózaton nyugszik. 13 távmérő állomás továbbítja a környezeti levegő szénhidrogén, lebegő szilárd szennyezettség, teljes oxidáló anyag tartalma, nitrogén oxid és nitrogén dioxid, szénmonoxid és kéndioxid tartalmának értékeit, a légáramlás és az ibolyántúli sugárzás adatait. Ezenkívül további 20 állomás méri, de nem továbbítja a fenti paramétereket. A monitor-rendszer a bejövő információt feldolgozza és értékeli.

A környezeti levegő minőségéről tájékoztatást kap a nagyközönség az utcán felállított 15 elektromos jelzőtábla útján, továbbá érdekelt intézetek és főbb szennyezőüzemek. 200 szennyező üzem kéndioxid emisszióját hasonló távmérő rendszer segítségével az Air Pollution Control Center folyamatosan méri, az emisszió-csökkenés végrehajtását így ellenőrzi.

A fenti monitor-rendszer információi alapján megállapítható, hogy Tokió környezeti levegőjének minősége 1969-ig romlott, azóta stagnál.

A Japánban szerzett tapasztalatok hazai vonatkozásban a következőképpen értékelhetők:

Nagy költségeket igénylő automatikus monitor-rendszer létesítése csak ott indokolt, ahol szmoghelyzet esetén az emisszió csökkentésének lehetősége biztosítva van (pl. alacsony kén-tartalmú tüzelőanyagra való áttérés, gépkocsiforgalom leállítás stb.). Budapesten és vidéki városainkban a fő szennyező források a szilárd tüzelőanyagot égető háztartási fűtés. Ameddig szmoghelyzetben a központilag irányított emissziócsökkentés lehetősége nincs megteremtve, automatikus monitor-rendszer létesítése Magyarországon nem indokolt. A főváros jelenlegi nagymértékű szennyezettségének „on line”, „real time” mérésére nincs szükség. Annál fontosabb lenne a szennyezettség területi és időbeli megoszlásának rendszeres vizsgálata, nagyszámú, szakaszos mintavételezéssel működő hálózat adatai alapján.

Az érdekes szakmai programot számos személyes élmény tette felejthetatlenné. Ezek közé tartozott a Tokióból, a világ egyik legmodernebb városából a régi fővárosba Kyotoba tett látogatás, az átrepülés a kristálytisza levegőjű Északi-sark és a Skandináv-félsziget felett, majd az Anglia felől egész 15 km magasságig áramló rendkívül szennyezett levegő személyes észlelése.

Szepesi D.

*

JOANA MARINEL TANULMÁNYÚTJA MAGYARORSZÁGON

Az INTERKOZMOSZ által koordinált kutatási témák munkaprogramjának megvitatására érkezett *Joana Marinel*, a Román Meteorológiai Szolgálat munkatársa Budapestre, 1974. V. 20. és 25. között a KMI, a KLFÍ és a KEI munkatársait kereste fel, s a velük folytatott megbeszélések mellett az ELTE Meteorológiai Tanszékének munkatársait is meglátogatta.

Joana Marinel különösen érdekelte a meteorológiai mezők Csebisev-polinomokkal való felbontása, az alakfelismerő algoritmusok, a televíziós és infravörös képek vételtechnikája, a képek gyakorlati felhasználása, valamint az alkalmazott számítógépes technika.

Rákóczi F.

*

NUMERIKUS PROGNOZTIKAI TANULMÁNYÚT A NÉMET DEMOKRATIKUS KÖZTÁRSASÁGBAN

1974. május 6. és 13. között *Dévényi Dezső* tud. segédmunkatárs TESCO-tanulmányút keretében az NDK Meteorológiai Szolgálatának Potsdami Nagyléptékű Időjárási Folyamatokat Kutató Intézetében tanulmányozta az NDK szolgálatánál az előrejelzések készítésében alkalmazott és kutatás alatt álló légköri modelleket.

J. Kluge részletesen ismertette az NDK Meteorológiai Szolgálatánál folyó numerikus prognosztikai munka jelenlegi helyzetét, a főbb kutatási célokat és a tervezett kutatási irányokat.

H. J. Herzog példákkal illusztrálva mutatta be az alkalmazott objektív analízis módszerrel szerzett operatív tapasztalatokat, valamint a teljes egyenletrendszerrel végzett azon numerikus kísérletek eredményeit, amelyek a határfeltételek megválasztására és az alkalmazott numerikus integrációs módszerek tulajdonságainak tanulmányozására vonatkoztak. Ezen témához kapcsolódóan *H. Enke* változta a prognózisok beválására alkalmazott statisztikai mérőszámok használatának főbb kérdéseit és ismertette az elvégzett feldolgozások eredményeit.

A P. Vogler-ral folytatott érdekes beszélgetés keretében sikerült megismerkedni a határregrére vonatkozó numerikus modell jellemzőivel, az orográfia geometriai közelítésének eredményeivel és a határregrére vonatkozó modellnek a kvázigeosztrofikus közelítésen alapuló modellel való összekapcsolásának technikájával.

A tapasztalatokban gazdag szakmai program lezárásaként a vendéglátók bemutatták a szolgálat Számítóközpontját, s részletesen elmagyarázták az ott folyó munka szervezésének alapelveit.

A vendéglátók figyelmessége révén lehetővé vált Potsdam és Berlin kultúrtörténeti nevezetességeinek megtekintése is.

Faragó T.

*

GULYÁS OTTÓ KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉSÉNEK VITÁJA

A Magyar Tudományos Akadémia Tudományos Minősítő Bizottsága 1974. április 17-re tűzte ki Gulyás Ottó, a Központi Meteorológiai Intézet tudományos tanácsadója kandidátusi értekezésének nyilvános vitáját.

Az alakfelismerés néhány matematikai kérdése és alkalmazása című disszertációjában a jelölt konkrét gyakorlati problémákból indul ki és ezen keresztül jut el a tiszta matematika szempontjából is érdekes kérdések vizsgálatáig. Tanulmányozza az alakfelismerés és a statisztikai döntések elméletének kapcsolatát, a reprodukáló magú Hilbert-terek, a sztochasztikus folyamatok és az analitikus függvények néhány összefüggését. Szokatlanul részletes vizsgálatát nyújtja a lényegkiemelés kérdéseinek, és ennek során jelentékeny matematikai segédeszközöket sorakoztat fel a funkcionálanalízis és a komplex függvénytan területéről. Foglalkozik az ún. potenciálfüggvényes tanuló algoritmusokkal és becslést ad ezeknek az algoritmusoknak a konvergencia-sebességéről. A disszertáció utolsó fejezete az elméleti eredményekhez kapcsolódó konkrét alkalmazásokat mutatja be az orvosi diagnosztika (elektrokardiogramok értékelése) és a meteorológiai prognosztika köréből. Az utóbbi a konvektív aktivitás 12 órás előrejelzését szol-

gáló, tanuló algoritmuson alapuló módszer amelyről lapunk hasábjain is jelent meg leírás (*Időjárás*, 75. évf., 147. o. 1971.).

Az értekezés két opponense, Révész Pál, a matematikai tudományok doktora és Fritz József, a matematikai tudományok kandidátusa, továbbá a bíráló bizottság a disszertáció fő erényeként azt emelte ki, hogy a jelölt a reprodukáló magú Hilbert-terek elméletének felhasználásával egységesen képes tárgyalni az alakfelismerés témáját. A dolgozat bizonyosságát adja annak, hogy a matematikai statisztika ezen újjonnan fejlődő ága a gyakorlat számára is értékes eredményeket nyújt. Ezért a bíráló bizottság egyhangúan javasolta, hogy a Tudományos Minősítő Bizottság Gulyás Ottónak a matematikai tudományok kandidátusa címet adományozza.

Götz G.

*

AZ ELTE TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRÉNEK BESZÁMOLÓJA A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁGBAN

Az MMT és az ELTE Természettudományi Karának Meteorológiai Tanszéke közötti megállapodás értelmében a meteorológus hallgatók lehetőséget kapnak, hogy az MMT tagjának beszámoljanak a Tudományos Diákkörben végzett munkáik eredményéről. E megállapodás keretében került sor Práger Tamás: „Pontrjagin-féle optimalizációs módszer alkalmazása a meteorológiában” c. előadására 1974. IV. 18-án. Az előadó a fenti módszer felhasználásával, feltételezve, hogy a légkör talajközeli rétegében a kicserélődési folyamatot Maxwell-féle eloszlással írhatjuk le, a keveredési útra vonatkozó formulát vezetett le hatványsorfejtés segítségével.

A témájában és módszertani szempontból is érdekes előadás élénk érdeklődést váltott ki, és termékeny vita követte. A vitában felmerült a bemutatott módszer további meteorológiai alkalmazásának lehetősége is. Az MMT főtítkára felkérte az előadót, hogy sokszorosítás céljából az előadás teljes anyagát adja le, hogy eredményeit szélesebb körben is megismerhessék az érdeklődő szakemberek.

Rákóczi F.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztőséért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

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

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



74 1846 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: egy évre 48 Ft, a Meteorológiai Társaság tagjainak 24 Ft. Befizetés a 232-90 171-2494 tagdíjbefizetési számán,
Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán, 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím:
1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára 8 Ft.

