

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

89. ÉVF. ★ 5. SZÁM ★ 1985. SZEPTEMBER—OKTÓBER

TARTALOM

Pretel J.—Zeleny J.: Az inhomogén felszín és érdesség hatása a felszínközeli sűrűdési réteg turbulenciájára (angol nyelven) 249

Mihailovic T. Dragutin—Ács Ferenc: A globálisugárzás napi összegének számítása Újvidéken 257

Horváth László: Légköri nitrogénvegyületek háttérkoncentrációja és ülepedése Magyarországon 262

Koppány György—Kiss Árpád: A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden, a Péczy-féle makroszinoptikus helyzetekben 269

Dombai Ferenc—Jákfalvy Mihály—Németh Péter: A meteorológiai célok és rádiolokációs képek közötti kapcsolat az iránykarakterisztika figyelembevételével 278

Cseh Sándor: A nedves levegő reverzibilis-adiabatikus és pseudo-adiabatikus folyamatainak vizsgálata Budapest fölött 288

Stollár András—Zsoldos Ilona: A talaj és a levegő hőmérséklete különböző expozíciójú lejtőkön 300

Irodalom 309

Krónika 311

CONTENTS

Pretel, J.—Zeleny, J.: Effect of non-homogeneous terrain and roughness on turbulence in surface boundary layer (in English) 249

Mihailovic, T. D.—Ács, F.: Calculation of daily amounts of global radiation in Novi Sad 257

Horváth, L.: On the background concentration and deposition of atmospheric nitrogen compounds in Hungary 262

Koppány, G.—Kiss, Á.: The variability of the temperature and wind direction in Szeged within the Péczy's macrosynoptic types 269

Dombai, F.—Jákfalvy, M.—Németh, P.: Relationship between meteorological targets and their radar pictures on the basis of the directional characteristic 278

Cseh, S.: The investigation of reversible-adiabatical and pseudo-adiabatical process of dampf air over Budapest 288

Stollár, A.—Zsoldos, I.: Temperature of soil and air over slopes of different exposition 300

Literature 309

Chronicle 311

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 89. ★ NO. 5. ★ SEPTEMBER—OCTOBER 1985. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	MESINGER, F. (Beograd)
ANTAL E. (Budapest)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
BENGTSSON, L. (Reading)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BÖHME, W. (Potsdam)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
FISHER, B. (Leatherhead)	SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	STELCZER K. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	TAYLOR F. W. (Oxford)
HAMAN, K. (Warsawa)	TÄNZER T. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KAPOVITS, A. (Budapest)	VITEK, V. (Praha)
KONDRATYEV, K. YA. (Leningrád)	WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MAJOR Gy. (Budapest)	WIRTH E. (Pécs)

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Előfizetés: 1 évre 300 Ft. Megrendelhető az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként.

Egyes szám ára 50 Ft

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 5. szám. 1985. szeptember—október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 5. Sept—Oct. 1985. Budapest

Effect of non-homogeneous terrain and roughness on turbulence in surface boundary layer

PRETEL, J. and ZELENÝ, J., *Institute for Atmospheric Physics of the Czech. Acad. of Sci., 141 31
Prague, Czechoslovakia*

Az inhomogén felszín és érdesség hatása a felszínközeli sűrűlódási réteg turbulenciájára.
A tanulmány a csehszlovákiai Kopisty 80 m magas meteorológiai torony turbulencia méréseinek problémájával foglalkozik. A Kopisty Légköri Observatórium (KAO) kutatási tevékenysége a felszínközeli légréteg folyamatainak vizsgálatára terjed ki összetett felszín felett. A KAO eredményeinek összehasonlítása a MESP—81/ITCE—81 eredményeivel ugyanazon a módszeren alapul, és ilyen módon már előre meg lehet adni a feláramlás legjellegzetesebb hatását összetett felszín feletti légköri turbulencia szerkezetére. A vertikális hőmérsékleti rétegződés hatása meglehetősen kismértékű.

✱

Effect of non-homogeneous terrain and roughness on turbulence in surface boundary layer.
This paper discussed the problems of the turbulent measurements at the 80 m meteorological tower at Kopisty in Czechoslovakia. The aim of research facility of the Kopisty Atmospheric Observatory (KAO) is to study the processes in the atmospheric surface layer over a complex terrain. Comparing the results of KAO with the results of MESP—81/ITCE—81, achieved by the same methods, it is possible to point out preliminary a dominant effect of the upwind on the structure of atmospheric turbulence over a complex terrain. The effect of the vertical temperature stratification is rather negligible.

✱

Introduction. Recent air pollution problems and wide-area pollution require the knowledge of the structure of the atmospheric turbulence in the surface boundary layer over small or large regions. Most air flows of practical interest occur where the roughness, the elevation and the temperature of the surface are changing. Therefore, it is useful first to determine the circumstances the results of which are relevant to a flat homogeneous terrain. If the terrain cannot be assumed to be flat and uniform, then one wants to have some estimate of the changes in wind speed, wind profile, turbulence, temperature and flux distribution produced by different disturbances to the terrain and to understand the physical processes determining those changes.

The results obtained in a number of field experiments provide a working basis for further studies in different areas of meteorology. Most of those experiments are conducted on an extensive flat, horizontally homogeneous surface. Many examples of practical importance are from areas amongst hilly topography. Acceleration of the wind up to vertical obstacles is a matter of common experience. Associated with the development of wind gradients, changes are expected in the fields of turbulence, shearing stress and surface drag. Such

-changes must explicitly affect heat and mass transfer and the mechanism of turbulent diffusion.

A number of theoretical models of airflow over hills or simple obstacles have recently appeared in the literature, but very few reference data are available. This paper describes an experiment in real topography conditions in the north-west part of Bohemia.

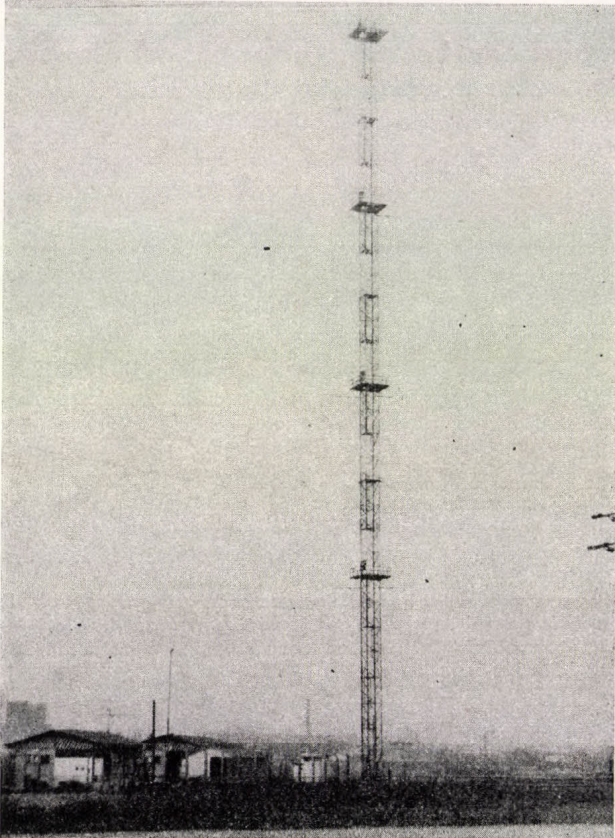


Fig. 1: View of the KAO 80 m tower showing boom configuration at the four fixed levels

1. *Experimental procedure*

The experiments were carried out at the 80 m meteorological tower observatory (KAO) of the Institute for Atmospheric Physics of the Czechoslovak Academy of Sciences in Prague. This observatory (*Fig. 1*) is located in the center of a most polluted area in Czechoslovakia at Kopisty near Most (240 m above sea level). Characteristic of this area is a very complicated, non-homogeneous and undulated surface of the terrain. At a distance of 4 – 6 km from the KAO there is a ridge of mountains the Krušné hory (800 – 1000 m above sea level), at a distance of a few hundreds of metres are located different natural and man-made hills that rise about 50 m over KAO. The surface is covered with canopies of trees of average height about 5 m and building complexes of about 10 m height. A suitable choice of upwind top-

ography profiles can be made for experimental studies of wind velocity, vertical wind profiles etc. above various real topographies. In this paper will be described one type of experiment in the course of which turbulent fluxes of heat and mass at 10 m above terrain were measured. All the results of three experiments (July 1982, March 1983 and June – July 1983) conducted with the Joint Field Experiment 1981 (MESP – 81/ITCE – 81) at Tsimlyansk (USSR) (Tswang, 1982) in a flat homogeneous area of steppes were compared.

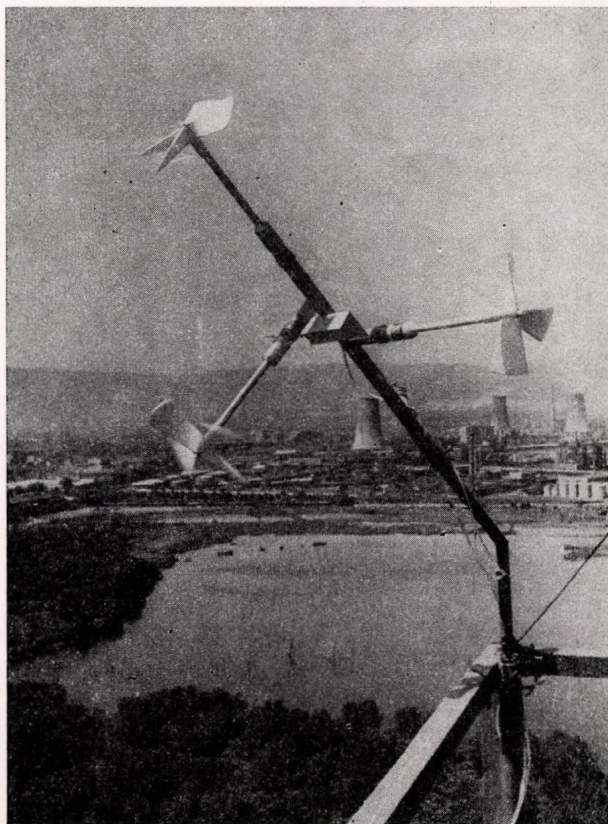


Fig. 2: View of the propeller anemometer and the platinum wire thermometer

To measure the wind speed 3-component the Gill anemometer W – 173 – A3 and to measure short time fluctuations of temperature, a platinum wire 100 ohm resistance were used. The data were monitored continuously (400 ms) by Measure Unit MT 143.1 and recorded on a punch tape. The data from 43 individual 30 min series were subsequently decoded and analysed by the ROBOTRON KRS 4200 computer. In order to intensify the sensitivity of the vertical wind component, the propeller axis was diverted from the vertical axis by 45° (Fig. 2).

In the course of these three experiments at Kopisty, the turbulence characteristics under various conditions of temperature stratification ($-0.04 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} < \gamma < 0.03 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$) and the mean wind velocity ($1.5 \text{ ms}^{-1} < u < 10.0 \text{ ms}^{-1}$) were measured. Only the data from sector $250^\circ - 350^\circ$ (wind incidents on mountains travelled over a rough surface of $z_0 \approx 1 - 2 \text{ m}$) were analysed.

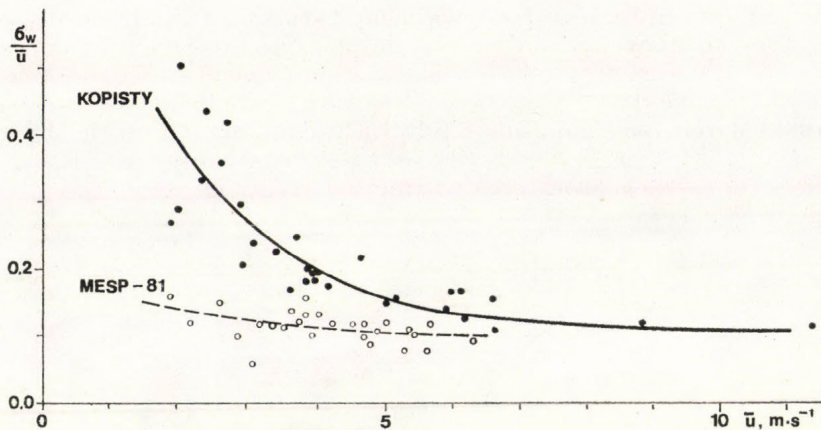


Fig. 3: Intensity of longitudinal turbulence σ_w/\bar{u} as a function of \bar{u} for Kopisty (KAO) and Tsimlyansk (MESP-81/ITCE-81)

2. Results and discussion

The intensity of turbulence as defined in many textbooks, is as follows

$$i_{u,w} = \sigma_{u,w} / \bar{u}, \quad (1)$$

where $i_{u,w}$ is the intensity of turbulence, \bar{u} is the mean wind speed and $\sigma_{u,w}$ is the standard deviation of the longitudinal and vertical components.

The intensities of turbulence of both the components as a function of the mean wind speed are plotted in Figs. 3 and 4. As shown in these figures, ratios σ_u/\bar{u} and σ_w/\bar{u} rapidly decrease with the increasing mean wind speed \bar{u} . The differences between the values of σ_u and σ_w in rough (Kopisty) and a flat (Tsimlyansk) terrain are remarkable in a low velocities; for \bar{u} over 6–7 ms^{-1}

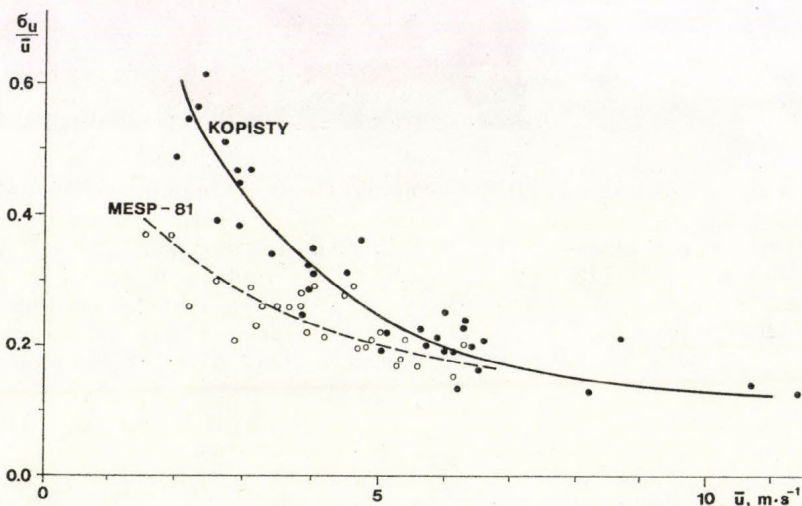


Fig. 4: As Fig. 3 for vertical turbulence σ_u/\bar{u}

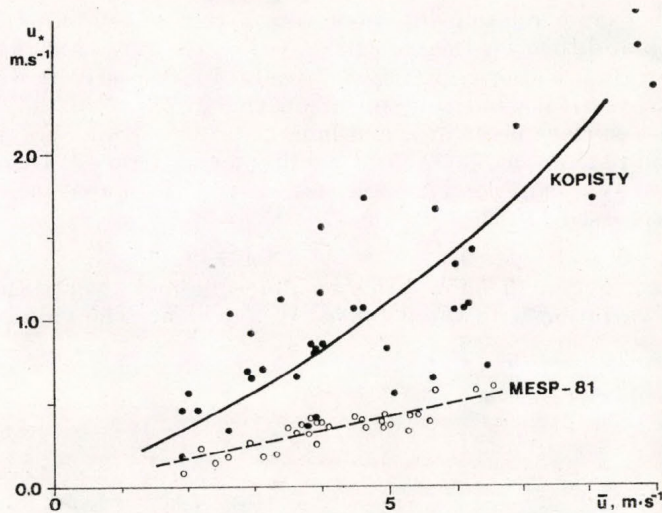


Fig. 5: Friction velocity u_* as a function of \bar{u} for the both places

are neglected. The intensities of turbulence of the longitudinal component are without exception greater than those of the vertical component and their values in a rough terrain are greater than in a flat terrain. A more conspicuous effect of a non-homogeneous terrain is on the behaviour of σ_w/\bar{u} .

Figure 5 shows the friction velocity

$$u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}}, \quad (2)$$

$u' = u - \bar{u}$, $w' = w - \bar{w}$ (turbulence velocity components), plotted against \bar{u} . The \bar{u}_* vs. \bar{u} relationship is in a flat terrain obviously linear to the velocities below 6 ms^{-1} (greater velocities were not measured during MESP-81/ITCE-81).

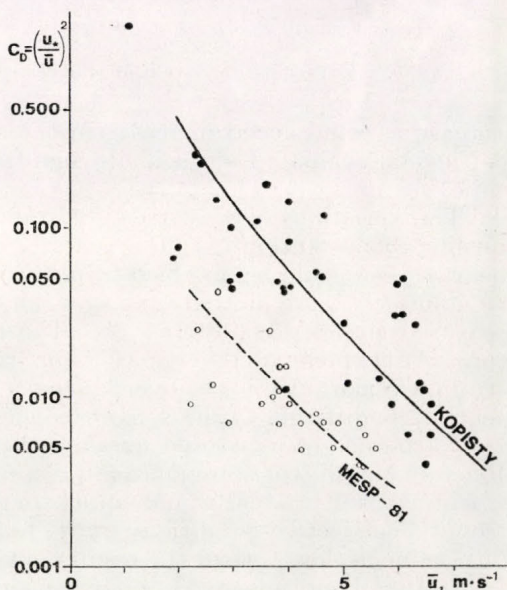


Fig. 6: Drag coefficient C_D as a function of \bar{u} for the both places

The same relationship in a rough terrain is almost linear up to $u \approx 6 \text{ ms}^{-1}$, too and then for the velocities over 6 ms^{-1} ratios u_* / \bar{u} above a flat and rough terrain are approximately 0.20 and 0.10, respectively it shows the influence of the vertical wind component on the structure of the atmospheric turbulence in a surface layer in a non-homogeneous terrain. For example *Bradley (1980)* pointed out $u_* / \bar{u} \sim 0.15$ in a hilly terrain and at 16 metres.

We can describe the effect of roughness using drag coefficient C_D expressed by the formula

$$C_D = (u_* / \bar{u})^2, \quad (3)$$

too. *Figure 6* shows the results obtained over different terrain qualities. A variation with the wind speed is evident. The values of the drag coefficient

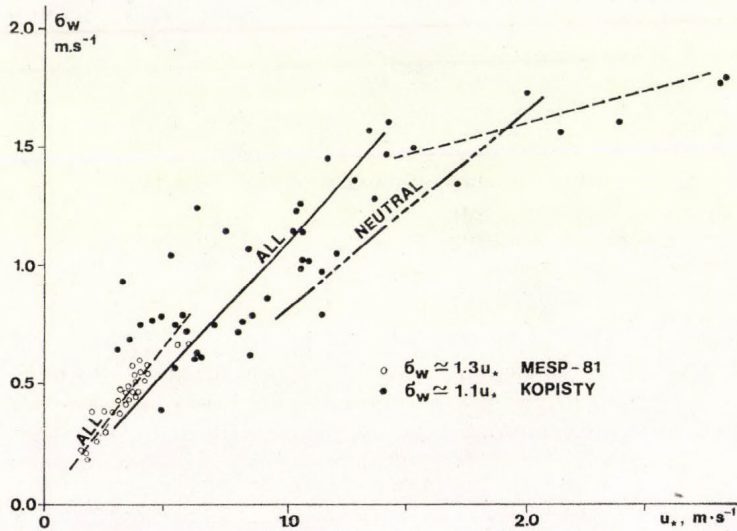


Fig. 7: Standard deviation of the vertical component σ_w as a function of u_*

decrease as wind speed increases in the same way above both surface. Drag coefficients evaluated at each site significantly differ as regards the absolute value.

The variations of σ_u with u_* or stability and σ_w/u_* with stability received considerable attention over the years because of the relative ease with which shear stresses could be obtained from vertical velocity measurements. In *Fig. 7* the values of σ_w are plotted against u_* for flat and rough terrains and for all the measured stability conditions, too. The ratios σ_w/u_* are 1.3 and 1.1 respectively. An expressive divergence from regression $\sigma_w = 1.1 u_*$ above a rough terrain is remarkable for u_* over 1.5 ms^{-1} . Due to the small number of measurements it is difficult to draw more concrete conclusions.

Variations of σ_u/u_* and σ_w/u_* with stability parameter z/L (L is Monin-Obuohov length-scale) are more interesting (*Fig. 8*). In unstable atmospheres, σ_w/u_* increases gradually and approximately as $|z/L|^{1/3}$. In moderately to strongly convective conditions, σ_w/u_* follows $\sigma_w/u_* = A \cdot |z/L|^{1/3}$ with $A \approx 0.8$. This value is lower than the results obtained by *Wyngaard and Coté (1971)* — $A \approx 1.9$. Magnitudes of σ_w/u_* in a near-neutral atmosphere are about 0.65;

it is about half of the value which we obtained over a flat terrain in Tsimlyansk. *Monin* (1962) obtained a value of $\sigma_w/u_* \approx 0.8$, *Yokoyama* (1971) about 1.0, *Panofsky* and *McCormick* (1960) in the range 1.2–1.3 and *Warmser* (1976) 1.83 etc. If we presume the validity of expression $\sigma_w/u_* = A \cdot |z/L|^{1/3}$ for stable conditions too, then the parameter $A \approx 0.5$, but we have a relatively small number of measurements to determine a more accurate value.

For example as a result of a comparison of overland measurements of σ_w/u_* with the results over water, it was mentioned earlier that most of the estimates of σ_w/u_* over water were higher than those over flat land. Therefore it is possible presume that these values will be lower over a hilly terrain.

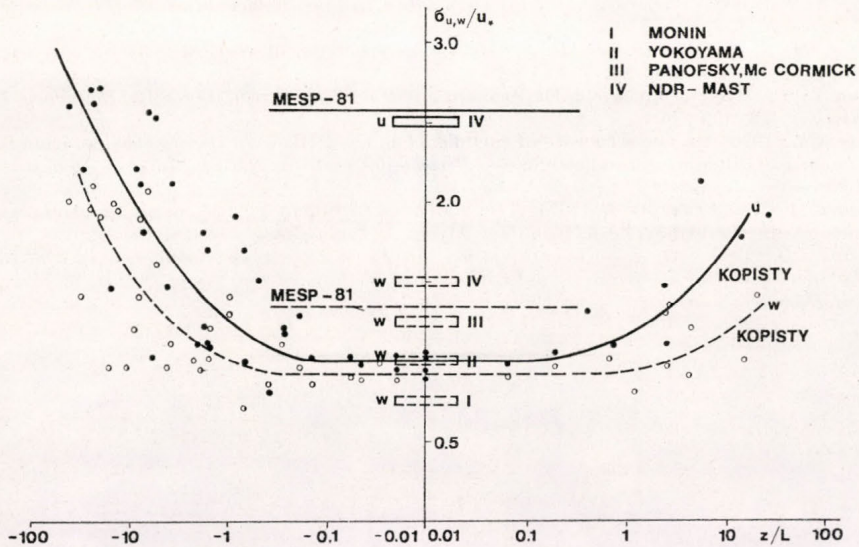


Fig. 8: Dimensionless characteristic of the turbulence structure σ_u/u_* and σ_w/u_* as a function stability parameter z/L

The ratio σ_u/u_* shows a considerable scatter and variability when plotted against z/L . It is in near-neutral conditions approximately by 30% higher over a rough terrain ($\sigma_u/u_* \approx 0.8$) in contrast to a flat terrain in Tsimlyansk, where that value increased by 90% ($\sigma_u/u_* \approx 2.6$). *Monin* and *Yaglom* (1971) and *McBean* (1971) suggest values of 2.3, *Kaimal et al.* (1972) and *Busch* and *Larsen* (1971) find $\sigma_u/u_* \approx 1.8$, *Warmser* (1976) about 2.5.

3. Summary and conclusions

The Kopisty experiment described here was first performed in typical Bohemian orographic conditions. Our studies were directed toward a description of the real turbulent structure over a rough terrain in the hope that a wider range of influencing conditions might be investigated and that particularly the effects of roughness in the surface layer might be better understood.

Comparing our results with the results from MESP-81/ITCE-81 achieved by the same methods, we can preliminarily point out a dominant

effect of the upwind. Judging from the experiment, we find an important influence of the vertical component of wind on the structure of atmospheric turbulence, which is expressive just over complicated orography. In the surface layer the effect of the vertical temperature stratification is rather kept down. It is suggested that further and more complex experiments be made to determine more exact changes in the structure of turbulence created by orography.

REFERENCES

- Bradley, E. F., 1980: An experimental study of the profiles of wind speed, shearing stress and turbulence at the crest of a large hill. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106, 101–123.
- Monin, A. S., 1962: Empirical data on turbulence in the surface layer of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 67, 3103.
- Panofsky, H. A. and McCormick, R. A., 1960: The spectrum of vertical velocity near surface, *Quart. J. R. Met. Soc.* 86, 495.
- Tswang, L. R., 1982: Joint Field Experiment 1981 at Tsimlyansk, U.S.S.R. *Boundary Layer Meteorol.* 22, 393–394.
- Wamser, Ch., 1976: On the structure of turbulence in the PBL with special consideration to the influence of different ground roughness, *Berichte des Inst. für Radiometeorologie und Maritime Meteorologie*, Nr. 31.
- Wyngaard, J. C. and Coté, O. R., 1971: The budget of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric boundary layer, *J. Atmospheric Sci.* 28, 190–201.
- Yokoyama, O., 1971: An experimental study of the structure of turbulence in the lowest 500 meters of the atmosphere and diffusion in it, *Rep. of the National Inst. for Pollution and Resources (Japan)*, No. 2.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 5. szám. 1985. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 5. Sept – Oct. 1985. Budapest

A globálisugárzás napi összegének számítása Újvidéken

MIHAILOVIĆ T. DRAGUTIN és ÁCS FERENC, Újvidéki Egyetem, Mezőgazdasági Kar Meteorológiai
Osztálya, Veljka Vlahovića 2, 21000 Novi Sad, Yugoslavia

Calculation of daily amounts of global radiation in Novi Sad. Mean monthly values, per hour, of Q_0 and α in the Angström formula, were determined for Novi Sad in the period 1966–1970. Correlations between hourly amounts of global radiation and corresponding relative sunshine duration were analysed by the least squares method. Daily values of Q_0 and α on the basis of hourly values Q_0 and α were formed. These values, used for calculation of mean monthly amounts of global radiation, were reasonably comparable with observed ones. The obtained values for Q_0 and α enable the calculation of mean monthly amounts of global radiation for various locations in Vojvodina Province.

✱

A globálisugárzás napi összegének számítása Újvidéken. A szerzők meghatározták Angström-formulában szereplő Q_0 és α mennyiségek óraértékeinek több éves havi átlagait Újvidéken az 1966–1970 évi periódusra. A globálisugárzás és a relatív napfénytartam-adatok óraértékei közti korrelációkat a legkisebb négyzetek módszerével vizsgálták. Q_0 és α mennyiségek óraértékeiből származtatták ezek napi értékeit. A napi értékek használhatóságát a velük végzett megközelítések elfogadható pontosságával igazolták. A kapott Q_0 és α mennyiségek, a globálisugárzás napi értékeinek havi átlagszámítására a Vajdaság Autonóm Tartomány egész területén használhatók.

✱

Bevezetés. A globálisugárzás éghajlattani értékeinek területi eloszlását a rendelkezésre álló sugárzásadatok felhasználásával határozzák meg. A sugárzásadatok ily célú használata gyakran korlátolt, elsősorban a megfigyelési pontok ritkasága és egyenlőtlen eloszlása miatt. Ezért a hiányzó adatok becslését különböző klimatológiai számítási képletekkel végzik. Ezek a globálisugárzás és a kiválasztott meteorológiai elem kapcsolatán alapulnak. Az elem aránylag könnyen és pontosan felbecsülhető és folyamatos az adatsora.

Ennek értelmében az egyik gyakrabban használt elem a felhőzet is. Újvidékre vonatkozóan a globálisugárzás és a felhőzet kapcsolatát a napi értékek havi átlagának vizsgálatával elsőként *Katić* et al. (1979) állapította meg. A továbbiakban a globálisugárzással kapcsolatos számítási képleteket *Mihailović* és *Ács* (1984) bővítették. A számításokat már különböző évszakokra vonatkozóan végezték, a napi értékek tíznapos átlagának vizsgálatával.

A szubjektív és egyéb esetleges hibával terhelt felhőzetadatokat mellőzve gyakran a napfénytartam adatok kerülnek előtérbe. Különböző szerzők a globálisugárzás és a napfénytartam között négyzetes és lineáris kapcsolatot határoztak meg. *Vries* (1955) az egyszerűbb lineáris kapcsolatot ajánlja, a számítási képletek egyikét sem részesítvén előnyben. Az egyik legismertebb lineáris kapcsolatú számítási képlet az *Angström* (1924) formulája:

$$Q = Q_0 \left\{ \alpha + (1 - \alpha) \cdot (n/N) \right\} \quad (1)$$

ahol:

Q — a globál-sugárzás,

Q_0 — a globál-sugárzás derült ég esetén,

α — az adott területet jellemző konstans, melynek a napmagassággal való változását legtöbbször elhanyagolják,

n/N — pedig a relatív napfénytartam.

Újvidékre vonatkozóan a globálsugárzás és a napfénytartam kapcsolatát, vagyis a jellemző α konstans értéket is elsőnek *Katić et al.* (1979) határozta meg. A tárgyalandó képlet a mennyiségek napi értékeinek havi átlagaira vonatkozik.

Az adott területre érvényes Angström-képlet használata módszertani okokból a következő elvi hibákkal jár:

1. Sokszor a felszíni és légköri tényezők sugárzást módosító hatása miatt a Q_0 értéke bizonytalan. Használata például a *Prescott* (1940) formula alkalmazásával kerülhető el:

$$Q = Q_A \cdot (A + B) \cdot (n/N) \quad (2)$$

ahol:

Q_A — a globálsugárzás fluxusa egységnyi területen a légkör felső határán, A és B pedig mérésekkel meghatározható konstansok.

A konstansok értékét Újvidék környékére különböző évszakokra *Mihailović és Ács* (1984) határozta meg. A képletek a mennyiségek napi értékeinek tíznapos átlagaira vonatkoznak.

2. Nagyobb területeken az α konstans csak megközelítőleg állandó. A napmagassággal arányosan változik, minek következtében az adott területen belül értékeiben jelentős különbségek adódhatnak.

E tény az Újvidék környékére vonatkozó Angström-formula nagyobb területekre való alkalmazását korlátozza. Az α konstans területi változását egy még kisebb időegységre vonatkozó Angström-képlet meghatározásával küszöbölhetnénk ki. *Boer* (1963) az egyórás időintervallumot ajánlja.

Ennek értelmében e dolgozat célja az Angström-formulában szereplő Q_0 és α mennyiségek órásértékeinek és az ezekből származtatott napi értékek meghatározása Újvidéken.

A számítási módszer

A Q_0 és α mennyiségek órásértékeinek több éves havi átlagszámítása és elemzése. Vajdaság Autonóm Tartomány egyetlen rendszeres sugárzásmérő állomása Újvidék környékén, a Római Sáncon, a földrajzi szélesség 45,3 és a földrajzi hosszúság 19,5 fokán van. A globálsugárzás és a napfénytartam-adatok az 1966–1970 közötti időszakból valók. A sugárzás mérését Moll–Gorczyński-piranométerrel, míg a regisztrálást a Kipp-féle potenciometrikus regisztrálóval végezték. A napfénytartamadatokat a Campbell–Stokes-rendszerű napfénytartammérő szolgáltatta.

Az adatesoportosítást a következőképpen végeztük: A vizsgált periódus éveinek minden egyes hónapjára kiválasztottuk a globálsugárzás és a relatív napfénytartam óraértékek párjait. Így bármely óraközre az adott hónap napjainak számával megegyező számú értékpár jut, vagy esetleg a hiányzó adatok miatt kevesebb. Az adathiányzás miatt vagy más okból kifolyólag az értékpárok száma soha sem volt kisebb tizenöttnél. Így például minden év

októberében 12 órákzre voltak adatpárok, amelyek 6 és 18 óra közé estek. Az így formált értékpárok közötti lineáris kapcsolat esetén, hivatkozhatunk Boer (1963) példájára, felírhatjuk a

$$Q = a + b \cdot (n/N) \quad (3)$$

alakú kapcsolatot. A legkisebb négyzetek módszerével az a és b konstansok könnyen meghatározhatók. Az adott egyenlet és Angström formulájának összehasonlításából következik, hogy $a = \alpha Q_0$, $b = (1 - \alpha)Q_0$, ahonnan az α és a Q_0 értéke azonnal megkapható. Ezeknek az órásértékeknek ötévi átlagait az 1966–1970 közti periódusban az I. és a II. táblázat tartalmazza.

A Q_0 értékek változása szoros kapcsolatban van a napmagasság változásával, mind nap, mind évközben. Legnagyobb értékei a közép-európai zónaidő szerint 11 és 12 óra közé esnek. Ettől egészen kismértékű eltérést tapasztalhatunk a márciusi, áprilisi és a júniusi hónapokban, amikor a 12 és 13 óra közötti értékek a nagyobbak. A Q_0 maximális értéke $3,140 \text{ MJ m}^{-2} \text{ óra}^{-1}$, a májusi hónapban 11 és 12 óra közé esik. A feltüntetett órákzókra a Q_0 maximális értékeinek legnagyobb része – összesen 10 – júniusban, a hátramaradt 5 májushban van.

Sokkal érdekesebb az α értékek változásainak vizsgálata. Évközben a kora reggeli és a késő délutáni órákban a napmagasság változásával az α értékek változása is tapasztalható. A nap közepére eső órákzókra ez már nem jellemző. Ekkor ugyanis az értékek megközelítőleg állandók. Ugyanez az értékelés érvényes az α értékek napközbeni változásaira is. Az év első és utolsó hónapjaiban a napközbeni napmagasság-változásokkal egyidőben az α értékek változása is észlelhető. Az év közepére eső hónapokban ezek az értékek megközelítőleg állandók.

A Q_0 és α mennyiségek napi értékeinek több éves havi átlagszámítása és elemzése. A Q_0 és α mennyiségek napi (Q'_0 , α') és óra (Q_{0i} , α_i) értékei közötti kapcsolatok – Boer (1963) nyomán – a következő összefüggésekkel adottak:

$$Q'_0 = \sum_{i=1}^m Q_{0i} \quad (4)$$

I. TÁBLÁZAT

A számított Q_0 mennyiség óra ($\text{MJ m}^{-2} \text{ óra}^{-1}$) és napi ($\text{MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$) értékeinek havi átlaga az 1966–1970 évi periódusra Újvidéken

Órákz	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
4–5					0,523	0,155	0,243					
5–6				0,398	0,440	0,502	0,444	0,410				
6–7			0,586	0,733	0,917	0,996	0,854	0,762	1,139	0,448		
7–8		0,452	0,862	1,197	1,516	1,566	1,520	1,290	0,913	0,586	0,389	0,293
8–9	0,498	0,892	1,390	1,796	2,089	2,114	2,052	1,851	1,453	1,030	0,682	0,829
9–10	0,938	1,331	1,859	2,299	2,621	2,562	2,537	2,299	1,985	1,486	1,080	1,047
10–11	1,340	1,712	2,206	2,625	2,960	2,872	2,876	2,613	2,282	1,813	1,415	1,369
11–12	1,503	1,909	2,366	2,780	3,140	3,128	3,086	2,759	2,433	1,976	1,545	1,344
12–13	1,390	1,897	2,395	2,801	3,107	3,148	3,040	2,759	2,395	1,959	1,541	1,285
13–14	1,344	1,746	2,165	2,587	2,960	2,952	2,914	2,608	2,160	1,792	1,357	1,114
14–15	0,925	1,310	1,817	2,269	2,554	2,625	2,562	2,290	1,846	1,398	0,992	0,821
15–16	0,507	0,846	1,302	1,758	2,131	2,240	2,144	1,905	1,352	0,913	0,578	0,348
16–17	0,167	0,373	0,754	1,214	1,553	1,637	1,562	1,256	0,795	0,452	0,205	0,318
17–18			0,440	0,649	0,946	1,047	0,959	0,670	0,385	0,243		
18–19				0,134	0,377	0,523	0,440	0,209				
19–20					0,126	0,268	0,255					
Nap	8,612	12,468	18,141	23,241	27,959	28,336	27,486	23,681	19,138	14,097	9,785	8,767

$$\alpha' = \frac{\sum_{i=1}^m Q_{oi} \cdot \alpha_i}{Q'_0} = \frac{\sum_{i=1}^m Q_{oi} \cdot \alpha_i}{\sum_{i=1}^m Q_{oi}} \quad (5)$$

ahol:

Q_{oi} és α_i az i -ik órához tartozó Q_0 és α mennyiségek óraértékei

Q'_0 és α' ugyanezen mennyiségek napi értékei

m pedig az adott hónapban lévő órák száma

A Q_0 mennyiség napi (Q'_0) értékeit az óra (Q_{oi}) értékek egyszerű összegezésével nyerjük. Az értékeket az *I. táblázat* utolsó sorában tüntettük fel. Legnagyobb értéke 28,336 MJ m⁻² nap⁻¹, a júniusi hónapra esik, míg a következő maximális értéket májusban, majd júliusban éri el. Legkisebb értékű decemberben, nagysága 8,767 MJ m⁻² nap⁻¹.

Az α mennyiségek napi (α') értékeit az óra (α_i) értékek súlyozott átlagolásával kapjuk. Ezek a *II. táblázat* utolsó sorában találhatóak, értékeik 0,29 és 0,42 között mozognak. A legnagyobb érték a januári, míg a legkisebb a decemberi hónapra esik. Tavasszal és nyáron (a márciusi és az augusztusi hónapok közötti időszak) ezek az értékek megközelítőleg állandók, 0,33 és 0,37 között mozognak, az átlagértékük 0,35. Ősszel és télen (a szeptemberi és a februári hónapok közötti időszak) az értékek nagyobb ingadozása tapasztalható. Látható fokozatos csökkenésük szeptembertől decemberig, majd hirtelen ug-

II. TÁBLÁZAT

A számított mennyiség óra- és napi értékeinek több éves havi átlaga az 1966–1970. évi periódusra Újvidéken

Órákőz	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
4–5					0,07	0,37	0,12					
5–6				0,22	0,39	0,47	0,47	0,35				
6–7			0,32	0,46	0,36	0,39	0,59	0,45	0,17	0,11		
7–8		0,35	0,38	0,39	0,36	0,36	0,34	0,38	0,43	0,35	0,18	0,04
8–9	0,39	0,39	0,38	0,34	0,37	0,34	0,35	0,37	0,44	0,36	0,29	0,17
9–10	0,42	0,42	0,39	0,35	0,35	0,32	0,31	0,40	0,42	0,39	0,31	0,28
10–11	0,43	0,39	0,40	0,35	0,32	0,34	0,34	0,37	0,40	0,38	0,30	0,30
11–12	0,42	0,40	0,35	0,34	0,31	0,35	0,35	0,38	0,38	0,41	0,30	0,35
12–13	0,47	0,41	0,35	0,34	0,32	0,37	0,34	0,37	0,35	0,41	0,31	0,37
13–14	0,39	0,39	0,35	0,33	0,31	0,34	0,29	0,33	0,39	0,38	0,30	0,35
14–15	0,41	0,37	0,32	0,34	0,33	0,37	0,31	0,45	0,43	0,35	0,32	0,30
15–16	0,38	0,36	0,32	0,30	0,33	0,32	0,28	0,31	0,40	0,38	0,29	0,35
16–17	0,25	0,33	0,31	0,37	0,30	0,35	0,34	0,37	0,44	0,38	0,22	0,05
17–18			0,18	0,37	0,38	0,34	0,43	0,33	0,34	0,10		
18–19				0,45	0,39	0,42	0,40	0,38				
19–20					0,15	0,22	0,17					
Súlyozott napi átlag	0,42	0,39	0,35	0,34	0,33	0,35	0,34	0,37	0,39	0,37	0,30	0,29

III. TÁBLÁZAT

A konvergencia-együttható értékei havonként az 1966–1970 évi periódusban

	1966	1967	1968	1969	1970		1966	1967	1968	1969	1970
Jan.	0,456	0,235	0,335	0,212	0,281	Júl.	0,100	0,250	0,120	0,250	0,080
Febr.	0,256	0,108	0,203	0,199	0,285	Aug.	0,140	0,150	0,090	0,220	0,130
Márc.	0,100	0,210	0,100	0,239	0,160	Szept.	0,380	0,130	0,280	0,180	0,120
Ápr.	0,130	0,120	0,110	0,200	0,080	Okt.	0,190	0,220	0,290	0,220	0,090
Máj.	0,070	0,100	0,090	0,130	0,120	Nov.	0,350	0,290	0,370	0,450	0,300
Jún.	0,080	0,130	0,120	0,180	0,100	Dec.	0,100	0,170	0,210	0,100	0,130

rásuk a januári, februári hónapokban. Ennek ellenére az átlagértékük (0,36) megközelítőleg egyenlő a tavaszi-nyári időszakra vonatkozó átlagértékkel.

E változásokat nem hozhattuk összefüggésbe a levegő szennyezettségének módosító hatásával, mivel az erre vonatkozó klimatológiai adatok igen bizonytalanok és hiányosak.

Az értékek éven belüli súlyozott átlaga 0,35.

A számítási módszer pontossága

A módszer pontosságának vizsgálatát a számított és észlelt adatok napi értékei eltéréseinek elemzésével végeztük. Kiszámítottuk minden egyes év hónapjaira a konvergencia-együttható nagyságát. Értéküket a III. táblázat tartalmazza. Az együttható nagyságát az

$$e^2 = \frac{\sum_{j=1}^N (Q'_{0j} - \widehat{Q}'_{0j})^2}{\sum_{j=1}^N (Q'_{0j} - \bar{Q}'_0)^2} \quad (6)$$

képlettel határozzuk meg, ahol:

Q'_{0j} és \widehat{Q}'_{0j} az észlelt és számított Q mennyiségek j -ik naphoz tartozó napi értéke

\bar{Q}'_0 az észlelt Q_0 mennyiségek napi értékeinek havi átlaga

N pedig az adott hónapban lévő napok száma.

Az együtthatók egy esetben sem haladták meg a 0,5 értéket, legnagyobbak a januári és a novemberi hónapokban. A legnagyobb érték (0,456) az 1966-os év januári hónapjára esik, tehát ennek megközelítése a legrosszabb. A többi hónaphoz tartozó értékek 0,1 és 0,3 közé esnek, így megállapíthatjuk, hogy az ily módon végzett számítás pontossága elfogadható.

Befejezésül elmondható, hogy igazoltuk a Q_0 és α mennyiségek órásértékeiből származtatott napi értékek használhatóságát. A mennyiségek órás és napi értékei Vajdaság Autonóm Tartomány egész területére érvényesek. Alkalmazási lehetőségüket csak az ember tevékenységével befolyásolt, sugárzást módosító elemeknek a Q_0 értékeire kifejtett hatása korlátozná. E hatások jelentősebbek az iparilag fejlettebb területeken.

IRODALOM

- Angström, A., 1924: Solar and terrestrial radiation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 50, 121–125.
- Boer, H. J. de, 1963: A calculation of global radiation in the Netherlands with the aid of the relativ duration of sunshine. *Archiv für Met., Geoph. und Biokl.* 10, 537–546.
- Katić, P., Djaković, P. and Dundjerov, N. 1979: Examination of global solar radiation, sunshine and cloudiness relationships in SAP Vojvodina. Yugoslav symposium of solar energy in the agroindustrial complex, Zrenjanin, 8–10 November, Society for Solar Energy of SAP Vojvodina, 47–62.
- Mihailović, T. D. and Ács, F., 1984: A contribution to the relation between global radiation and sunshine duration or cloudiness. *Időjárás* 88, 134–137.
- Prescott, J. A., 1940: Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. Roy. Soc. Aust.* 64, 114–125.
- Vries, D. A. de, 1955: Solar radiation at Wageningen. *Meded. Landbouwhogeschool. Wageningen*, 55, 277–304.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 89. évf. 5. szám. 1985. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89, No. 5, Sept – Oct, 1985, Budapest

Légköri nitrogénvegyületek háttérkoncentrációja és ülepedése Magyarországon

HORVÁTH LÁSZLÓ, Központi Légekfizikai Intézet, 1675 Budapest, Pf. 39.

On the background concentration and deposition of atmospheric nitrogen compounds in Hungary. The monthly and yearly average concentrations as well as the yearly variations of atmospheric nitrogen compounds (NO_2 , HNO_3 , NH_3 , NH_4^+ and NO_3^-) were determined on the basis of the data obtained at Hungarian background monitoring stations. Furthermore, it has been demonstrated that the wet deposition of nitrate and ammonium ions is mainly controlled by the gaseous materials (NH_3 and HNO_3) in the winter half-year and by the particulate ammonium and nitrate in the summer half-year. A relationship was found among the ten-year-period increase of Hungarian NO_x emission, the atmospheric concentration of NO_2 and the nitrate concentration in precipitation water. On the basis of measured and published deposition velocities the dry deposition values of nitrogen compounds were calculated. The background dry deposition of N containing materials (NO_x , NH_x) in Hungary is $0.7 \text{ gN/m}^2 \text{ yr}$, dominated by the deposition of NO_2 and HNO_3 . The sum of dry and wet deposition amounts $1.7 \text{ gN/m}^2 \text{ yr}$ in this country.

*

Légköri nitrogénvegyületek háttérkoncentrációja és ülepedése Magyarországon. A magyar regionális háttérszennyezettség-mérő állomások adatai segítségével meghatároztuk a légköri nitrogénvegyületek (NO_2 , HNO_3 , NH_3 , NH_4^+ és NO_3^-) havi és éves átlagkoncentrációit, valamint a koncentrációk évi menetét. Megállapítottuk továbbá, hogy a nitrát- és ammóniumion nedves ülepedése a téli félévben elsősorban a légköri gázhalmazállapotú anyagok (NH_3 , HNO_3) koncentrációitól, míg a nyári félévben főleg az aeroszol részecskék ammónium és nitráttartalmától függ. Összefüggést találtunk a hazai NO_x kibocsátás, a légköri NO_2 koncentráció, valamint a csapadékvíz nitráttartalmának az utóbbi évtizedben tapasztalt növekedése között. Mért és irodalmi ülepedési sebességek felhasználásával kiszámítottuk a nitrogénvegyületek száraz ülepedésének mértékét is. Ezek szerint Magyarországon, háttérkörülmények között $0,7 \text{ gN/m}^2 \text{ év}$ a nitrogénvegyületek (NO_x , NH_x) száraz ülepedésének mértéke, melynek legnagyobb részét az NO_2 és a HNO_3 ülepedése adja. A száraz és nedves ülepedés együttesen $1,7 \text{ gN/m}^2$ évi értéket tesz ki Magyarországon.

*

Bevezetés. A légköri nitrogénvegyületek (NO_x , NH_x) Európában, így Magyarországon is, túlnyomórészt antropogén eredetűek (Bónis et al., 1980). Az emberi tevékenység során kibocsátott nitrogéntartalmú légköri nyomanyagok hatással vannak a légkör fizikai és kémiai állapotára, sőt ezen keresztül esetleg a klíma állandóságára is.

A nitrogénvegyületek légköri szerepe azonban nemcsak abban merül ki, hogy hatással vannak a különböző légköri folyamatokra (felhőképződés, sugárzásátvitel stb.), hanem száraz és nedves ülepedésük következtében károsan hatnak más földi szférákra, az élővilágra, anyagi javakra is. Közismert, a nitrogénvegyületek lényeges szerepe a savas ülepedésben, jelentőségük egyre

növekszik a kénvegyületekéhez képest. Több helyen kimutatták már, hogy a csapadékvízben mért nitrátkoncentráció jelentős mértékben megnövekedett az utóbbi évek, évtizedek során (Galloway és Likens, 1981; Brimblecombe és Stedman, 1982; Horváth, 1983a).

A nitrogénvegyületek rendszeres vizsgálata tehát több szempontból is alapvetően fontos. Korábban Bónis (1981) meghatározta a nitrogénvegyületek hazai ülepedésének mértékét. Számításai során azonban mérés hiányában csak becsülni tudta az ammóniagáz koncentrációját és ülepedési sebességét, nem vette figyelembe továbbá a salétromsav hatását. Az 1982-ben induló mérési program során ezeket a komponenseket is meghatároztuk, néhány vegyület mérésére pedig (NO_2 , NH_4^+ , NO_3^-) további állomásokat is üzembe helyeztünk.

1. Mintavétel, mérések

A feldolgozás során felhasznált mintavételi időszak 1982 júliusától 1984 júniusáig terjed. E periódusban elsősorban a K-pusztai regionális háttérállomáson, de néhány komponens esetén a farkasfai és a szarvasi háttérállomá-



1. ábra : A háttérszennyezettség-mérő állomások Magyarországon

sokon is végeztünk napi mintavételeket (1. ábra). Az alábbi komponensek talajközeli (2.0 m magasságban mért) koncentrációját határoztuk meg:

- gázok, gőzök (NO_2 , HNO_3 , NH_3),
- aeroszolrészecskék (NH_4^+ és NO_3^- tartalom),

Ezzel párhuzamosan mértük a havi és napi csapadékvíz kémiai összetételét is (NH_4^+ és NO_3^- tartalom). A mintavételeket és az ezt követő kémiai analíziseket a Mészáros és Horváth (1984), valamint a Horváth és Mészáros (1984) által ismertett módszerekkel végeztük.

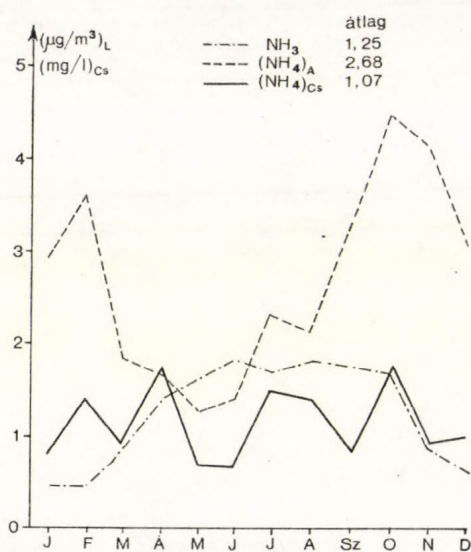
2. Eredmények

2.1. A koncentrációk idő- és térbeli eloszlása. A légköri koncentrációknak több, rövidebb vagy hosszabb periódusú, szabályszerű változása figyelhető meg. Így például beszélhetünk napi, heti, évi változásról vagy menetről, illetve hosszabb távú trendről. Jelen cikkben csak az évi menetre és a hosszú távú trendre térünk ki.

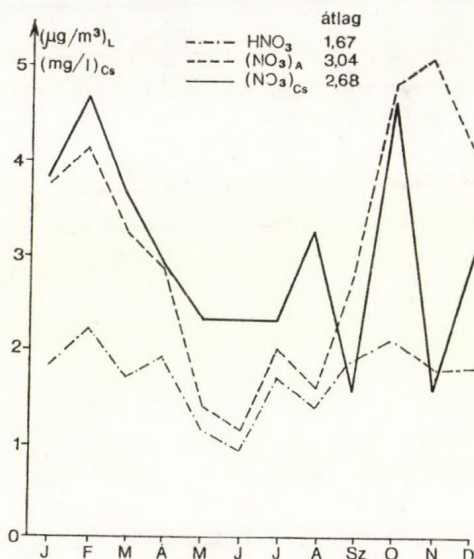
A különböző légköri nyomanyagok koncentrációjának évi menetét sok körülmény befolyásolja, többek között a források és a nyelők erősségének, valamint a meteorológiai feltételeknek a szezonális változása. Az ammónia/ammónium komponensek évi meneténél (2. ábra) szembevetendő az ammóniagáz talajközeli koncentrációjának határozott nyári maximuma és téli minimuma.

Ez arra utal, hogy az ammónia koncentrációját elsősorban a bakteriális aktivitás (illetve ennek hőmérsékletfüggése) szabályozza.

Jóllehet, az aeroszol részecskék ammóniumtartalma nagyrészt a légköri aeroszol részecskék és felhőcseppek ammónia-elnyelésének köszönhető, az ammónium évi menete az ammóniagázzal ellentétes képet mutat, nyáron minimális, ősszel és télen nagyobb. Érdekes módon a csapadékvíz ammóniumtartal-

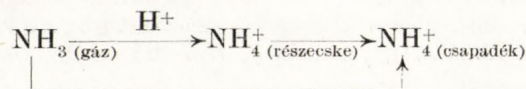


2. ábra: A légköri ammónia és ammónium koncentrációjának, valamint a csapadékvíz ammóniumtartalmának évi menete K-pusztán, 1982–1984. Indexek jelentése: L = levegőben, Cs = csapadékvízben, A = aeroszolban



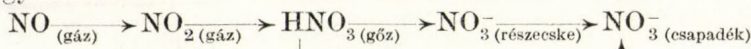
3. ábra: A légköri salétomsav és nitrát koncentrációjának, valamint a csapadékvíz nitrát-tartalmának évi menete K-pusztán, 1982–1984. Indexek jelentése mint a 2. ábrán

mának menete egyik légköri komponens évi menetével sem mutat hasonlóságot, holott az alábbi séma szerint genetikus kapcsolatban állnak egymással:



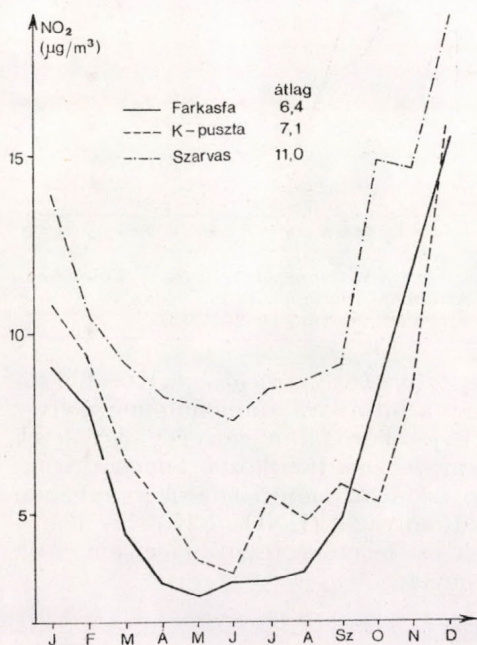
Ez, a még nem kellőképpen tisztázott folyamat a kimosódási mechanizmus bonyolultságára utal.

A nitrát komponensek koncentrációjának évi menetét a 3. ábrán láthatjuk. Az előző ábrával ellentétben itt az évi menetek lefutása nagyjából megegyezik, sőt a nitrogén-dioxid évi menetével (4. ábra) is hasonlóságot mutat. Az oxidált nitrogénvegyületek egyébként a következő, egyszerűsített folyamattal keletkeznek egymásból:

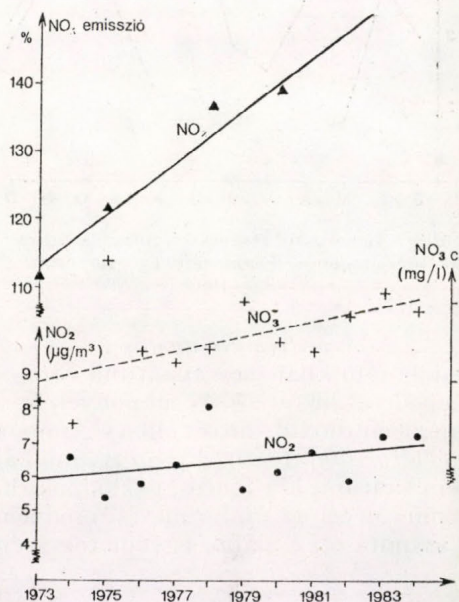


Ennek alapján a nitrát csapadékvízben mért koncentrációjának éves változása viszonylag szoros összefüggésben van a légköri nitrátok koncentrációjának változásával.

Viszonylag hosszabb távú trendet csak az NO_2 légköri és az NO_3 csapadékvízben mért koncentrációjánál vizsgálhatunk. Ezeket az 5. ábrán tüntettük fel, a számított NO_x emisszióval (Horváth és Mészáros, 1984) együtt. Láthatjuk, hogy az NO_x emisszió utóbbi években tapasztalt kb. 50%-os növekedése (mely elsősorban a gépjárművek számának megduplázódásának köszönhető) a csapadékvíz nitráttartalmának 50%-os szignifikáns növekedésével járt



4. ábra: A nitrogén-dioxid koncentrációjának évi menete a három háttérállomáson, 1982–1984.

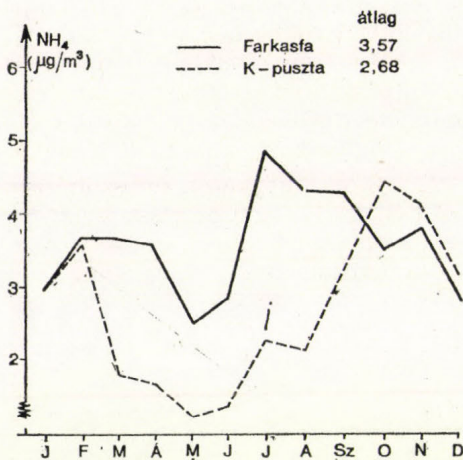


5. ábra: A nitrogén-monoxid emisszió növekedése Magyarországon (1970 = 100%), valamint a légköri NO_2 és a csapadékvíz NO_3 tartalmának változása K-pusztán, 1973–1984.

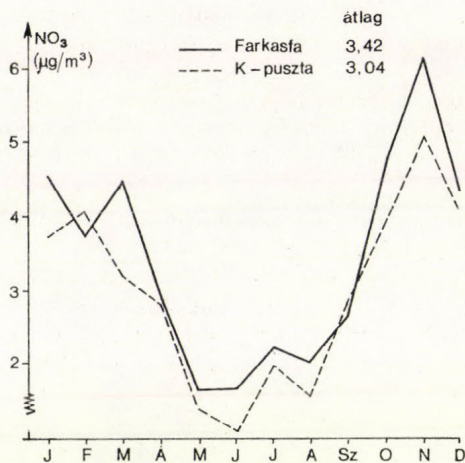
együtt. Ugyanakkor a légköri NO_2 koncentráció csak kisebb mértékben, kb. 15 %-kal növekedett a háttérállomásunkon. Meg kell jegyezni azonban, hogy a magyarországi koncentrációkat és ülepedéseket a környező országok emissziójának változásai is befolyásolják.

A nitrogénvegyületek koncentrációinak térbeli változását a 4. és a 6. ábra segítségével tanulmányozhatjuk. A nitrogén-dioxid éves változásának menete (4. ábra) mindhárom háttérszennyezettség-mérő állomáson hasonló, nyugat–kelet irányban azonban növekedés tapasztalható. A szarvasi nagyobb értékek nem magyarázhatók a város közelségével, mivel ezt a hatást a szélirány szerinti szelekcióval kiküszöböltük. Nincs jelentős különbség viszont a részecskék nitrát-tartalmában a farkasfai és a K-pusztai állomáson (6. ábra). Az évi menet meglehetősen hasonló, és nyugat–kelet irányban csak 13%-os csökkenés mutatkozik.

Ammónium esetén (7. ábra) a nyugat–keleti csökkenés mértéke 33%-os, továbbá az évi menetben is eltérés tapasztalható. Nevezetesen a nyári félévben az ország nyugati részében sokkal nagyobb a légköri részecskék ammónium-tartalma.



6. ábra: Az aeroszol részecskék nitráttartalmának évi menete Farkasfán és K-pusztán, 1982–1984.



7. ábra: Az aeroszol részecskék ammóniumtartalmának évi menete Farkasfán és K-pusztán, 1982–1984.

2.2. A nedves kimosódás kapcsolata a légköri koncentrációkkal. Korábbi tanulmányunkban beszámoltunk arról, hogy a nitrát- és ammóniumion nedves ülepedése bizonyos körülmények között jól korrelál a nitrogénvegyületek (nitrogén-dioxid, nitrát, illetve ammónium) légköri talajközeli koncentrációival (Horváth, 1980). Említett munkában azonban mérési adatok hiányában nem tudtunk két fontos, gázhalmazállapotú anyagot (HNO_3 , NH_3) figyelembe venni. Mivel az újabb mérési eredmények ezt lehetővé teszik, megismételtük a számítást az alábbi egyenletek segítségével:

I. TÁBLÁZAT

A nitrát- és ammóniumion nedves ülepedésének függése a légköri talajközeli nyomanyag-koncentrációtól

Téli félév		r	n
NO_3^-	$d\text{NO}_3^- = 0,43 p [\text{HNO}_3] + 0,14 p [\text{NO}_3^-] + 2,23$ 4,42 1,65 0,54	0,49	50
NH_4^+	$d\text{NH}_4^+ = 0,78 p [\text{NH}_3] + 0,05 p [\text{NH}_4^+] + 1,80$ 5,42 3,12 0,50	0,89	47
Nyári félév		r	n
NO_3^-	$d\text{NO}_3^- = 0,05 p [\text{HNO}_3] + 0,85 p [\text{NO}_3^-] + 2,43$ 4,10 0,19 1,48	0,65	50
NH_4^+	$d\text{NH}_4^+ = 0,03 p [\text{NH}_3] + 0,45 p [\text{NH}_4^+] + 0,70$ 4,36 0,24 3,42	0,85	42

$$d_{\text{NO}_3^-} = a_0 + a_1 \cdot p \cdot [\text{HNO}_3] + a_2 \cdot p \cdot [\text{NO}_3^-] + a_3 \cdot p_2 \cdot [\text{NO}_2],$$

$$d_{\text{NH}_4^+} = a_0 + a_1 \cdot p \cdot [\text{NH}_3] + a_2 \cdot p \cdot [\text{NH}_4^+],$$

ahol $d_{\text{NO}_3^-}$ és $d_{\text{NH}_4^+}$ a nitrát- és ammóniumion napi csapadékból számított nedves ülepedése ($\text{mgN}/\text{m}^2 \cdot \text{nap}$), p a napi csapadékösszeg (mm/nap), $[\text{HNO}_3]$, $[\text{NO}_2]$ és $[\text{NH}_3]$ a salétromsavgőz, a nitrogén-dioxid és ammóniagáz napi talajközeli koncentrációja ($\mu\text{gN}/\text{m}^3$), $[\text{NO}_3^-]$ és $[\text{NH}_4^+]$ a légköri talajközeli aeroszolrészecskék nitrát- és ammóniumtartalma ($\mu\text{gN}/\text{m}^3$), a_0, \dots, a_3 a regressziós egyenlet konstansai.

Mint az a korábbi eredmények alapján várható volt, a_3 konstans értéke gyakorlatilag elhanyagolható, azaz a nitrát nedves ülepedésében a nitrogén-dioxid elnyelődése nem játszik lényeges szerepet. A számítások eredményeit az I. táblázatban foglaltuk össze. A táblázat alapján félkvantitatív következtetéseket vonhatunk le azzal kapcsolatban, hogy a különféle komponensek légköri koncentrációja milyen mértékben befolyásolja a nitrát-, illetve ammóniumion nedves ülepedését. A téli félévben (átlagos körülmények között) a nitrátion nedves ülepedése elsősorban a HNO_3 gőz talajközeli koncentrációjától függ. Ugyanakkor a nyári félévben a nedves ülepedés gyakorlatilag független a HNO_3 kimosódástól, kismértékben függ az NO_3^- -étől, inkább az egyenlet konstansja dominál, ami arra utal, hogy a nedves ülepedés nem elsősorban a talajközeli koncentrációktól függ. Ammóniumionnál a téli félévben az ammónia gáz kimosódásának hatása jóval nagyobb az ammóniumhoz képest, míg a nyári félévben fordítva, az aeroszolrészecskék ammóniumtartalmának kimosódása határozza meg a nedves ülepedést. Mind a nitrát, mind az ammónium esetén tehát a téli félévben inkább a részecskék, nyári félévben inkább a gázhalmazállapotú anyagok kimosódása jelentősebb.

II. TÁBLÁZAT

A nitrogénvegyületek átlagos háttérkoncentrációja és ülepedése Magyarországon, 1982. július – 1984. június

Komponens	Háttérkoncentráció		Átlagos ülepedési sebesség cm/s	Ülepedés	
	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{gN}/\text{m}^3$		g/m ² év	gN/m ² év
NO_3^- ¹	3,23	0,73	0,03 ²	0,03	0,01
HNO_3 ⁸	1,67	0,37	2,0 ³	1,05	0,23
NO_2 ⁴	8,17	2,49	0,5 ⁵	1,29	0,39
NH_4^+ ¹	3,13	2,43	0,022 ²	0,02	0,02
NH_3 ⁸	1,25	1,03	0,14 ⁶	0,06	0,05
száraz					0,70
nedves ⁷					1,00
összes					1,70

¹: K-puszta, Farkasfa átlaga

²: Mészáros (1971), Hidy (1973)

³: Hubert (1983)

⁴: K-puszta, Farkasfa, Szarvas átlaga

⁵: Várhelyi (1980)

⁶: Horváth (1983 b)

⁷: Horváth (1981)

⁸: K-puszta

2.3. *A nitrogénvegyületek száraz ülepedésének mértéke.* A nitrogénvegyületek háttérkoncentrációjának ismeretében kiszámíthatjuk az úgynevezett száraz ülepedést is. Ehhez azonban az átlag ülepedési sebességeket is ismernünk kell. A részben irodalmi adatokból, részben mérések segítségével meghatározott átlagos ülepedési sebességek a *II. táblázatban* láthatók (forrás: *Mészáros és Horváth*, 1984). A táblázat utolsó két oszlopa adja meg a száraz ülepedés mértékét $\text{g/m}^2 \cdot \text{év}$, illetve g nitrogén/ $\text{m}^2 \cdot \text{év}$ egységekben. Összehasonlítás céljából a nedves ülepedés mértékét is feltüntettük. Amint az a táblázatból látható, a nitrogénvegyületek nedves ülepedése (N-egyenértékben kifejezve) valamelyest felülmúlja a száraz ülepedés hatását, az összes ülepedésnek mintegy 60%-át adva. A táblázatból az is megállapítható, hogy a vizsgált 5 anyag közül csak kettő, a nitrogén-dioxid és a salétromsav száraz ülepedése számottevő. Az aeroszol részecskék, illetve az ammónia hatása inkább a nedves kimosódás folyamatában érvényesül. Végeredményben megállapítható, hogy Magyarországon 1 m^2 felületre kb. $1,7 \text{ g}$ nitrogén jut évente, főleg savas vegyületek formájában.

IRODALOM

- Bónis, K., 1981: A nitrogénvegyületek légköri mérlege Magyarország fölött. *Időjárás* 85, 149–156.
- Bónis, K., Mészáros, E. and Putsay, M., 1980: On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe. *Időjárás* 84, 57–68.
- Brimblecombe, P., and Stedman, D. H., 1982: Historical evidence for a dramatic increase in the nitrate component of acid rain. *Nature* 298, 460–462.
- Galloway, G. N. and Likens, G. E., 1981: Acid precipitation: the importance of nitric acid. *Atmospheric Environment* 15, 1081–1085.
- Hidy, G. M., 1973: Removal processes of gaseous and particulate pollutants. In: *Chemistry of the Atmosphere* (ed: Rasool, S. I.), Plenum Press, New York.
- Horváth, L., 1980: A légköri kén- és nitrogénvegyületek ülepedése a magyarországi regionális háttérállomás adatai alapján. *Időjárás* 84, 340–347.
- Horváth, L., 1981: A csapadékvíz kémiai összetétele Magyarországon. *Időjárás* 85, 201–212.
- Horváth, L., 1983 a: Trend of the nitrate and ammonium content of precipitation water in Hungary for the last 80 years. *Tellus* 35 B, 304–308.
- Horváth, L., 1983 b: Concentration and near surface vertical flux of ammonia in the air in Hungary. *Időjárás*, 87 65–70.
- Horváth, L. and Mészáros, E., 1984: The composition and acidity of precipitation in Hungary. *Atmospheric Environment* 18, 1843–1847.
- Hubert, B. J., 1983: The dry deposition of HNO_3 vapour as sink for NO_y . Presented at the CACGP symposium on Tropospheric Chemistry, Oxford, U.K.
- Mészáros, E., 1971: The size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Időjárás* 75 308–314.
- Mészáros, E. and Horváth, L., 1984: Concentration and dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen compounds in Hungary. *Atmospheric Environment* 18, 1725–1730.
- Várhelyi, G., 1980: Dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen compounds. *Időjárás* 84, 15–20.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 89. évf. 5. szám, 1985. szeptember–október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89, No. 5, Sept–Oct. 1985, Budapest

A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden a Péczy-féle makroszinoptikus helyzetekben

KOPPÁNY GYÖRGY és KISS ÁRPÁD, József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszéke,
H — 6722 Egyetem u. 2–6.

The variability of the temperature and wind direction in Szeged within the Péczy's macrosynoptic types. Using a 20 years series of data (1961–1980) the paper presents the change, mostly decrease in the variability of the daily temperature anomalies and direction of daily maximum gust in subsets selected according to macrosynoptic types. The distributions of relative frequencies are shown both for the complete climatological population and the subsets the standard deviations and the Shannon-entropy. Close correlation was found between the standard deviation and the entropy. The authors conclude that by decreasing the uncertainty, expressed in form of entropy, the synoptic climatology can yield considerable assistance for the weather prediction.

✱

A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden a Péczy-féle makroszinoptikus helyzetekben. A tanulmány bemutatja 20 évi adatsor (1961–1980) feldolgozása útján, hogy a hőmérséklet napi anomáliái, továbbá a napi maximális szélhőkésék irányának változékonysága miként eszikken a makroszinoptikus helyzetek szerint rendezett részhalmazokban. A teljes éghajlati populációra, valamint a részhalmazokra megadja a relatív gyakoriságok eloszlását, a szórást és a Shannon-entrópiát. Szoros lineáris kapcsolat mutatható ki a szórás és az entrópia között. A szerzők megállapítják, hogy az entrópia segítségével kifejezett bizonytalanság csökkenésével a szinoptikus-klimatológia az időjárás előrejelzéséhez jelentős segítséget nyújthat.

✱

Bevezetés. A feltételes klimatológiai vizsgálatok jelentőségét aránylag korán felismerték. Réthly A. (1947) elkészítette Budapest hőmérsékleti szélrózsáját, amely megadja a napi középhőmérsékletek várható értékét különböző szélirányok esetén. A Polgári Repülés Nemzetközi Szervezete (ICAO) előírja, hogy a nemzetközi forgalmú repülőterek adataiból bizonyos feltételes klimatológiai jellemzők meghatározása szükséges és elvégzendő feladat.

A feltételes klimatológia egyik speciális ága a szinoptikus-klimatológia, amely meghatározott makroszinoptikus helyzetek szerint rendezi adott terület éghajlati adatait. Magyarországon ennek alapjait Péczy Gy. (1956, 1957/a, /b, 1961, 1964) teremtette meg. A fontosabb éghajlati elemek makroszinoptikus helyzetek szerint rendezett feldolgozása során néhány szinoptikus-klimatológiai jellemző adat ismeretessé vált: átlagértékek, évi menet, valószínűségek (Bán M., 1966; Endródi G., 1958; Pápainé Sz. G., 1960; 1961/a/b; Rákóczi W. M., 1960).

Jelen tanulmányunk célja ezen vizsgálatok új szempontok alapján történő továbbfejlesztése. A legutóbbi időkből származó külföldi publikációk is igazolják, hogy a szinoptikus-klimatológia ma sem veszített jelentőségéből, hanem

egyre újabb területeken alkalmazzák (Osuchowska, B., 1985; Stepiewska, M., 1985). Célunk annak bizonyítása, hogy a Péczely-típusok szerint rendezett hőmérsékletek és szélirányok a típusok többségében kisebb szórást mutatnak, mint a teljes éghajlati halmazok. Az adatok kisebb szórása általában a bizonytalanság csökkenésével jár.

Az időjárás-előrejelzés általunk megfogalmazott definíciója szerint „előrejelzésnek csak azt a jövőre vonatkozó kijelentést tekintjük, amely egy meglévő bizonytalanság csökkentésére szolgál” (Koppány Gy., 1985). A szinoptikus-klimatológia ezért kapcsolódik szorosan az időjárás előrejelzéséhez: minél inkább sikerül az éghajlat által megszabott bizonytalanság csökkentése adott makroszinoptikus helyzetben, annál értékesebb a prognosztikának nyújtott segítség. Itt természetesen föltételezzük, hogy numerikus modellek produktumaként rendelkezésre áll az előrejelzett nyomásmező.

Adatbázis és módszer

A feldolgozáshoz a szegedi meteorológiai állomás napi méréseinek 20 évi (1961–80) adatsorát használtuk, mégpedig a hőmérséklet napi középértékeit és a maximális széllokések irányát. Ez utóbbi vizsgálatunk eltér Péczely (1957/b) egy korábbi feldolgozásától, amelyben a reggel 6 óraker mérte szélirányokat vette figyelembe. Előzetes vizsgálataink eredményei szerint ui. az óránkénti szélirányok a helyi hatásokat is tükrözik, ugyanakkor a makroszinoptikus helyzet hatása kissé elmosódik. Ez utóbbi jobban tükröződik a maximális széllokések irányának alakulásában.

Célunk ezt a vizsgálatot több hazai állomásra is elvégezni. A terjedelem korlátozott volta miatt azonban most csupán egyetlen állomás adataira szorítkozunk.

A hőmérséklet napi középértékeinek feldolgozásakor mindenekelőtt meghatároztuk az 1961–1980. évi periódusra vonatkozó normál értékeket és az ezektől vett eltéréseket, azaz a napi anomáliákat. Első tájékozódásként csupán a téli (december–február) és a nyári (június–augusztus) adatokat dolgoztuk fel.

Meghatároztuk a napi hőmérsékleti anomáliák átlagát, szórását, relatív gyakorisági eloszlását, valamint a Shannon-entrópiát egyrészt a teljes populációra, másrészt a 13 Péczely-típusra vonatkozóan. A Shannon-entrópia csökkenése kifejezi az adatok rendeződését a makroszinoptikus helyzeteken belül.

A napi maximális széllokések irányainak feldolgozásakor meghatároztuk a relatív gyakoriságukat, továbbá kiszámítottuk a Shannon-entrópiát a teljes populációra (E_T) és a 13 típusra (E_i).

A Shannon-entrópia a bizonytalanság mérésére szolgál, meghatározására a következő munkaformulát használtuk:

$$E = \frac{1}{\log_2} \sum_i p_i \log 1/p_i \quad [\text{bit}].$$

Itt p_i az i -edik esemény relatív gyakorisága.

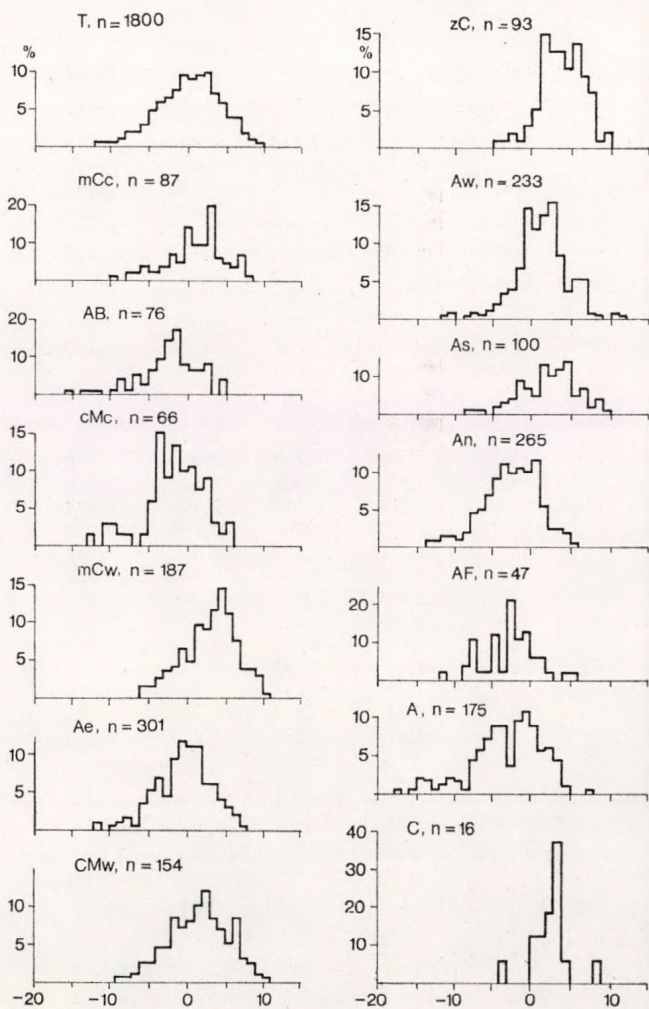
A hőmérséklet feldolgozásakor egyfokos értékközöket használtunk, a maximális széllokések irányait 16 kategóriába soroltuk (egy-egy kategória $22,5^\circ$ -os tartományt jelent).

A Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek katalógusa 1983-ig rendelkezésre áll (Péczely Gy., 1983). Ezt gépi adathordozóra vittük, ugyanezt tettük

a szegedi napi mérésadatokkal. Amennyiben hozzáférhetővé válik számunkra az *Ambrózy–Bartholy–Gulyás* (1983) által kidolgozott, évszakos bontású makrocirkulációs osztályozás katalógusa gépi adathordozón, hasonló vizsgálatot végezhetünk ennek a típusrendszernek a felhasználásával is. Egy ilyen jellegű összehasonlítás a kétféle szinoptikus klimatológiai rendszer között sok értékes tanulságot ígér.

Eredmények

A napi hőmérsékleti anomáliák relatív gyakoriságának téli eloszlása (*1. ábra*) szerint a legnagyobb pozitív és a legkisebb negatív anomália közötti terjedelem a várakozásnak megfelelően a teljes populációban (*T*) a legnagyobb, 32,6 fok. Igen nagy terjedelem található még az *A* és *AW* helyzetekben, míg a *zC* és *C* helyzetekben az anomáliák tömörülése tapasztalható. Az egyes makroszinoptikus helyzetek esetszámát az *I. táblázatban* ismertetjük.



1. ábra. A napi hőmérsékleti anomáliák relatív gyakoriságának eloszlása a teljes populációban (*T*), valamint az egyes Péczy-féle típusokban, télen

Fig. 1. The distribution of relative frequencies of the daily temperature anomalies in the complete population (*T*) and in different Péczy-types, in winter

A nyári hónapokban az anomáliák terjedelme a teljes populációban (T) 19,2 fokot tesz ki (2. ábra). Aránylag nagy terjedelem mutatkozik az mCc és Aw helyzetekben, legkisebb az anomáliák kilengése, az mCw , C és zC helyzetekben. Az 1. és 2. ábrán látható hisztogramok nagy része egyúttal azt is jelzi, hogy az egyfokos értékközökre való bontás túl finom, 2–3 fokos értékközök használata nyomán a hisztogramok sima eloszlást mutatnának. Az egyfokos

I. TÁBLÁZAT

Napi hőmérsékleti anomáliák statisztikai jellemzői és a napi maximális szellőkések irányának entrópiája Szegeden (1961 – 1980) N – esetszám, S – szórás, °C, E – entrópia, bit, S_i – részhalmazok szórása, S_T – a teljes populáció szórása, E_i – a részhalmazok entrópiája, E_T – a teljes populáció entrópiája

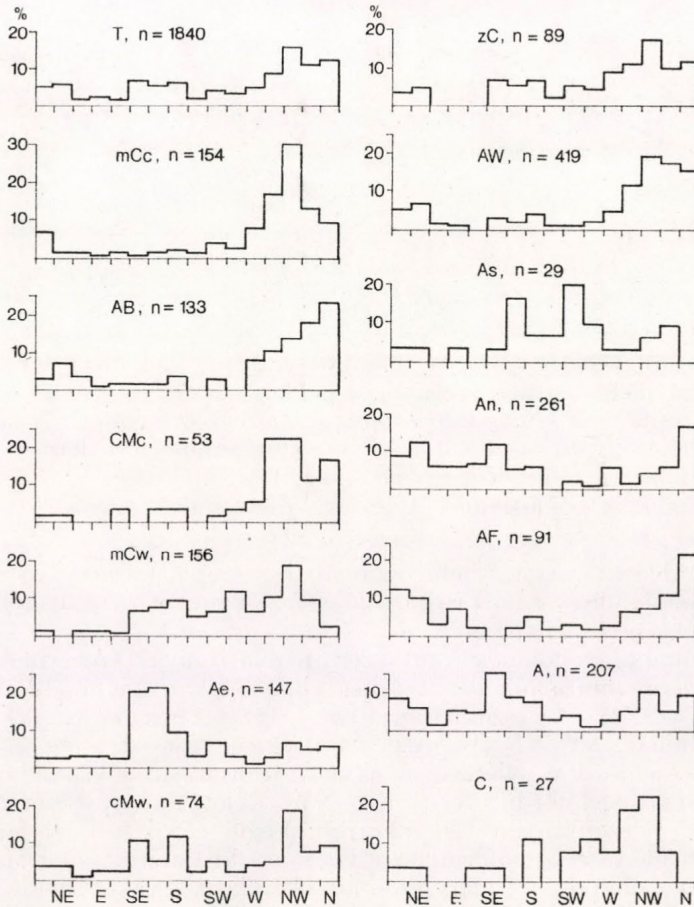
Makroszin. típus	N	Hőmérséklet					Szél	
		S	S_i/S_T	E	E_i/E_T	Átlag, °C	E	E_i/E_T
Télen								
T	1800	4,39	1	4,139	1	0,00	3,718	1
mCc	87	3,65	0,831	3,692	0,892	+0,60	3,090	0,831
AB	76	4,08	0,929	3,733	0,902	-2,56	3,350	0,901
CMc	66	3,79	0,863	3,689	0,891	-1,76	3,349	0,900
mCw	187	3,74	0,852	3,823	0,923	+2,87	3,314	0,891
Ae	301	3,85	0,877	3,909	0,944	+0,20	2,971	0,799
CMw	154	3,88	0,884	3,948	0,954	+1,71	3,421	0,920
zC	93	2,79	0,636	3,430	0,828	+3,57	3,461	0,931
Aw	233	3,42	0,779	3,685	0,890	+1,08	3,322	0,893
As	100	3,58	0,815	3,775	0,912	+2,00	3,358	0,903
An	265	3,72	0,847	3,857	0,932	-2,79	3,380	0,909
AF	47	3,50	0,797	3,450	0,833	-2,72	2,770	0,745
A	175	4,81	1,096	4,070	0,984	-3,23	3,608	0,970
C	16	2,58	0,587	2,483	0,599	+2,57	3,078	0,828
Nyáron								
T	1840	2,96	1	3,647	1	0,00	3,733	1
mCc	154	2,47	0,834	3,353	0,919	-2,14	3,141	0,841
AB	133	2,83	0,956	3,450	0,946	-1,62	3,232	0,866
CMc	53	2,70	0,912	3,199	0,877	-2,65	3,033	0,812
mCw	156	2,26	0,763	3,181	0,872	+1,10	3,514	0,941
Ae	147	2,05	0,692	3,073	0,842	+2,82	3,518	0,942
CMw	74	2,82	0,953	3,362	0,922	-0,54	3,678	0,985
zC	89	2,53	0,855	3,237	0,887	-0,57	3,500	0,937
Aw	419	2,75	0,929	3,447	0,945	-0,91	3,225	0,864
As	29	3,02	1,020	3,411	0,935	+2,26	3,388	0,907
An	261	2,46	0,831	3,341	0,916	+1,40	3,657	0,979
AF	91	2,49	0,841	3,213	0,881	-0,74	3,509	0,940
A	207	2,41	0,814	3,25	0,891	+1,14	3,750	1,004
C	27	2,91	0,983	3,207	0,879	-1,03	3,175	0,850

értékközökhöz csupán a T populációra tekintettel, illetve az ezzel lehető összehasonlítás végett ragaszkodtunk.

A hőmérsékleti anomáliák számszerű statisztikai jellemzőit is az *I. táblázatunk* tartalmazza. Célkitűzésünknek megfelelően annak bemutatására törekedtünk, hogy a makroszinoptikus helyzetek szerint képezett részhalmazok szórása (S_i), illetve entrópiája (E_i) kisebb a teljes populációra kapott szórásnál, illetve entrópiánál (S_T , ill. E_T). Ezért képeztük az S_i/S_T , valamint az E_i/E_T hányadosokat. Az S_i/S_T hányados télen csupán az A helyzetekben,

nyáron pedig az *As* helyzetekben nagyobb 1-nél. Az összes többi típusban 1-nél kisebb, azaz a hőmérsékleti anomáliák szórása csökken a teljes populációhoz képest. Ez a csökkenés azonban az *F*-próba alapján télen csupán a *zC* és *Aw*, nyáron az *mCw* és *Ae* helyzetekben szignifikáns az 1%-os, télen az *An*, nyáron az *A* helyzetekben az 5%-os szinten.

Az E_i/E_T télen és nyáron valamennyi makroszinoptikus helyzetben 1-nél



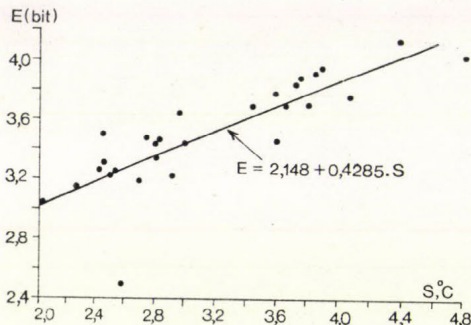
2 ábra. A napi hőmérsékleti anomáliák relatív gyakoriságának eloszlása a teljes populációban (*T*), valamint az egyes Péczeley-féle típusokban, nyáron

Fig. 2. The distribution of relative frequencies of the daily temperature anomalies in the complete population (*T*) and in different Péczeley-types, in summer

kisebb, azaz a Péczeley-típusok mindkét évszakban csökkentik a bizonytalanságot. Az entrópia csökkenése az I. táblázat adatai szerint a típusok nagy részénél alig néhány tized bit, az E_i/E_T arány pedig 0,9 körül ingadozik, ami első pillantásra meglehetősen csekély bizonytalanság-csökkenésnek tűnik. A Shannon-entrópia azonban igen kis mértékben érzékeny a valószínűségi eloszlás megváltozására. Ezt egy szélsőséges példával illusztrálhatjuk.

Tegyük fel, hogy 16 lehetséges esemény a teljes éghajlati populációban

egyenlő, $p=1/16$ valószínűséggel fordul elő. Alkalmos részhalmaz kiválasztása után a 16 lehetőség 8-ra csökken, és – egyszerűség kedvéért – tegyük fel, hogy a 8 lehetőség mindegyikének valószínűsége továbbra is egyenlő, azaz $p'=1/8$. Ekkor a teljes populációra $E_T=4$ bit, a részhalmazra $E_i=3$ bit entrópiát kapunk. Az előforduló események számát felére csökkentve, valószí-



3. ábra. A napi hőmérsékleti anomáliák szórása és entrópiája közötti kapcsolat

Fig. 3. Relationship between the standard deviations and entropies of the daily temperature anomalies

nőségüket duplájára növelve, a Shannon-entrópia csupán 1 bittel csökken. Ez pedig egy meglehetősen szélsőséges példa.

Az entrópia és a szórás kapcsolatát 3. ábránk szemlélteti. A hőmérsékleti anomáliák típusok szerinti, valamint a teljes populációra kapott szórása és entrópiája közötti téli-nyári együttes korreláció $r=0,8489$ ($n=28$), ami a 0,1%-os szinten is szignifikáns. A lineáris regressziós egyenlet:

$$E = 2,148 + 0,4285 \cdot S$$

Az I. táblázat „Átlag” jelű oszlopában szereplő közepes anomáliák előjele, illetve előjelük évszakos váltása jó egyezést mutat Péczeley (1961) korábbi vizsgálatainak eredményeivel.

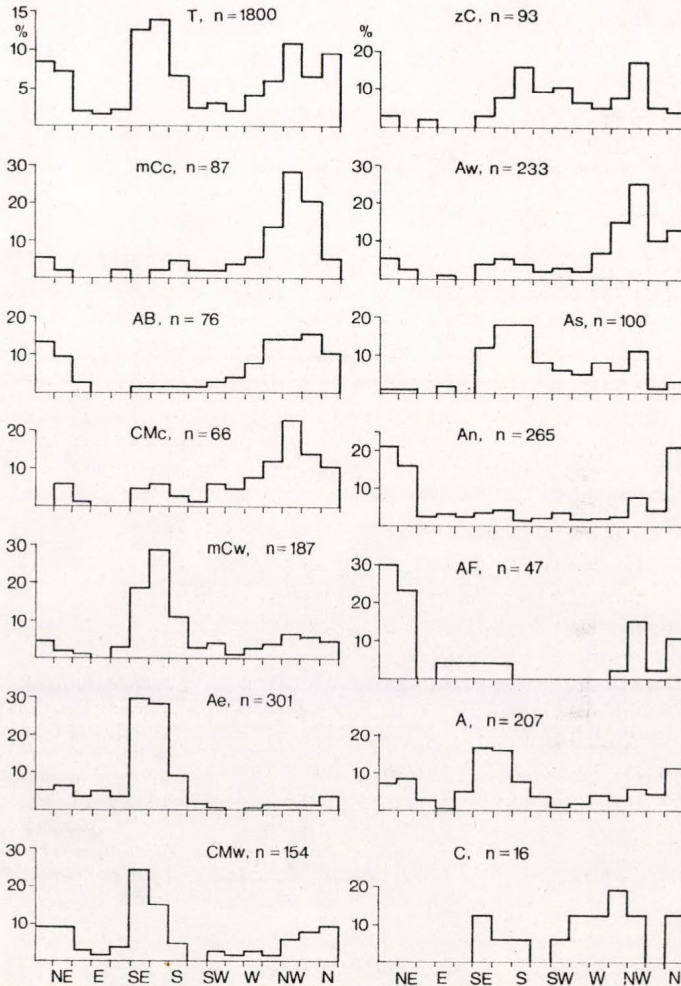
A maximális szellőkések irány szerinti relatív gyakoriságainak téli eloszlását a 4. ábrán mutatjuk be. A teljes populációban két móduszt találunk: SE – SSE és NW. Az északi irányítású helyzetekben (mCc , AB , CMc) egy módusz dominál: NW – NNW. A déli irányítású típusokra (mCw , Ae , CMw) a SSE – SE szélirány a jellemző. A nyugati irányítású helyzetekben (zC , Aw , As) két módusz is előfordul: S – SSE és NW. Keleti irányítás esetén (An , AF) NNE – N – NE szélirány a leggyakoribb. Végül a középponti helyzetekben (A , C) több módusz is előfordul, vagyis nincs kitüntetett szélirány.

A nyári hónapokban mért szélirányok relatív gyakoriságait az 5. ábra szemlélteti. A teljes populációban a NW – N szélirány dominál, gyenge, másodlagos maximumot találunk a SE – S szélirányokban. Az északi irányítású helyzetek uralkodó széliránya a NW és a N. A déli irányítású helyzetekben több módusz található: NW, SE – SSE – S. A nyugati irányítású helyzetek közül elkülönül a zC és Aw NW – NNW uralkodó széliránnyal az As -tól, amityre a SW – SSE szélirány a legjellemzőbb. A keleti irányítású helyzetekben a NE, SE, N szélirányok dominálnak. A középponti helyzetekre, a télhez hasonlóan, nyáron is a szélirányok vegyes föllépése a jellemző.

A maximális szellőkések irányának statisztikai jellemzőit a téli és nyári hónapokban szintén az I. táblázat foglalja magában (utolsó két oszlop). Az átlagos szélirányok, valamint a szórás meghatározását – értelmezésük nehézségei miatt – mellőztük, így csupán a statisztikai entrópiát számítottuk ki. A teljes populációra kapott entrópia télen és nyáron csaknem egyenlő – ellentétben

a hőmérséklet entrópiájával. Az utóbbi télen, a hőmérséklet jóval nagyobb változékonysága miatt, mintegy 0,5 bittel nagyobb, mint nyáron. A szélirányok változékonysága ezzel szemben télen és nyáron megközelítően egyenlő.

Az E_i/E_T arány télen minden típusban kisebb 1-nél. Feltűnően sokat csökken az entrópia az Ae és AF típusoknál, az előbbi esetben 0,799, az utóbbi



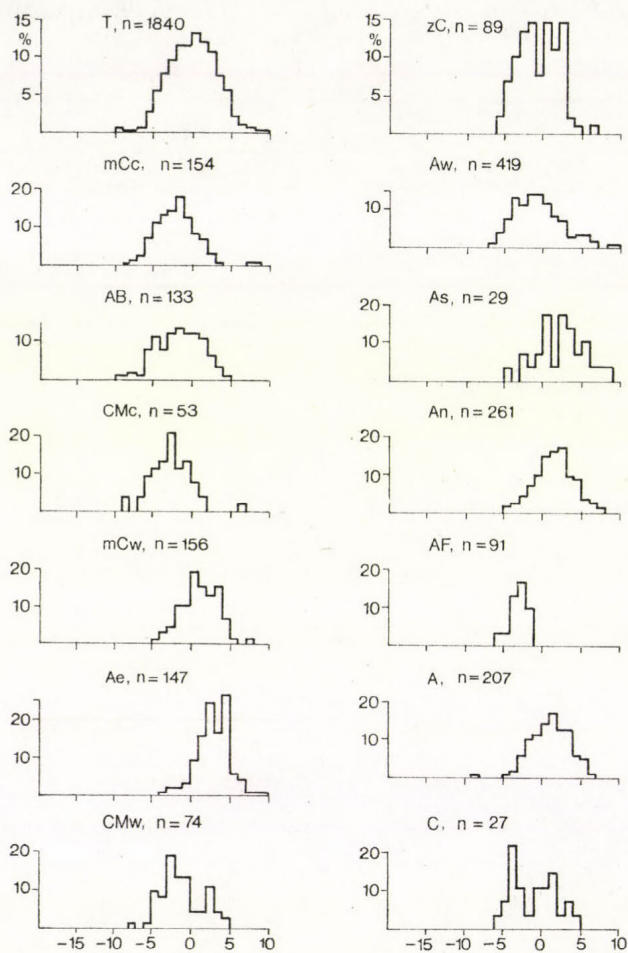
4. ábra. A napi maximális szélökések irányának relatív gyakorisági eloszlása a teljes populációban (T) és az egyes Péczeley-típusokban, télen

Fig. 4. The distribution of relative frequencies of the directions of daily wind gusts in the complete population (T) and in different Péczeley-types, in winter

esetben 0,745 bit a csökkenés a teljes populációhoz képest. Igaz, hogy az AF helyzetek száma aránylag csekély volt (17) a vizsgált periódusban. Számottevően csökken az entrópia ezenkívül az mCc , mCw és Aw helyzetekben.

Nyáron általában kisebb mértékű az entrópia csökkenése, sőt az A helyzetekben az E_i/E_T arány megközelítően 1. Feltűnően keveset változik az entrópia a teljes populációhoz képest a CMw , An , Ae , mCw és AF helyzetekben. Ez

arra mutat, hogy a nyári zivatarok kitörése miatt a szellőkések iránya véletlenszerűen alakul. Jelentősebb entrópia csökkenést az *mCc*, *AB*, *CMc*, *Aw* helyzetekben tapasztalunk.



5. ábra. A napi maximális szellőkések irányának relatív gyakorisági eloszlása a teljes populációban (T) és az egyes Péczy-típusokban, nyáron

Fig. 5. The distribution of relative frequencies of the directions of daily wind gusts in the complete population (T) and in different Péczy-típus, in summer

Következtetések

A Péczy-féle makroszinoptikus helyzetek többségében a hőmérséklet napi anomáliái, valamint a maximális szellőkések irányai bizonyos fokú rendeződést mutatnak. Az egyes típusokon belül csökken az adatok szórása, ezzel párhuzamosan csökken a hőmérsékleti anomáliákat és a maximális szellőkések irányát illető bizonytalanság. Minthogy a nagyobb előrejelző központok (Offenbach am Main, Bracknell, Washington D. C.) által készített és a nemzetközi hírsatornákon forgalmazott nyomásmező előrejelzések a hazai előrejelző szolgálatban is rendelkezésre állnak, lehetőség nyílik arra, hogy olyan szinoptikus-klimatológiai segédeszközöket készítsünk, amelyek az előrejelzésekhez segítséget nyújtanak.

A fejlett módszereket alkalmazó előrejelző szolgálatok régóta használnak az adott ország részére készített hasonló, speciális statisztikai-szinoptikai segédeszközöket, hozzáférhető, kimutatható eredménnyel.

Úgy véljük, hogy a fentiekben bemutatott vizsgálat elvégezhető más makroszinoptikai osztályozásokra is, így lehetővé válik a különböző tipizálási rendszereknek meghatározott szempontok szerinti összehasonlítása és minősítése.

IRODALOM

- Ambrózy P., Bartholy J. és Gulyás O., 1983: Évszakos bontású makroszinoptikus típusok kialakítása clusteranalízissel az atlanti-európai térségre. *Meteorológiai Tanulmányok*, 39.
- Bán M., 1966: Éles hőmérsékleti kontrasztok előfordulása Magyarországon. *Időjárás*, 70. 373–379.
- Endrődi G., 1958: A csapadék eloszlása Magyarországon Földközi-tengeri ciklon-helyzetekben. *Időjárás*, 62. 20–26.
- Koppány Gy., 1985: Required and attainable information in the weather prediction. *Proceedings of the Symposium . . .* Budapest, April 15–19, 1985. pp. 9–11.
- Osuchowska-Klein, B., 1985: On the frequency of occurrence of circulation types and macrotypes over Europe. *Proceedings of the Symposium . . .* Budapest, April 15–19, 1985. pp. 81–87.
- Pápainé Szalai G., 1960: Az alsó 5 km-es légréteg hőmérsékleti szerkezete különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás*, 64. 88–95.
- Pápainé Szalai G., 1961/a: Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás*, 65. 93–98.
- Pápainé Szalai G., 1961/b: Légáramlás Magyarországon zónális irányítású makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás*, 65. 338–344.
- Péczely Gy., 1956: Adalékok Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek hőmérsékleti viszonyaihoz. *Időjárás*, 60. 71–81.
- Péczely Gy., 1957/a: *Grosswetterlagen in Ungarn*. Az OMI Kisebb Kiadványai, 30.
- Péczely Gy., 1957/b: Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás*, 61. 408–419.
- Péczely Gy., 1961: *Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése*. Az OMI Kisebb Kiadványai, 32.
- Péczely Gy., 1964: Magyarország éghajlatának szinoptikus-genetikai elemzése. Kandidátusi disszertáció.
- Péczely Gy., 1983: *Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusa (1881–1983)*. OMSZ Kisebb Kiadványai, 53.
- Rákócziné Wágner M., 1960: A csapadék eloszlása Magyarországon meridiális áramlású ciklonális helyzetekben. *Időjárás*, 64. 96–102.
- Réthy A., 1947: *Budapest éghajlata*. A Budapesti Közp. Gyógy- és Üdülöhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Int. kiadv.
- Stepievska-Podrazka, M., 1985: The atmospheric circulation types in Europe and the associated weather patterns in Poland. *Proceedings of the Symposium . . .* Budapest, April 15–19, 1985. pp. 61–66.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 5. szám. 1985. szeptember–október
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 89. No. 5. Sept–Oct. 1985. Budapest

A meteorológiai célok és rádiólokációs képek közötti kapcsolat az iránykarakterisztika figyelembevételével

DOMBAI FERENC, *Radarmeteorológiai Obszervatórium, 4552 Napkor, Váradi kert,*

JÁKFALVY MIHÁLY, *Meteorológiai Főállomás, 4002 Debrecen 2. Pf. 29.*

NÉMETH PÉTER, *Központi Léggérfizikai Intézet, 1675 Budapest, Pf. 39.*

Relationship between meteorological targets and their radar pictures on the basis of the directional characteristic. The directional characteristic is an important technical parameter of the radar, basically determining its resolution, sensitivity and meteorological applicability. The process of radar projection investigated in the paper and the Fourier-transformation has been found as a suitable method to discuss the radar projection. After clearing the theoretical problems some concrete practical investigations were carried out using the directional characteristic published by Atlas (1964).

✕

Meteorológiai célok és rádiólokációs képek közötti kapcsolat az iránykarakterisztika figyelembevételével. Az iránykarakterisztika igen fontos technikai paramétere a rádiólokátornak. Döntően meghatározza a radar felbontóképességét, érzékenységet, meteorológiai alkalmazhatóságát. Cikkünkben a rádiólokációs leképezés folyamatát vizsgáltuk, és megállapítottuk, hogy a Fourier-transzformáció megfelelő eszköz a radar leképezésének tárgyalására. Az elméleti kérdések tisztázása után konkrét gyakorlati vizsgálatokat végeztünk az Atlas (1964) által publikált iránykarakterisztika felhasználásával.

✕

Bevezetés. Az időjárás radarok aktív távérzékelő eszközök. A keltett elektromágneses hullám (EM) koncentrált kisugárzásával és a visszavert EM hullám detektálásával a környezet rádiólokációs képét szolgáltatja számunkra. Természetesen merül fel bennünk a kérdés, vajon ez a kép mennyire tükrözi vissza környezetünket, milyen hibákat rejt magában, milyen pontossági igényeket tud kielégíteni, mi lehet a maximális felbontása? Hasonló kérdések felmerülnek más távérzékelő rendszereknél is.

A felvetett kérdésekre adható válaszokat keresve megvizsgáltuk az antenna iránykarakterisztikájának, IK, szerepét a megfigyelési folyamatban (egy antenna esetében az IK pontosan kimérhető, de elméleti úton is meghatározható). Továbbiakban konkrét IK felhasználásával hipotetikus célok rádiólokációs képeit állítottuk elő numerikus integrálásokkal. A kapott képekből a radaregylet felhasználásával kaptuk meg a meteorológiai célok látszólagos képét. Az összehasonlításokat ezek után könnyedén elvégezhetjük a kiindulási, hipotetikus célok és látszólagos képek között.

Vizsgálataink során eljárást kerestünk az iránykarakterisztika torzító hatásának kiküszöbölésére. Elméleti kérdések tisztázása után először egydimenziós esettel foglalkoztunk. Ekkor az IK szerepét leíró, a célok paramétereit implicit módon tartalmazó lineáris egyenletrendszer megoldását iterációs eljárással kerestük meg. Kétdimenziós esetet a radarmegfigyelés konvolúciós

jellegének felismerése után, a véges Fourier-transzformáció alkalmazásával vizsgáltuk. Kapott eredményeink érdeklődést kelthetnek a radarmeteorológiával foglalkozókon kívül, a szélesebb értelemben vett távérzékelés technológiájával foglalkozók körében is, hiszen az érzékelők nagy részének, radarhoz hasonlóan, saját „iránykarakterisztikája” van.

1. Elméleti kérdések

1.1 *Általánosított radaregyenlet.* Az antenna iránykarakterisztikáján (IK) olyan függvényt értünk, amely leírja, hogy az adott antenna hányszor erősebb besugárzást létesít egy vizsgált pontban ahhoz képest, mintha a kisugárzott energiát a tér minden irányába egyenletesen, izotróp módon sugározta volna ki. A függvény független változója a vizsgált pontnak az antenna elektromos tengelyétől mért szöghelyzete.

A meteorológiai radaregyenlet segítségével kapcsolatot teremthetünk a radar technikai paraméterei és a meteorológiai célok reflexiós sajátosságai között. A radaregyenlettel a detektált jel nagyságából kiszámíthatjuk a meteorológiai cél reflexiós tényezőjét (η), vagy reflektivitási tényezőjét (Z):

$$\bar{P}_{\text{vett}} = P_{\text{I}} \frac{\lambda^2 \cdot c \cdot \tau \cdot G^2 \Theta^2}{2 \cdot \ln \cdot 2 \cdot 512 \pi^2 R^2} \eta, \quad (1)$$

- P_{vett} – detektált jel teljesítménye,
- P_{I} – szondázó impulzus teljesítménye,
- λ – szondázó EM-sugárzás hullámhossza,
- c – EM-sugárzás terjedési sebessége,
- τ – szondázó-impulzus hossza,
- G – antenna erősítése,
- Θ – az IK -3 dB pontjai közötti szögtávolság,
- R – meteorológiai cél távolsága,
- η – reflexiós tényező.

A reflektivitási tényező alkalmazása esetén a fenti egyenletet a következő összefüggésekkel együttesen kell alkalmazni:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 Z \quad (2)$$

$$Z = \sum_i N_i d_i^6 \quad (3)$$

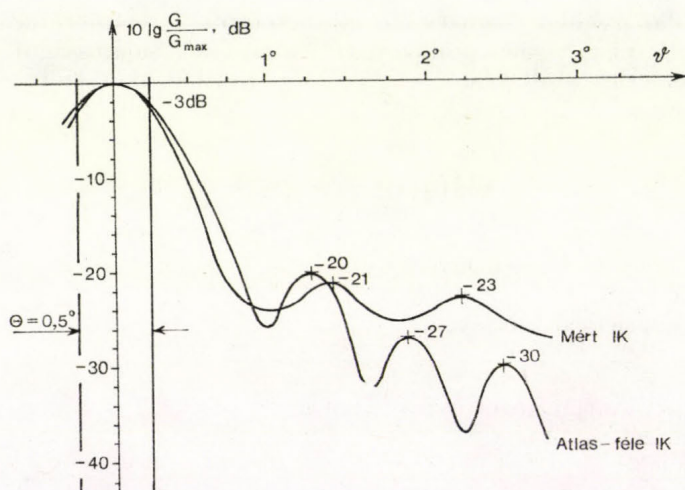
- Z – reflektivitási tényező
- m – meteorológiai célt alkotó részecskék komplex törésmutatója
- d_i – részecskék átmérője
- N_i – d_i átmérőjű részecskék száma 1 m^3 -ben

Az (1), (2), (3) egyenleteket *Atlas* (1964) dolgozatából vettük. A Z bevezetése természetesen csak akkor célszerű, ha teljesülnek a Rayleigh-szóródás feltételei, $d\pi \ll \lambda$. A radar IK-ját az (1) egyenletben a G és a Θ jelenti.

Az (1) egyenlet alkalmazásakor az IK-t nem a valóságosnak megfelelően vesszük figyelembe, hanem feltételezzük, hogy az erősítés a valóságos IK -3 dB-es pontjain belül állandó, azon kívül pedig nulla. A G értékének az elektromos tengely irányában mérhető maximális erősítés értékét vesszük.

A valóságos IK közelítése miatt korrekcióként a $2 \cdot \ln \cdot 2$ szerepel az egyenletben. A fenti (1) radaregyenlet helyes értékeket csak abban az esetben szolgáltat, ha a meteorológiai cél homogén, és teljesen kitölti a valóságos IK által meghatározott visszaverő térfogatot, továbbá, ha az IK, azaz az antenna-erősítés függvénye megfelel az Atlas által közölt egyváltozós függvénynek.

Az 1. ábrán bemutatjuk az MRL-5 radar esetére az (1) egyenletben figyelembe vett közelítő, az MRL-5 paramétereinek megfelelő Atlas-féle és az általunk kimért valóságos IK-t az antenna tengelyétől mért szögtávolsága, θ függvényében. Az ábrán szembetűnők az eltérések. Ezek az eltérések magyarázzák a rádiólokációs kép torzulásait, a nagy magasságba felnyúló „kéményeket” az erős talaj- vagy meteorológiai célok felett, a visszaverőcélok intenzitásától függő felbontóképességet, az intenzitásmérések pontatlanságainak nagy részét stb.



1. ábra: Különböző iránykarakterisztikák az MRL-5 I esatornájára

A valóságos IK szerepének vizsgálatát az alapoknál kell kezdenünk, vagyis ki kell indulnunk az (1) egyenlet levezetésénél használt modellből (2. ábra).

Az A_h hatásos felületű antennára visszavert EM-sugárzás teljesítménye, mivel az R távolság ($c \cdot \tau / 2$) környezetéből egyidőben érkeznek vissza a jelek, az alábbiak szerint alakul homogén meteorológiai cél, és csak θ -tól függő, az antenna tengelyére nézve körszimmetrikus IK esetén:

$$d\bar{P}_v = \frac{P_I}{4\pi R^2} \cdot G(\theta) \cdot \frac{c\tau}{2} \cdot 2R^2 \pi \theta \cdot d\theta \cdot \eta \cdot \frac{1}{4\pi R^2} \cdot A_h(\theta) \quad (4)$$

A fenti egyenlet egy elemi térrészből visszavert sugárzás teljesítményét adja meg. A $P_I \cdot G(\theta) / 4\pi R^2$ tag a szondázó impulzus teljesítményáram-sűrűsége a célnál, $2R^2 \pi \theta \cdot d\theta \cdot \eta \cdot c\tau / 2$ tag jelenti a figyelembe veendő visszaverő-részecskék összes visszaszórási keresztmetszetét, $1/4R^2 \pi$ tag pedig a céltől visszavert jelek gyengülése az antennáig terjedő szakaszon.

Összegezve az elemi járulékokat, amelyek egy $R \cdot d\theta$ visszaverő „csőből” érkeznek, és felhasználva a következő összefüggést, amely leírja a paraboloid-

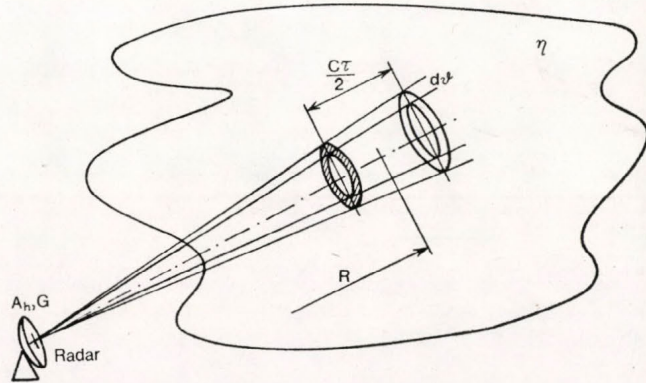
antenna esetén a hatásos felület, A_h , az EM-sugárzás hullámhossza, λ és az antenna erősítése közötti kapcsolatot (Atlas):

$$G = \frac{4\pi \cdot A_h}{\lambda^2} \quad (5)$$

kapjuk, hogy

$$\bar{P}_v = \frac{P_1 \cdot \lambda^2 \cdot c \cdot \tau}{64\pi^2 R^2} \int_0^{\Theta_H} G^2(\vartheta) \eta \cdot \vartheta \cdot d\vartheta. \quad (6)$$

Ebből származtatható az (1) egyenlet; ugyanis legyen a $G(\vartheta)$ az 1. ábrán



2. ábra: A visszavert jelet, \bar{P}_v , meghatározó visszaverő térfogat

bemutatott ideális IK, akkor az integrálás elvégzéséhez felhasználhatjuk, hogy

$$\Theta_H = \Theta/2 \text{ és } G = G_{\max}.$$

Integrálás elvégzése után kapjuk az ismert formulát:

$$\bar{P}_v = \frac{P_1 \lambda^2 \cdot c \cdot \tau \cdot G_{\max}^2 \eta}{64\pi^2 R^2} \left[\frac{\vartheta^2}{2} \right]_0^{\Theta/2} = \frac{P_1 \lambda^2 \cdot c \cdot \tau \cdot \Theta^2}{512\pi^2 R^2} \cdot G_{\max}^2 \cdot \eta. \quad (7)$$

Az (1) egyenletben szereplő $1/(2 \cdot \ln 2)$ korrekciót úgy kapjuk meg, hogy az Atlas-féle IK-t helyettesítjük be az integrálnál és összehasonlítjuk a \bar{P}_v -eket. Az 1. ábrán bemutatott Atlas-féle IK a következő egyenlettel adható meg:

$$G(\vartheta) = G_{\max} \cdot [10^a + 10^b + 4 \cdot 10^c + 10^d] \quad (8)$$

ahol

$$\begin{aligned} a &= -0,6 \cdot \vartheta / \vartheta_0 \\ b &= -4 - 2,4 (\vartheta - 4\vartheta_0) / \vartheta_0^2 \\ c &= -6 - 2,4 (\vartheta - 6\vartheta_0) / \vartheta_0^2 \\ d &= -6 - 2,4 (\vartheta - 3\vartheta_0) / \vartheta_0^2 \end{aligned}$$

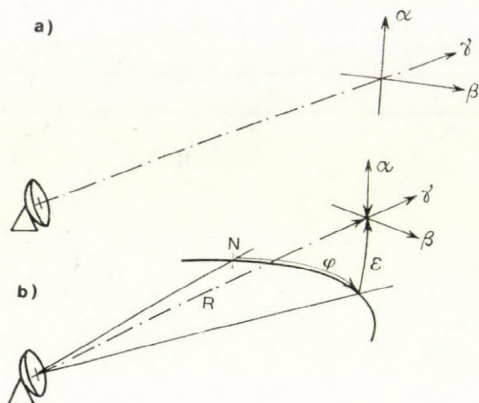
ϑ_0 az iránykarakteristika -3 dB-es pontjának szögtávolsága az antenna tengelyétől. Szemléletesen az Atlas-féle IK egy olyan IK, amelynek 3 db mellékszirma van. Ezek maximális értékei -20 , -27 , -30 dB, a főnyaláb maximális erősítéséhez képest fele olyan szélesek és 2Θ , 3Θ , 4Θ szögtávolságra vannak a tengelytől ($\Theta = 2\vartheta_0$).

Gondolatainkat tovább folytatva be kell vezetnünk a 3/a ábrán látható, az antenna tengelyéhez rögzített koordináta-rendszert.

A γ -tengely bevezetésével a szondázó-impulzus időbeli lefutását is figyelembe vehetjük ($\gamma=t$). Tételezzünk fel kezdetben homogén meteorológiai célt.

Az $Rd\beta \cdot Rd\alpha \cdot \frac{cd\gamma}{2}$ méretű elemi térrész járuléka a vett jel teljesítményéhez ekkor:

$$d\bar{P} = \frac{P_I(\gamma)}{4\pi R^2} G(\alpha, \beta) \cdot Rd\beta \cdot Rd\alpha \cdot \frac{c \cdot d\gamma}{2} \cdot \eta \frac{1}{4\pi R^2} \cdot \frac{G(\alpha, \beta) \lambda^2}{4\pi}, \quad (9)$$



3. ábra: A felhasznált koordinátarendszerek

ezt integrálva:

$$\bar{P}_v = \frac{\lambda^2 \cdot c}{128 R^2 \pi^3} \int_{-a_0}^{+a_0} \int_{-\beta_0}^{+\beta_0} \int_{-\gamma_0}^{+\gamma_0} P_I(\gamma) \cdot G^2(\alpha, \beta) \cdot \eta \cdot d\alpha \, d\beta \, d\gamma, \quad (10)$$

vagyis az antenna egy pozicionálásakor az R távolságból detektált jelet $\pm\alpha_0$, $\pm\beta_0$, $\pm\gamma_0$ -val határolt térfogatban kialakuló visszaverődések határozzák meg.

A valóságban a meteorológiai célt jellemző reflexiós tényező értékei pontról pontra változhatnak, ezért tovább kell fejlesztenünk a (10) összefüggést. Tegyük fel, hogy az impulzus időbeli lefutása nagyon jól közelíthető négy-szög jellel, így elhagyhatjuk a γ szerinti integrált, és írhatjuk:

$$\bar{P}_v = \frac{P_I \cdot \lambda^2 c \tau}{128 R^2 \pi^3} \int_{-a_0}^{+a_0} \int_{-\beta_0}^{+\beta_0} G^2(\alpha, \beta) \eta d\alpha \cdot d\beta \quad (11)$$

Vizsgálódjunk a radartól R távolságra lévő $c \cdot \tau / 2$ vastagságú gömbhéjon. A radar pozicionálását φ azimut és ε magassági szöggel adjuk meg. A 3b ábrán láthatjuk a különböző koordináta-rendszerek kapcsolatait. Az ábrából láthatjuk, hogy minden ε , φ pozicionálásakor a $G^2(\alpha, \beta)$ tényező azokat az $\eta(\varepsilon, \varphi)$ visszaverő-elemeket szorozza, amelyeknek helyzetét az $\varepsilon + \alpha$ és a $\varphi + \beta$ koordináták adják meg. Ezek után felírhatjuk az általánosított radaregyenletet:

$$\bar{P}_v(\varepsilon, \varphi) = \frac{P_I \lambda^2 c \tau}{128 R^2 \pi^3} \int_{-a_0}^{+a_0} \int_{-\beta_0}^{+\beta_0} G^2(\alpha, \beta) \cdot \eta(\varepsilon + \alpha, \varphi + \beta) d\alpha \, d\beta \quad (12)$$

1.2. *Radaregyenlet felírása a Fourier-transzformációval.* A 12. egyenletben kapott kifejezés nagyon jól rávilágít a radaros mérések bonyolultságára, ugyanis a radar paramétereinek $P_1, \lambda, \tau, G(\alpha, \beta)$ ismeretében a mért $\bar{P}_v(\varepsilon, \varphi)$ -ből kiindulva az integrál mögötti $\eta(\varepsilon, \varphi)$ -t kell meghatároznunk. Látható módon ez az operatív gyakorlatban használt (1) egyenlettel csak igen sok feltetés mellett oldható meg. A radarmérések a 12. egyenlettel megfogalmazott inverz feladat megoldását jelentik. Ennek csak közelítő megoldása az (1) radaregyenlet, nem beszélve arról, hogy a gyakorlatban nem mindig elfogadható feltételekkel érvényes.

Az inverz feladat elvi megoldhatóságát az alábbi megfontolásokkal láthatjuk be. Az egyszerűbb írásmód kedvéért fogalmazzuk át a (12) egyenletet egydimenziósra, ekkor:

$$\bar{P}_v(\varepsilon) = K_1 \int_{-a_0}^{+a_0} G^2(\alpha) \cdot \eta(\varepsilon + \alpha) d\alpha, \quad (13)$$

ahol K_1 -gyel a (10) egyenletben az integrál jel előtti konstansokat és a távolságot tartalmazó tag egydimenziós megfelelőjét jelöljük. Most vegyük figyelembe, hogy a $G^2(\alpha)$ csak $-\alpha_0, +\alpha_0$ intervallumban tér el nullától, továbbá azt, hogy az $\eta(\varepsilon + \alpha)$ -nak létezik Fourier-transzformáltja, $F\{\eta\}$, így annak felhasználásával írhatjuk, hogy

$$\bar{P}_v(\varepsilon) = K_1 \int_{-\infty}^{+\infty} G^2(\alpha) \left[\int_{-\infty}^{+\infty} F\{\eta\} e^{-j\omega(\varepsilon + \alpha)} df \right] d\alpha, \quad (14)$$

ahol $f = 1/\alpha$ és $\omega = 2\pi f$. Vigyük be a szögletes zárójelbe az α függő tényezőket és rendezzük át a sorrendet, kapjuk:

$$\bar{P}(\varepsilon) = K_1 \int_{-\infty}^{+\infty} F\{\eta\} \left[\int_{-\infty}^{+\infty} G^2(\alpha) e^{-j\omega\alpha} d\alpha \right] e^{-j\omega\varepsilon} df. \quad (15)$$

A szögletes zárójelben felismerhetjük a $G^2(\alpha)$ Fourier-transzformáltjának konjugáltját. Ezzel a tömörebb alak a következő lesz:

$$\bar{P}_v(\varepsilon) = K_1 \int_{-\infty}^{+\infty} F\{\eta\} \cdot F^*\{G^2\} \cdot e^{-j\omega\varepsilon} df \quad (16)$$

Vagyis a vettL-jel Fourier-transzformáltjára igaz az alábbi összefüggés:

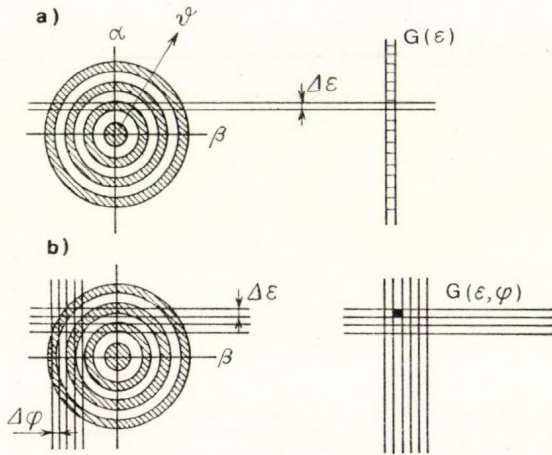
$$F\left\{\frac{\bar{P}_v}{K_1}\right\} = F\left\{\eta\right\} \cdot F^*\left\{G^2\right\}. \quad (17)$$

A kapott összefüggés tartalmazza a radaros mérések legalapvetőbb sajátosságát, nevezetesen azt, hogy a radar a környezet és az IK konvolúciójával hozza létre a rádiólokációs képet. A kapott kép az IK torzító hatásaitól mentesíthető, vagyis a rádiólokációs képből az IK ismeretében pontosan reprodukálható a környezet, hiszen a (17) egyenletet átrendezve és az inverz Fourier-transzformációt alkalmazva:

$$\eta(\varepsilon) = F^{-1} \left\{ \begin{array}{l} F \left\{ \frac{\bar{P}_v}{K_1} \right\} \\ F^* \{ G^2 \} \end{array} \right\}. \quad (18)$$

(A Fourier-transzformáltak a $G^2(\varepsilon)$, $\eta(\varepsilon)$, $\bar{P}_v(\varepsilon)$ gyakorlatban előforduló típusaira léteznek). Ez a gondolatmenet természetesen a több dimenziós IK-val felírt radaregyenletünkre is igaz (11, 12 egyenletek).

Az elméleti kérdések tisztázása után cikkünk további részében bemutatunk néhány gyakorlati eredményt az IK hatásának vizsgálatából.



4. ábra. A $G(\varepsilon)$ és a $G(\varepsilon, \varphi)$ képzése az Atlas-féle iránykarakteristikából

Gyakorlati vizsgálatok

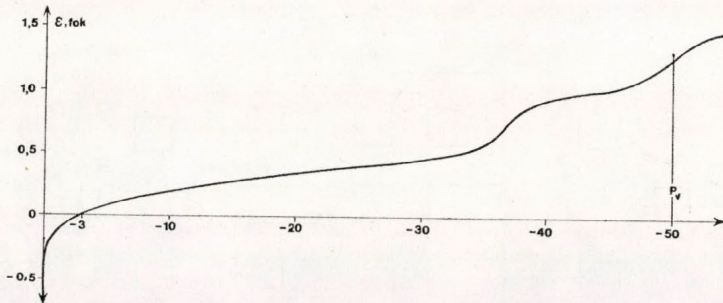
Vizsgálataink során a (12, 13) egyenletek alapján dolgoztunk. Természetesen az általunk elérhető számítástechnikai eszközök (kezdetben egy PTK 1096 programozható kalkulátor, megfelel a Texas TI 59-nek, majd később, matematikai szakdolgozat keretén belül R 30 számítógép) erősen befolyásolták vizsgálataink lehetőségeit.

Egydimenziós esetet a PTK 1096 gépen vizsgáltunk. Ekkor a Fourier-transzformációs módszert mellőznünk kellett és helyette numerikus integrálással oldottuk meg a (13) egyenletet direkt irányban, vagyis hipotetikus $\eta(\varepsilon)$ -ból a $G(\varepsilon)$ ismeretében előállítottuk a rádiólokációs képet, $\bar{P}_v(\varepsilon)$ -t. Az inverz feladatot pedig a Gauss-Seidel iterációs módszerrel oldottuk meg. Azért, hogy egydimenziós esetben is gyakorlatban alkalmazható eredményeket kapjunk, a $G(\varepsilon)$ -t az Atlas-féle IK-ból képeztük úgy, hogy a körszimmetrikus IK-ból az ε -tengelyre merőleges, véges szélességű sávokra integráltuk azt (4/a. ábra). A numerikus módszer miatt a felbontást $\Delta\varepsilon = 0,05^\circ$ -ra választottuk a $G(\varepsilon)$ képzésekor és a direkt út esetében. Az iterációs módszer alkalmazásakor ezt a felbontást rontanunk kellett a kis tárcapacitás miatt.

Első eredményünk az 5. ábrán látható ún. bemerülési grafikon. Ez esetben a horizont alatt, $0,0^\circ$ -tól egy homogén célt tételeztünk fel. A radar antennáját $-2,0^\circ$ és $+2,0^\circ$ között mozgatva a vett jel erőssége a grafikonnak megfelelően

változik. A viszonyítási szint a teljes bemerüléshez tartozó jelszint, ez a 0 dB. Ekkor az IK teljes egészében ki van töltve a visszaverőcéllal.

Az 5. ábrából látható, hogy pl. 50 dB-es cél esetében a cél felső határát radarunk $1,3^\circ$ hibával detektálja („kémény”) és ez a hiba 100 km-es távolságban lévő célnél 2,4 km-es magassági hibát jelent! Az MRL-5 10 cm-es hullámhosszúságú II. csatornáján az 50 dB esetében $3,9^\circ$, aminek 7,2 km felel meg. Kisebb, kb. 30 dB-es célokra a hiba az I. csatornán $0,5^\circ$, a II. csatornán $1,5^\circ$ körüli. A pontos határt tetszőleges célintenzitás esetében a -3 dB jelenti. (Ez természetes, hiszen a tengely néz ekkor a cél szélére, ami 0,5-es kitöltöttséget jelent körszimmetrikus IK-nál.) Természetesen, ha az (1) radaregyen-



5. ábra: Bemerülési grafikon $P_v =$ vett jel a teljes bemerüléskor mérhetőhöz viszonyítva dB-ben. A görbénél az Atlas-féle IK-val $\vartheta_0 = 0,5^\circ$ paraméterrel számoltunk

lettel határoznánk meg a cél reflexiós tényezőinek értékeit, a határ fölötti értékek mind hibásak lennének.

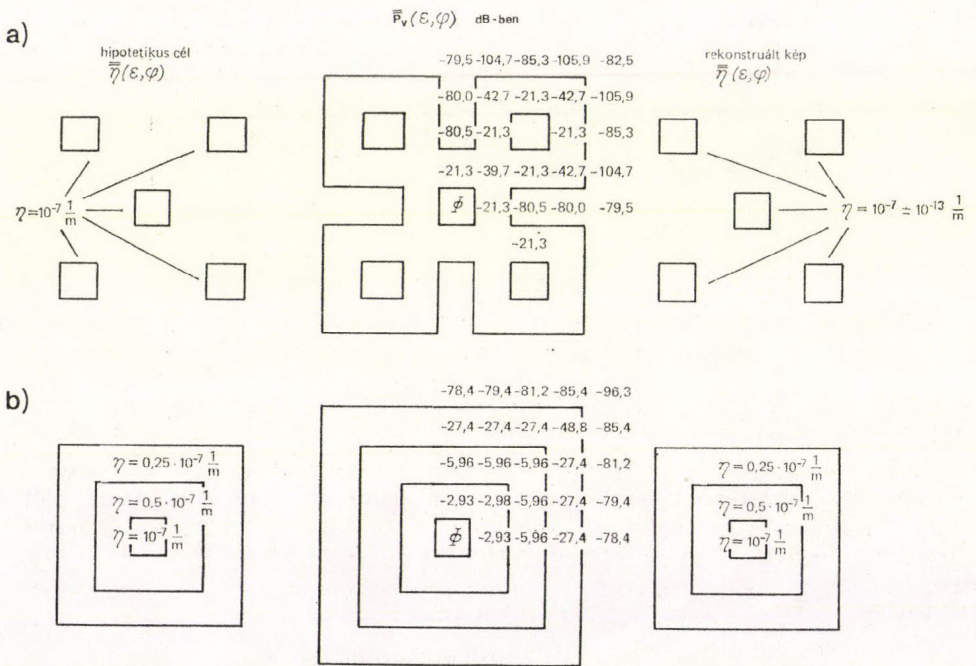
A kapott $P_v(\varepsilon)$ -ből az iterációs módszert alkalmazva 6., 7. stb. iterációs lépések után tized-ezrelékes hibával visszaállíthatjuk az eredeti határt, illetve a helyes reflexiós értékeket (*I. táblázat*). E táblázatban a reflexiós tényező helyett az ismertebb $\lg Z$ értékeket tüntettük föl.

I. TÁBLÁZAT

ε	Reflektivitási tényező, $\lg Z/Z_{\max}$		
	kiindulási profil	radar $P_v(\varepsilon)$ alapján	10. iterációs lépés után
2,0	$-\infty$	—	-7,074
1,8	$-\infty$	-6,014	-7,099
1,6	$-\infty$	-5,739	-6,989
1,4	$-\infty$	-5,129	-7,381
1,2	$-\infty$	-4,891	-7,313
1,0	$-\infty$	-4,230	-7,222
0,8	$-\infty$	-3,723	-7,631
0,6	$-\infty$	-3,523	-7,896
0,4	$-\infty$	-2,414	-7,767
0,2	$-\infty$	-1,053	-7,812
0,0	0	-0,301	-0,0
-0,2	0	-0,040	0,0
-0,4	0	-0,001	0,0
-0,6	0	0,0	0,0
-0,8	0	0,0	0,0

Hasonló vizsgálatokat más reflexiós profilokra is elvégeztünk. Így vizsgáltunk vékony (egy $\Delta\varepsilon$ vastagságú) célt és vastag (több $\Delta\varepsilon$) réteget egymás mellett stb. Az általunk alkalmazott iterációs eljárás rendre helyesen állította helyre az elmosódott rádiólokációs képet.

Kétdimenziós vizsgálatokat R 30 számítógépen végeztünk. Ekkor a (18) egyenlet alapján dolgoztunk. Az Atlas-féle IK-ból képzett $G(\varepsilon, \varphi)$, (4b. ábra) alapján numerikus integrálással állítottuk elő a $\overline{P}_v(\varepsilon, \varphi)$ rádiólokációs képet két hipotetikus célrendszerre. Korlátozott lehetőségeink miatt a $G(\varepsilon, \varphi)$ -t egy 7×7 -es mátrixként, míg a $\overline{P}_v(\varepsilon, \varphi)$ -t 32×32 -es mátrixként tudtuk kezelni.



6. ábra: Fourier-transzformáció alkalmazásával végzett vizsgálatok kétdimenziós célok esetében

A célokat 5×5 -ös mátrixban adtuk meg, mivel helyet kellett biztosítani a cél széleinek elmosódására a $\overline{P}_v(\varepsilon, \varphi)$ mátrixban. Az inverz feladatot ez esetben a (18) egyenlet alapján a véges, kétdimenziós, gyors Fourier-transzformációval oldottuk meg. Az eredmények a 6. ábrán láthatók. Jól látható, hogy a szűrésünk az egy céllá összemosott cellákat intenzitáshelyesen szét tudja válogatni!

Következtetések

Cikkünkben elméleti és gyakorlati vizsgálatok során meggyőződünk, hogy lehetőség van az „elmosódott” rádiólokációs képek szűrésére, vagyis a radarmegfigyelések inverz feladata megoldható. Erre két gyakorlati eljárást is alkalmaztunk. Az általános technikai fejlettség mai fokán, véleményünk sze-

rint, a szűrés a (18) egyenlet alapján működő speciális hardware segítségével gyorsan, esetleg real-time módon megvalósítható különösen egydimenziós esetben, a bitműveletes Fourier-transzformáció alkalmazásával. Az általunk vizsgált problémakör nemcsak a radarmérések sajátossága, ennél fogva jelenlegi eredményeink és általunk e témában végzett további vizsgálataink eredményei hasznosak más távérzékelő-rendszerek esetében is.

IRODALOM

- Atlas D.*, 1964: *Advances in Radar Meteorology, Advances in Geophysics* Vol. 10, 317 – 478.
Davies B., 1983: *Integrál transzformációk és alkalmazásai*, Műszaki Könyvkiadó, Budapest
Aho A. V., Hopcroft J. E., Ullman J. D., 1982: *Számítógépalgoritmusok tervezése és analízise*, Műszaki Könyvkiadó, Budapest
-

A nedves levegő reverzibilis-adiabatikus és pszeudo-adiabatikus folyamatainak vizsgálata Budapest fölött

CSEH SÁNDOR, Apáczai Csere János Tanítóképző Főiskola, 9024 Győr, Pf. 204.

The investigation of reversible-adiabatical and pseudo-adiabatical process of damp air over Budapest. The author investigates the changes of state of unsaturated wet air during vertical motion. The reversible-adiabatical and pseudo-adiabatical processes are the extreme end values of processes carried out in the atmosphere. The processing, carried out on the basis of measurements near the ground during the main periods of the years between 1971 and 1975, gives a statistical description about the characteristic values of processes. Scoring gained this way were compared with the results of aerological measurements. On the basis of these it can be laid down as a fact, that the parameter of dampness calculated with the assume of reversible-adiabatical process during summer months, approaches well to real value of dampness at -20°C .

✱

A nedves levegő reverzibilis-adiabatikus és pszeudo-adiabatikus folyamatainak vizsgálata Budapest fölött. A szerző a telítetlen nedves levegő állapotváltozásait vizsgálja vertikális mozgás során. A reverzibilis-adiabatikus és pszeudo-adiabatikus folyamatok a légkörben lejátszódó folyamatok szélső korlátai. A feldolgozás, amely az 1971–1975-ös évek főtermínusaiban végzett talajközeli mérések alapján történt, a folyamatok karakterisztikus értékeiről éghajlati jellegű statisztikai leírást ad. A kapott eredmények a magaslégköri mérések eredményeivel összehasonlításra kerültek. Ezek alapján megállapítható, hogy a nyári hónapokban a reverzibilis-adiabatikus folyamat feltételezésével számított nedvességi paraméter jól közelíti a -20°C -os szinten a tényleges nedvességi értéket.

✱

A vertikális mozgást végző nedves levegő állapotváltozásai a reverzibilis-adiabatikus és a pszeudo-adiabatikus folyamatok közé esnek. E folyamatok a légkörben lejátszódó folyamatoknak szélső korlátot szabnak. A legintenzívebb cumulonimbus felhők esetében sem hullik ki a teljes csapadékmennyiség a felhőkből, mint ahogy azt a pszeudo-adiabatikus folyamat megkívánná, de leggyengébb cumulus humilisekből is apró vízcseppek távoznak, ez utóbbit pedig a reverzibilis-adiabatikus folyamat nem engedélyezi. Jelen vizsgálat célja az, hogy a két folyamat föltételezésével a vertikális mozgást végző nedves levegő állapotváltozásainak karakterisztikus pontjairól éghajlati leírást adjon.

A reverzibilis-adiabatikus állapotváltozáskor feltételezzük, hogy a talajon elhelyezkedő telítetlen nedves levegőt reprezentáló légrészecske mozgása során a kondenzációs szintig (LCL v. LC szint) a száraz adiabatikus folyamat törvényszerűségeit követi. A légrészecske nyomása megegyezik a környezet nyomásával, azaz a feláramlás nem perturbálja a nyomásmezőt.

Az LCL-ig a rendszer vizet csak gőz halmazállapotban tartalmaz. A további expanszió során pedig azt, hogy a folyamat reverzibilis, adiabatikus,

az összes kondenzálódott víz a rendszerben marad, azaz a rendszer száraz levegő, telített vízgőz és cseppfolyós víz keverékének tekinthető. Ezt a szakaszt kondenzációs szakasznak nevezzük, amelyben az emelkedő légrézecske p nyomása és T hőmérséklete között fennálló kapcsolatot az alábbi egyenlet írja le:

$$(c_{pd} + r_o c_w) \ln T - R_d \ln(p - e_s) + \frac{R_d}{R_v} \cdot \frac{e_s}{p - e_s} \cdot \frac{L_{1v}}{T} = \text{const} \quad (1)$$

ahol

- r_o a kiindulási szint keverési aránya
- e_s a telítési gőznyomás T hőmérsékleten
- c_w a víz specifikus fajhője
- L_{1v} a kondenzációs hő T hőmérsékleten
- c_{pd} a száraz levegő állandó nyomáson vett specifikus fajhője
- R_d a száraz levegő gázállandója
- R_v a vízgőz specifikus gázállandója

Abban az esetben, ha a kondenzációs pont hőmérséklete a 0°C felett van, a további expansió során feltételezhetjük, hogy a kondenzációs szakaszban keletkező vízcseppek 0°C elérésekor megfagyni kezdenek, és ez 0°C -on mindaddig tart, amíg az összes vízcsepp szilárd halmazállapotba nem megy át. Ezt a szakaszt fagyási szakasznak nevezzük. A fagyási szakasz végpontjában a vízgőz keverési aránya nagyobb, mint kezdőpontban, mert az izotermikus expansió következtében a telítettség állapotában fenntartásához párolgásnak kell fellépni. A fagyási szakasz kezdőpontjának nyomását (p_1) (1) egyenlet határozza meg, ahol $T = 273\text{ K}$.

A végpontjának nyomását (p_2)

$$\ln(p_2 - e_{so}) - \frac{L_{1v} + L_{1v}}{R_v T_o} \cdot \frac{e_{so}}{p_2 - e_{so}} + \frac{r_o L_{1v}}{R_d T_o} = \ln(p_1 - e_{so}) - \frac{L_{1v}}{R_v T_o} \cdot \frac{e_{so}}{p_1 - e_{so}} \quad (2)$$

egyenlet határozza meg, ahol

- $T_o = 273\text{ K}$
- p_1 = a fagyási szakasz kezdőpontjának nyomása
- e_{so} = a telítési gőznyomás T_o hőmérsékleten
- L_{1v} = a jég olvadási hője
- L_{1v} = a kondenzációs hő T hőmérsékleten

A fagyási szakasz végpontjában víz cseppfolyós halmazállapotban már nincs a rendszerben. A rendszert száraz levegő, telített vízgőz és fagyott cseppek alkotják. A további expansió feltételezésével a vízgőz közvetlenül jégkristállyá transzformálódik. Ezt a szakaszt kristályosodási szakasznak nevezzük. A nyomás és a hőmérséklet közti kapcsolatot ebben a szakaszban a

$$(c_{pd} + r_o c_i) \ln T - R_d \ln(p - e_{si}) + \frac{R_d}{R_v} \cdot \frac{e_{si}}{p - e_{si}} \cdot \frac{L_{1i}}{T} = \text{const} \quad (3)$$

egyenlet írja le, ahol

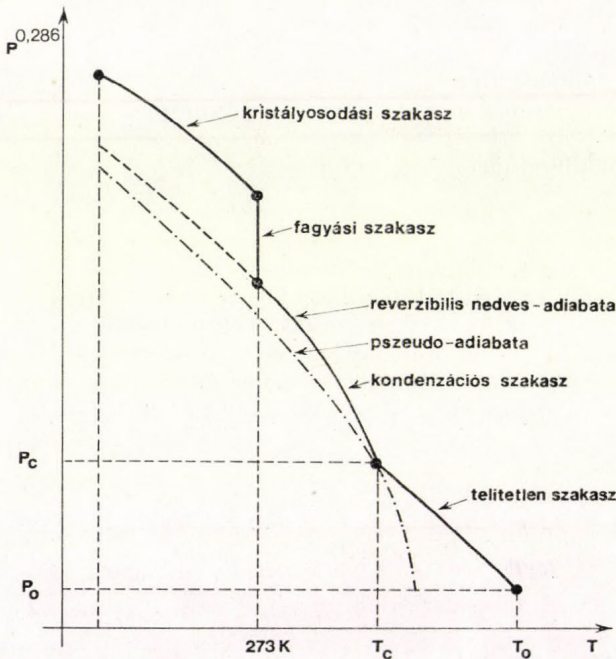
- L_{1i} a jég szublimációs hője T hőmérsékleten,
- e_{si} a telítési keverési arány T hőmérsékleten jégre vonatkoztatva.

Gyakori eset az, hogy az LCL-szint hőmérséklete $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatt van, ekkor a kondenzációs pontot azonnal kristályosodási szakasz követi.

A kondenzációs szakasz, a fagyási szakasz, a kristályosodási szakasz p , T állapotjelzőivel jellemzett pontjában a keverési arány

$$r_v = \frac{R_d}{R_v} \frac{e_s}{p - e_s} \quad (4)$$

összefüggés alapján számolható. Az e_s telítési keverési arányt kristályosodási szakaszban jégre, a többi esetben vízre vonatkoztatjuk.



1. ábra: A nedves levegő reverzibilis-adiabatikus és pszeudo-adiabatikus állapotváltozása (Götz G. – Rákóczi P., 1981 nyomán)

A vertikális mozgást végző nedves levegő eddig vázolt ún. klasszikus útjától eltérés van akkor, ha valamely ok miatt az izotermikus fagyási szakasz nem lép fel, túlhűlés jelensége áll be, illetve ha $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatt a vízgőz teljes egészében túlhűlt vízzé kondenzálódik. A folyamat ekkor a kondenzációs szakasz folytatása lesz, és p , T közötti kapcsolatot (1) egyenlet írja le.

Pszeudo-adiabatikus állapotváltozást feltételezve a talajról felszálló telítetlen nedves levegő is az LCL szintig a száraz adiabatikus folyamat törvényszerűségei alapján változik.

A kondenzációs pont utáni expanziónál a kondenzáció, ill. kristályosodás terméke kihull a rendszerből. A kihullás következtében anyagkiáramlás és energiavesztés lép fel, azaz a folyamat megszűnik adiabatikusnak, ill. reverzibilisnek lenni. Kihullás miatt fagyási szakasz nem értelmezhető.

A kristályosodási szakasznak is csak elvileg van jelentősége. Általában a légkörben túlhűlt vízzé történő kondenzáció figyelhető meg. Azon az alacsony hőmérsékleten pedig, ahol a kristályosodás megindulna a víz és jég feletti telítési gőznyomás $e_{is} \approx e_{vs}$, ezért a kondenzációs és kristályosodási szakasz között

számottevő különbség nem adódik. Ennek alapján a pszeudo-adiabatikus folyamat két szakaszból áll, telítetlen és kondenzációs szakaszból. Pszeudo-adiabatikus állapotváltozást azzal a közelítéssel, hogy p_1 , p_2 szint között r_v keverési arány állandó

$$(c_{pd} + r_v c_w) \ln \frac{T_2}{T_1} - R_d \ln \frac{p_2 - e_{s2}}{p_1 - e_{s1}} + r_{v2} \frac{L_{1v2}}{T_2} - r_{v1} \frac{L_{1v1}}{T_1} = 0 \quad (5)$$

egyenlet írja le.

A fenti folyamatok termodinamikai diagramokon követhetők. A folyamatok általános menetét az 1. ábra mutatja.

A feldolgozás módszere, alapanyaga

Az 1971 – 1975-ös években Budapest-Pestlőrinc állomáson a magaslégköri méréseknek a talajközeli hőmérséklet, nyomás és nedvesség értékei szolgálták adatházisként a reverzibilis-adiabatikus és pszeudo-adiabatikus folyamatok vizsgálatára. A feltételezett folyamatok eredményei a magaslégköri mérések nedvességértékeivel is összehasonlításra kerültek. A feldolgozás naponként 00, 06, 12, 18 GMT-kor végzett mérések alapján készült.

A talajközeli mérések eredményeit az 1000 mbar-os szintre transzformáltuk, így ezt a szintet tekintettük kiindulási szintnek. A folyamatok során a T hőmérsékletű szint p nyomása, a T_0 hőmérsékletű 1000 mbar nyomású kiindulási szint r_0 értékének a függvénye, ezért közvetett nedvességi karakterisztikának is tekinthető.

A folyamatok jellemző karakterisztikáinak meghatározása (1); (2); (3); (4); (5) egyenletek megoldásával történt, számítógépen Newton-féle közelítő módszer segítségével.

Fagyási szakasz vizsgálata reverzibilis-adiabatikus folyamat során

A vertikális mozgást végző légrézecske „útja” során „fagyási szakasz” csak akkor fordul elő, ha a részecske a kondenzációs szintet 0°C felett érte el.

I. TÁBLÁZAT

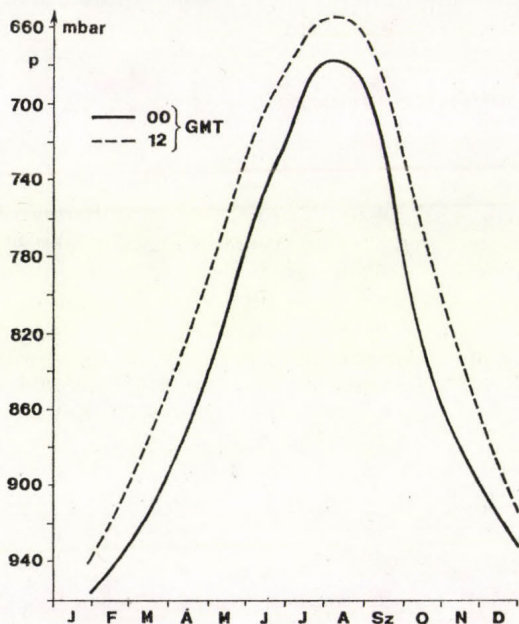
A fagyási szakasz előfordulásának abszolút és relatív gyakorisága reverzibilis-adiabatikus folyamat feltételezésével

Hónap	00 GMT		12 GMT	
	esetszám	%	esetszám	%
Jan.	40	26,6	43	27,7
Febr.	52	36,9	54	38,3
Márc.	68	42,9	54	34,8
Ápr.	102	68,0	84	56,0
Máj.	153	98,7	144	92,9
Jún.	150	100,0	142	94,7
Júl.	155	100,0	154	99,4
Aug.	155	100,0	154	99,4
Szept.	149	99,3	139	92,7
Okt.	115	76,7	125	80,6
Nov.	100	66,7	86	57,3
Dec.	56	36,1	57	36,7

A fagyási szakasz előfordulásának abszolút és relatív gyakoriságát az I. táblázat tartalmazza.

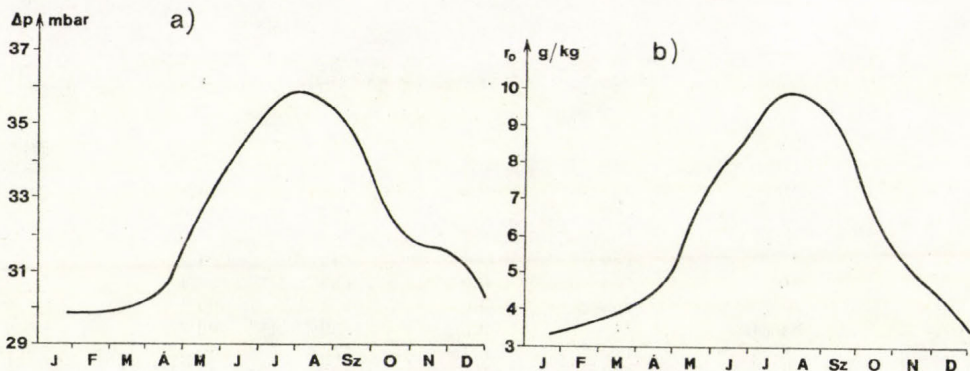
A fagyási szakasz kezdetének nyomása a kondenzációs szakasz 0 °C-os izotermájához tartozó nyomás, amely (1) alapján számolható. A számítások alapján a havi átlagértékek évi menete a 2. ábrán látható.

A fagyási szakasz végpontjának nyomását (p_2) a (2) egyenlet határozza meg, ha egyenletbe p_1 -nek a kezdőpont nyomását helyettesítjük.



2. ábra: A 0°-os szint nyomásának évi menete 00 és 12 órakor (GMT)

A $p_2 - p_1$ különbség a fagyási szakasz „hosszát” rétegvastagságát, szolgáltatja. A fagyási szakasz rétegvastagsága — a (2) egyenlet alapján — az alapszint keverési arányával azonosan változik. Ezt alátámasztja a 3. ábra is, tehát közvetett nedvességi karakterisztikának is tekinthető.



3. ábra: a) A fagyási szakasz rétegvastagságának és b) a keverési arány értékeinek évi menete az 1000 mbar-os szinten 12 órakor (GMT)

A fagyási szakasz rétegvastagságának napi változásában főleg a nyári hónapokban figyelhető meg periodicitás, összhangban az 1000 mbar-os szinten a keverési arány változásának menetével (II. táblázat).

A fagyási szakasz kezdetéig kondenzálódott víznek csak egy része lesz jég a fagyási szakasz végén, a fennmaradó rész légnemű halmazállapotba megy át, azaz a keverési arány értéke a fagyási szakasz kezdetéhez képest nő.

II. TÁBLÁZAT

A fagyási szakasz rétegvastagságának (p) és az 1000 mbar-os szint keverési arányának (r_0) értékei a főterminusokban

GMT	p, mbar			r_0 , g/kg		
	Jan.	Júl.	Év	Jan.	Júl.	Év
00	29,9	38,0	34,5	3,5	10,3	6,2
06	30,1	38,2	34,4	3,4	10,5	6,2
12	30,0	35,9	33,3	3,5	10,1	6,3
18	30,0	36,1	33,7	3,5	10,2	6,3

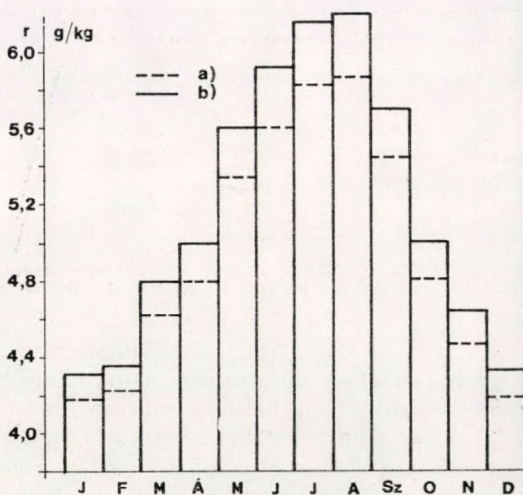
A 4. ábrán a keverési arány értékei láthatók a fagyási szakasz kezdetén és a végén. A keverési arány értékének változása a fagyási szakasz rétegvastagságával arányos.

A szilárd halmazállapotba átalakuló vízmennyiség értékeit a III. táblázat tartalmazza.

III. TÁBLÁZAT

A fagyási szakasz folyamán a szilárd halmazállapotba átmenő vízmennyiség átlagértékei (mm), valamint a kondenzációs szint és a fagyási szakasz kezdeti szintjének nyomáskülönbsége (mbar) 12 órakor (GMT)

	J	F	M	Á	M	J	J	A	S	O	N	D
mm	0,1	0,2	0,4	0,9	2,1	3,8	4,9	4,7	2,5	1,0	0,7	0,3
mbar	3	9	37	44	129	165	197	190	137	78	53	34



4. ábra: A reverzibilis-adiabatikus folyamat alapján számított keverési arányok havi átlagai 12 órakor (GMT) a fagyási szakasz a) kezdetén és b) végén

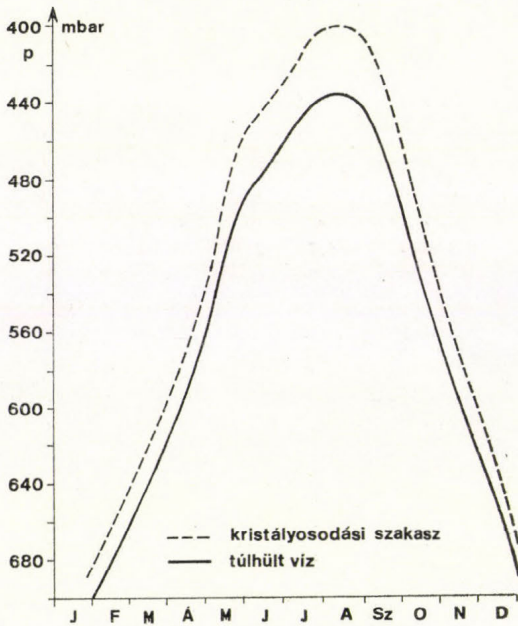
A szilárd halmazállapotba átalakuló vízmennyiség a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szintig kondenzálódott vízzel, a kondenzálódott víz pedig a kondenzációs szint és a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint közötti rétegvastagsággal és a kezdeti (1000 mbar) vízgőzmennyiséggel arányos.

A $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint vizsgálata reverzibilis-adiabatikus folyamat során

A $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint vizsgálatát a nedves levegő vertikális mozgása során a reverzibilis-adiabatikus folyamat feltételezésével vizsgáltuk. A vizsgálat során két esetet különböztetünk meg. Egyik esetben fagyási szakaszt tételeztünk fel, ill. ha a kondenzációs szint $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá kerül a kristályosodási szakasz törvényszerűségeit vettük figyelembe. A másik folyamat során a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szinttől, ill. $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint alatt a túlhűlés folyamatát tételeztük fel, azaz azt, hogy kristályosodás feltételei nem teljesültek.

A $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint nyomása a fagyási szakasz feltételezésével a (3) egyenlethől, túlhűlés esetén – a telítettségi gőznyomást a vízre vonatkoztatva – (1) egyenlethől számolható.

Az (1); (3) egyenletekből származtatható dp/dT iránytangensek értékéből és a fagyási szakasz okozta izotermikus „ugrás”-ból következik az, hogy a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint nyomása túlhűlés esetén nagyobb, mint a fagyási szakasz, ill. kristályosodási szakasz esetén.



5. ábra: A $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint nyomásának évi menete reverzibilis-adiabatikus folyamat során 12 órakor (GMT)

A $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint nyomásának évi menetét az 5. ábra mutatja be. A nyomásértékek minimuma július hónapban fordul elő. Egyik esetben sem tapasztalható a két helyi minimum, mint az LC-szint nyomásánál. (Cseh, 1985) A két módszerrel számolt szint nyomáskülönbsége az 5. ábra ugyanazon abszcisszájú pontjainak a távolsága. Az eltérések nagysága a nyári hónapokban a fagyási szakasz rétegvastagságával közelítőleg azonos. A téli hónapokban

IV. TÁBLÁZAT

A nyomás átlagértékei a -5 , -10 és -20 °C-os szinten, reverzibilis folyamatok során, 12 órakor (GMT), b) túlhűlés esetén és a) kristályosodási szakasz feltételezésével, az a) és b) közötti (Δ) nyomáskülönbség, valamint a fagyási szakasz rétegvastagsága. Minden adat mbar-ban

Év	hó	-5 °C		Δ	-10 °C		Δ	-20 °C		Δ	Fagyási szakasz
		a	b		a	b		a	b		
1971	Jan.	895	877	18	835	817	18	720	704	16	30,2
	Júl.	602	564	38	543	504	39	448	412	36	34,6
	Év	721	691	30	673	644	29	568	541	27	32,9
1972	Jan.	891	873	18	830	813	17	723	708	15	30,0
	Júl.	566	525	41	509	468	41	418	380	38	37,2
	Év	715	683	32	666	635	31	562	534	28	33,6
1973	Jan.	907	892	15	842	827	15	710	694	16	29,9
	Júl.	585	545	40	526	486	40	433	396	37	36,3
	Év	721	693	28	675	648	27	569	545	24	33,3
1974	Jan.	896	877	19	824	804	20	693	674	19	29,8
	Júl.	616	578	38	556	517	39	459	424	35	34,0
	Év	732	703	29	671	640	31	560	531	29	32,8
1975	Jan.	873	854	19	797	777	20	670	650	20	30,0
	Júl.	576	535	41	518	477	41	426	388	38	37,3
	Év	713	682	31	659	629	30	555	527	28	33,9

az eltérések átlaga a fagyási szakasz rétegvastagságánál jelentősen kisebb, mert $t_c > 0$ °C téli hónapokban gyakran nem teljesül, ezért a fagyási szakasz okozta izotermikus „ugrás” nem lép fel. A két folyamat közti eltérés nagyságát hőmérséklet függvényében 12 GMT-kor a IV. táblázat tartalmazza.

A -20 °C-os szint nyomásának értéke a főterminusokban mindkét esetben 12 órakor mutat minimumértéket, azaz ekkor van a -20 °C-os szint a legmagasabban, ami a légoszlop felmelegedésével magyarázható (V. táblázat).

A -20 °C-os szintig kondenzálódott, ill. halmazállapot-változást szenvedett, a kiindulási szintről felemelkedő nedves levegőnek már csak kis része van légnemű – vízgőz – állapotban.

A keverési arány értékeit a kiindulási szinten 100%-nak tekintve, a -20 °C-os szintre számított keverési arányoknak megfelelő viszonyszámok (%-ban) évi menetét a VI. táblázat ismerteti. A nyári hónapokban megfigyelhető, hogy

V. TÁBLÁZAT

A -20 °C-os szint nyomásának átlagértékei főterminusokban reverzibilis-adiabaticus folyamat során, kristályos szakasz (p_1) és túlhűlt víz esetén (p_2)

GMT	p_1 , mbar			p_2 , mbar		
	Jan.	Júl.	Év	Jan.	Júl.	Év
00	706	430	566	724	468	594
06	710	426	574	726	464	602
12	686	400	536	702	438	562
18	692	403	542	709	440	571

VI. TÁBLÁZAT

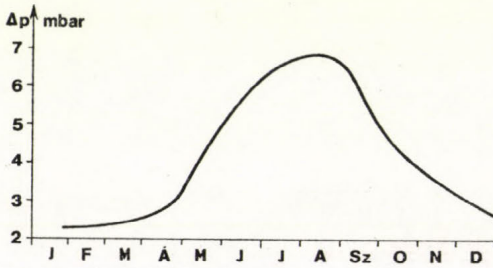
A keverési arányok értékei (%), 12 órakor (GMT) a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szinten reverzibilis-adiabatikus folyamat során (a) kristályosodási szakasz (b) túlhűlt víz esetén

	J	F	M	Á	M	J	J	A	Sz	O	N	D
a)	30	29	28	25	20	18	17	18	20	23	26	29
b)	35	34	33	30	22	21	19	20	22	26	29	34
(b-a)	5	5	5	5	2	3	2	2	2	3	3	5

a vízgőz kb. 80%-os halmazállapot-változást szenved a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szintig, s a két típus közötti eltérés ellentétben a nyomáskülönbséggel kisebb mértékű, mint a téli hónapokban.

A pszeudo-adiabatikus folyamatok a vertikális mozgások során

A pszeudo-adiabatikus folyamat feltételezésével is a kondenzáció megindulásakor a vízgőz egy része folyékony halmazállapotba megy át, de a keletkező termék a rendszert elhagyja. A rendszert számottevő energiavesztés nem érinti (kb. 3–4%). A vizsgálat során a t hőmérsékletű szint nyomását az



6. ábra: A $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint nyomáskülönbségének évi menete pszeudo-adiabatikus és reverzibilis-adiabatikus túlhűtést feltételező folyamat esetén 12 órakor (GMT)

(5) egyenlet megoldásával nyertük a $\overline{r_{vcw}}$ tag elhanyagolásával. A pszeudo-adiabatikus folyamat során t hőmérsékletű szint nyomása nagyobb, mint a reverzibilis-adiabatikus folyamat során a túlhűlés feltételezésével számított t hőmérsékletű szint nyomása (Götz, 1979).

Az előző fejezet vizsgálatait folytatva a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szint nyomásának különbségeit pszeudo-adiabatikus és reverzibilis-adiabatikus folyamatban túlhűtést feltételezve a 6. ábra szemlélteti.

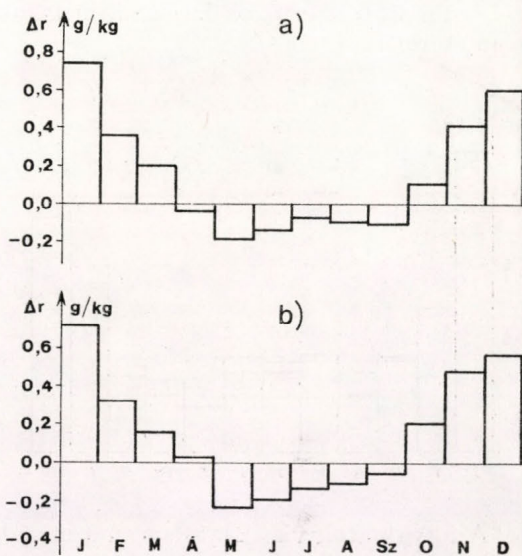
Mivel jelentős különbséget nem figyelhetünk meg a két folyamat során számított nyomásértékek között, ezért nincs számottevő különbség a (4) alapján számítható nedvességi értékek között sem. Természetesen a reverzibilis-adiabatikus folyamat során a fagyási szakasz figyelembevételével számított értékek „jelentősen” eltérnek a pszeudo-adiabatikus folyamat feltételezésével nyert értékektől. Eltérések nagyságrendje a reverzibilis-adiabatikus folyamatok által szolgáltatott $t = -20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szintek nyomásának különbsége.

A reverzibilis-adiabatikus, pszeudo-adiabatikus folyamatok alapján számított nedvességi értékek összehasonlítása a mért nedvességi értékekkel

Az előzők alapján reverzibilis-adiabatikus túlhűtést feltételező és a pszeudo-adiabatikus folyamat során számított értékek között jelentős eltérés nem tapasztalható. Az alapadatoknál, különösen a nedvességiértékek mérésénél

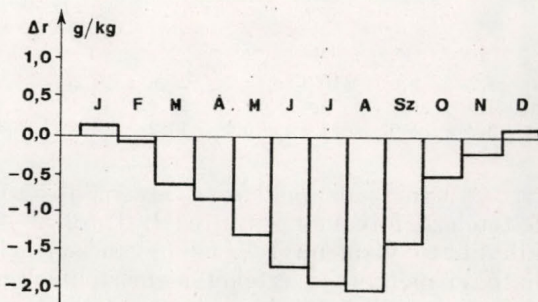
jelentkező mérési hiba is ekkora nagyságrendű. Ezért annak megállapítására, hogy a nedvességi karakterisztikák változásait melyik folyamat írja le kisebb hibával a valóságos csethez képest, tekintettük a magaslégtörési felszállások alapján mért keverési arányok és a számított keverési arányok különbségeit, a reverzibilis-adiabatikus ún. klasszikus folyamat (fagyási szakasz, kristályosodási szakasz), ill. pseudo-adiabatikus folyamat esetében (7. ábra). A magaslégtörési mérések alapján a keverési arány értékei csak főízobár-szinteken álltak rendelkezésre. Ezért a „t” hőmérsékletű szint keverési arányának megállapítása a megfelelő főízobárok között lineáris interpolációval történt.

Mindkét vizsgált folyamat alapján az állapítható meg, hogy a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szinten a nyári hónapokban a számítással kapott keverési arány értékek na-



7. ábra : A keverési arányok különbségeinek értékei a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os szinten havonként, napi átlagok alapján; a) a ténylegesen mért és a reverzibilis-adiabatikus kristályosodási szakaszt feltételező folyamat, b) a ténylegesen mért és a pseudo-adiabatikus folyamat alapján

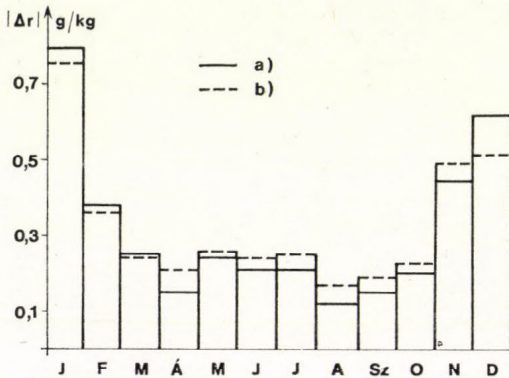
gyobbak, mint a valóságos értékek. Ugyanis a folyamatok során az LC-szintig a keverési arány állandó, és mivel nyáron ez a szint viszonylag „magasan” helyezkedik el, az LC-szint r értéke jóval nagyobb, mint ott a tényleges érték. A 8. ábrán a fagyási szakasz kezdőpontjában ($t = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) mért és számított keverési arány különbségek láthatók a reverzibilis-adiabatikus folyamat során. Ezen a szinten a nyári hónapokban az eltérések nagysága jóval na-



8. ábra : A ténylegesen mért és a reverzibilis-adiabatikus folyamat során számított keverési arányok különbségeinek havi átlagai a fagyási szakasz kezdetén 12 órakor (GMT)

gyobb, mint a $t = -20$ °C-os szinten, mivel az LCL-hez a $t = 0$ °C-os szint viszonylag „közel” helyezkedik el. Megállapítható, hogy a nyári hónapokban az LC-szinttől távolodva a számított és a mért „ r ” értékek közti eltérés csökken. A téli hónapokban fordított irányú változást figyelhetünk meg. A tényleges érték és a számított érték közti különbség LC-szinttől távolodva nő. Az LC-szint a kiindulási szinthez viszonylag „közel” helyezkedik el, így az a feltétel, hogy $r =$ állandó, az LC-szintig jelentős hibát nem okoz. A folyamatok során feltételezett r érték csökkenése nagyobb, mint ténylegesen, amelyet a feltételezett légoszlopba a légtömegek advektív beáramlása okozhat.

A $t = -20$ °C-os szinten az eltérések abszolút értékei mindkét folyamatnál a nyári félévben kisebbek, mint a téli hónapokban (9. ábra). Az abszolút eltéréseket összehasonlítva nyári hónapokban a reverzibilis-adiabatikus folyamat által szolgáltatott értékek közelítik meg jobban a -20 °C-os szint nedvességi paramétereit.



9. ábra: A keverési arányok különbségeinek abszolút értékei a -20 °C-os szinten havonként, napi átlagok alapján; a) a ténylegesen mért és a reverzibilis-adiabatikus kristályosodási szakaszt feltételező folyamat, b) a ténylegesen mért és a pseudo-adiabatikus folyamat alapján

A folyamatok vizsgálata során a megállapított szintek között a ténylegesen kihullható (kondenzálódott, kristályosodott) vízmennyiség számolható. A mért r értékek alapján a potenciálisan kihullható vízmennyiség szintén meghatározható (VII. táblázat).

VII. TÁBLÁZAT

A kihullható vízmennyiség értékeinek havi átlagai (mm) 12 órakor (GMT) reverzibilis-adiabatikus kristályosodási szakaszt feltételező folyamat esetén; a) az 1000 mbar-os szint és a -20 °C-os szint közti rétegből mért r értékek alapján b) a kondenzációs szint, és a -20 °C-os szint közti rétegből mért r értékek alapján c) szilárd és folyékony halmazállapotban levő vízmennyiség a kondenzációs szint és a -20 °C-os szint között (számított érték)

	J	F	M	Á	M	J	J	A	Sz	O	N	D
a)	8,2	8,8	10,0	13,2	20,6	24,2	27,8	27,1	21,0	14,2	11,6	9,0
b)	7,0	6,1	5,6	7,2	11,2	13,8	15,8	14,6	12,4	11,8	8,2	8,2
c)	3,2	3,6	4,0	5,6	11,2	14,4	17,4	17,0	11,6	7,0	5,6	5,6

A nyári hónapokban a reverzibilis-adiabatikus kristályosodási szakaszt feltételező folyamat során az LCL-től a -20 °C-os szint közötti ténylegesen kihullható vízmennyiség az ugyanezen szintek közötti potenciálisan kihullható vízmennyiség értékét kismértékben meghaladja. Ez a tény következik a fenti megállapításokból is, azaz abból, hogy az r értékek esetében is meg-

figyelhető ez a reláció. A téli hónapokban ez a kép fordított módon jelentkezik az eltérések azonban jóval jelentősebbek.

A nedves levegő feláramlásakor létrejövő adiabatikus állapotváltozások két szélsőséges esetének vizsgálata azt mutatja, hogy a reverzibilis-adiabatikus túlhűlést feltételező és a pszeudo-adiabatikus folyamat között jelentős eltérés nem figyelhető meg.

Gyakorlati szempontból is figyelembe vehetőbb eltérés adódik azonban a pszeudo-adiabatikus és a reverzibilis-adiabatikus fagyási és kristályosodási szakaszt feltételező folyamatok során.

A nyári hónapokban az utóbbi folyamat alapján számított r értékek közelítik meg legjobban a valóságos r értékeket egy t hőmérsékletű szinten. Az eltéréseket számos tényezőn kívül az okozza, hogy egyik folyamat során sem teljesül az a tény, hogy az LC-szintig a keverési arány állandó. A szolgáltató kondenzációs szint feletti paraméterek pedig felhőn belüli paraméterek, amelyek a légkörben nem mindig teljesülnek.

Gyakorlati szempontból célszerűség és egyszerűség miatt a telített szakaszban a pszeudo-adiabatikus állapotváltozást feltételezzük, de a vizsgálat során kapott éghajlati jellegű karakterisztikák segítségével ezek korrekciója célszerű.

IRODALOM

- Berry, F. A., Bolla, J. R. E. and Beers, N. R., 1945: *Handbook of Meteorology*. McGraw-Hill Book Company Inc., New York
- Cseh S., 1985: Éghajlati jellemzők az emelési kondenzáció szintjén Budapest felett. *Időjárás* 89, 219-227
- Götz G., 1978: *A légkör sztatikája*. Meteorológiai Tanulmányok No 29. OMSZ, Budapest
- Götz G., 1979: *A vízgőz és a nedves levegő termodinamikája*. Meteorológiai Tanulmányok No 24. OMSZ Budapest
- Götz G. - Rákóczi F., 1981: *A dinamikus meteorológiai alapja*. Tankönyvkiadó, Budapest

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 5. szám. 1985. szeptember–október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 5. Sept–Oct. 1985. Budapest

A talaj és a levegő hőmérséklete különböző expozíciójú lejtőkön

STOLLÁR ANDRÁS és ZSOLDOS ILONA, *Központi Meteorológiai Intézet, Budapest, H—1525, Pf. 38*

Temperature of soil and air over slopes of different exposition. Field experiments were carried out in order to study the temperature conditions over slopes of different exposition, during the vegetation period of 1982. It was stated that in clear, windless weather certain slopes are characterized by a considerable excess of heat as compared to plain areas. In Hungary for slopes of 6 to 7 degrees this excess is as much as 2 per cent at the eastern slopes, 4 per cent at western and 8 per cent at southern ones. By calculating the growing degree days the authors came to the conclusion that considering the whole vegetation period these excesses correspond to again of time amounting to 1.4, 2.6 and 5.4 days at eastern, western and southern slopes, respectively, for plants growing there.

✱

A talaj és a levegő hőmérséklete különböző expozíciójú lejtőkön. A termőhelyi adottságok kedvező körülményeinek feltárása érdekében 1982-ben, a tenyészidőszak folyamán, különböző égtáji irányú, lejtős terepen — a szerzők részvételével — kiterjedt talaj- és léghőmérsékletmérések folytak. A mérésekből a szerzők megállapították, hogy derült, szélesesedő időben, a különböző napszakokban a keleti, a déli és a nyugati lejtőknek — a sík területhez képest — jelentős hőmérsékleti többletük van. Ez a többlet, szerintük, hazánkban, 6–7 fokos lejtők esetében keleti lejtőn 2, nyugati lejtőn 4, a déli lejtőn 8%. A hőmérsékleti összegek kiszámításával meghatározták azt, hogy ez az egész tenyészidőszakra vonatkoztatva a keleti lejtőn 1,4, a nyugatin 2,6, a déli lejtőn pedig 5,4 nap előnyt jelent az ott tenyésző növények számára.

✱

Világszerte egyre égetőbb gond a népesség megfelelő ellátása élelemmel. Az ellátás javításának több módja van; a növénytermesztésben pl. új, intenzív növényfajták nemesítése vagy honosítása, a tápanyagerő utánpótlása, az öntözéses gazdálkodás és korszerű agrotechnikai eljárások bevezetése és nem utolsósorban az egyes növényfajták számára a kedvező adottságú termőhelyek kijelölése. Jelen tanulmányunk ez utóbbihoz kíván adalékot szolgáltatni.

A MÉM 1979-ben kutatási-fejlesztési témaként jelölte ki hazánk területének olyan jellegű feltérképezését, amely alapján eldönthető, hogy valamely terület alkalmas-e a telepítésre szánt növény termesztésére; konkrétan 14 gyümölcsfaj és a szőlő legkedvezőbb termőhelyének kijelölésére adott megbízást.

A termőhelyi adottságok feltérképezésében nélkülözhetetlen a meteorológus munkája, hiszen valamely terület mezo- és mikroklímájának sajátossága és a növények éghajlati igényének ismerete alapvető tényező a termőhelyek kijelölésében. A hosszú sorozatú klímaadatok alapján hazánk éghajlati és agroklimatológiai körzetesítését már elvégezték [Kakas (szerk.) 1960; Varga H., 1977; Péczely, 1979]. E lényegi feladat megoldásán túl szükséges az olyan mikro-körzetek kijelölése is, amelyek az egyébként kedvezőtlen mezoklimákon belül

teremtenek kedvező körülményeket valamely növény számára. Például a kedvező kitettségű lejtőkön a napfénytartam és a sugárzásbevétel-többség lehetősé teszi olyan növények termesztését is, amelyek egyébként csak alacsonyabb földrajzi szélességeken lennének gazdaságosan termesztethetők.

Ezeket a lehetőségeket már régen felismerték a gazdálkodók, bizonyítják ezt a hegyoldalakra és dombokra telepített szőlőültetvények, ahol a termés minősége bőven kárpótolta őket a lejtős területek megművelésével járó többletmunkáért. A szőlőültetvények tudatos telepítésén kívül kevés példát láthatunk a gyümölcsállományok ilyen célszerű elhelyezésére, pedig számos olyan gyümölcsfajunk és fajtánk van, amely hőigényes (pl. a kajszai- és az őszibarack, egyes almafajták stb.).

A lejtőklíma és a lejtőkön kialakuló klimatikus különbségek tudományos vizsgálata már hosszú ideje foglalkoztatja a meteorológusokat. *Kerner* (in *Száva-Kováts — Berényi*, 1948) vizsgálta 1887–1890 között a különböző expozíciójú lejtők talajhőmérsékletének alakulását 70 cm-es mélységben. Eredményei szerint egész évben az É-i lejtő a leghidegebb, a legmelegebb pedig tavasszal és ősszel a DNY-i, nyáron a DK-i. *Száva-Kováts és Berényi* (1948) foglalkozott a hideg légtő kialakulásának folyamatával.

A lejtők hőháztartásának kutatása erőteljesen az elmúlt 20 évben bontakozott ki. Még az olyan nagy országokban is, mint a Szovjetunió, foglalkoznak a termőhely éghajlati elemek alapján történő körzetesítésével, pedig ott hatalmas termőterület, számos éghajlatváltozat sokféle növény számára nyújtja a termesztés lehetőségét.

Golberg (1962) a különböző irányítottágú lejtőkön végzett hőmérséklet- és sugárzásmérések alapján megállapította, hogy a 3–6° lejtésszögű É-i lejtők 2–3%-kal kevesebb, az ugyanilyen lejtésszögű D-i lejtők 1–2%-kal több sugárzást kapnak, a K-i és Ny-i lejtők sugárzásbevétele pedig megegyezik a vízszintes felszínével. Ez a sugárzásbevétel-többség a D-i lejtőn a vegetációs periódus alatt 4–6%-os hőmérsékleti többletet eredményez, míg az É-i lejtőn 3–10%-os hiányt.

A hegyvidéki országok éghajlati térképei kidolgozásának problémáival foglalkozott *Steinhausser* (1962). Megállapította, hogy két azonos magasságban levő és hajlásszögű É-i és D-i lejtő között télen-nyáron jelentős különbség adódik, értéke az időszaktól függően 0,8–0,9 fok között van.

Hazánkban *Endrődi* (1961) a Balaton éghajlati hatásainak kutatása során gyűjtött adatokból megállapította, hogy a Tihanyi-félszigeten — szélsőséges esetben — 3–7 fok különbség is lehet a különböző lejtők hőmérséklete között.

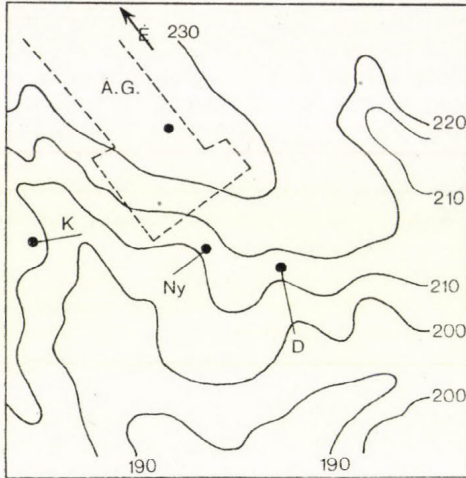
Kis térségek sugárzásával és hőmérsékletével foglalkozott *Boros — Bárány* (1975). Vizsgálták, hogy a különböző irányú lejtők a nap folyamán miként melegsznek fel és hűlnek le. Egyúttal foglalkoztak a hideg légtő kialakulásának folyamatával és a lehűlés mértékével is.

Módszereket dolgoztak ki, amelyekkel a beérkező sugárzásmennyiség ismeretében, szorzószámok alkalmazásával kiszámítható a különböző lejtőkre érkező sugárzástöbbség. *Justyák és Tar* (1973) vizsgálta a vízszintes felszínre és a különböző lejtőkre érkező direkt sugárzás kapcsolatát. *Takács O.* (1979, 1982) meghatározta a vízszintes és függőleges felületre érkező direkt és szórt sugárzás napi menetét, ill. ezek arányait, és bemutatta a számítási módszert is.

Mindezek ismeretében kezdtünk méréseket a különböző lejtők hőmérsékleti viszonyainak feltárására, amely szorosan kapcsolódik a termőhelyi adottságok kutatásának témájához.

Mérési terület

A méréseket 1982-ben végeztük a Piliscsabai Állami Gazdaság felsőrsi területén, termőkorban lévő őszibarack-állományban, közel 1 km²-en, 210–232 m tengerszint feletti magasságban. (1. ábra). A területen a mérések számára három lejtőt (K, Ny, D), a kontroll-mérésekhez pedig sík területet jelöltünk ki. A sík terület tengerszint feletti magassága 232 m. Itt, a gazdaság központi épületétől mintegy 70–80 m-re helyeztük el a meteorológiai álló-



● mérőhelyek

1. ábra: A terep szintvonalas térképe a mérőhelyekkel: K, Ny és D a lejtők kitérését jelzi. Lépték: 1:10 000

mást, amelynek felállítása megfelel a meteorológiai megfigyelések legszigorúbb követelményeinek is. A mérőhelyeket a K-i lejtőn 218 m (9%-os), a Ny-i lejtőn 215 m (14%-os), a D-i lejtőn 215 m tengerszint feletti magasságban (11%-os hajlásszög) helyeztük el.

A terület északról zárt, így a gyengébb északias szelek ellen védett.

Mérési anyag és módszer

A kijelölt helyeken 1982. április 1-től szeptember 30-ig végeztük a méréseket. Mindegyik mérőponton 1 m magasságban hőmérőházat helyeztünk el, amelyben maximum-, minimum- és állomási hőmérőt, valamint termográfot működtettünk. Mértük a talaj hőmérsékletét is 2, 5, 10 és 20 cm-es mélységben. A kontroll- (sík) területen bővített programmal folytak a megfigyelések.

Az eddigiekben felsoroltakon kívül mértük a légnedvességet (higrográffal), a csapadékot és a felhőzet mennyiségét is rendszeresen megfigyeltük.

Az észlelések az éghajlati terminusokban naponta 7, 13, 19, azaz a nyári időszámítás szerint 8, 14 és 20 órakor történtek.

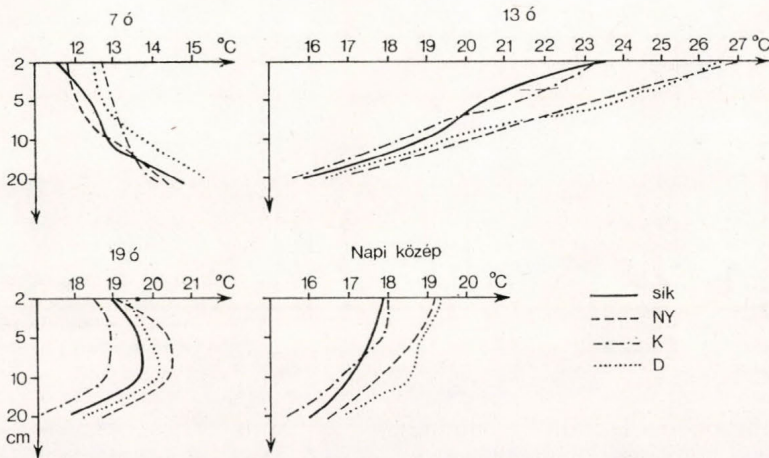
A tenyészidőszak folyamán összegyűjtött nagy mennyiségű anyagot megfelelő adatellenőrzés után HP 9830 A típusú számítógépen dolgoztuk fel.

Talajhőmérséklet

Ismeretes, hogy a levegő a napsugárzás hatására közvetlenül nem melegszik fel, ehhez közvetítő közeg szükséges, ezek pedig a különböző típusú felszínek. A különböző talajok egymástól eltérő hőgazdálkodása nagymértékben

meghatározza a felettük lévő levegőréteg hőmérsékletét. A kísérleti terület talaja könnyű vályog.

A tenyészidőszak (ápr. 1. – szept. 30.) alatt 107 napon ítéltük értékelhetőnek a talajhőmérséklet mért adatait. Mivel ezek a napok az egyes hónapok folyamán közel egyenlően oszlottak el, ezért az eredmények jól jellemzik a talajhőmérséklet napi változását (2. ábra). Az ábrán bemutatjuk a 7, 13 és 19 órai, valamint a napi középhőmérsékletek mélység szerinti eloszlását.



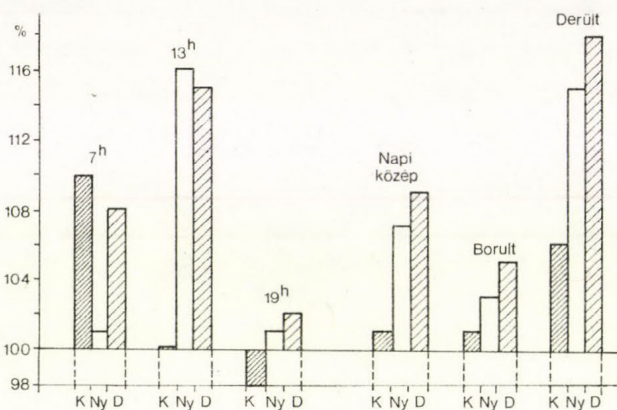
2. ábra: A talajhőmérséklet mélység szerinti változása sík felületen és a különböző irányfotottságú lejtőkön. A 7, 13, 19 órai átlag és az átlagos napi közép a tenyészidőszakban

Reggel 7 órakor a K-i lejtőn a talaj 2 és 5 cm-es mélységben több mint 1 fokkal melegebb, mint a sík területen és a Ny-i lejtőn. A D-i lejtő talajának hőmérséklete ekkor még csak 0,3–0,5 fokkal magasabb, mint a kontroll területé. A mélyebb rétegekben más a helyzet, 20 cm mélységben a K-i lejtő talaja a leghidegebb, és ezt az állapotát az egész tenyészidőszak folyamán megtartja. A nap folyamán gyorsan átalakul a helyzet: 13 órakor a Ny-i és a D-i lejtő közel 3–4 fokkal haladja meg a K-i lejtő és a sík terület talajának hőmérsékletét a 2–5 cm-es mélységben. Az ábráról jól megállapítható az is, hogy amíg a felső rétegekben a reggeli órákhoz képest 12–15 fok a hőmérséklet növekedés, addig 20 cm mélységben alig 2–8 fokkal melegszik fel a talaj. Az esti órákban a felszínhez közeli rétegek hőmérséklete gyorsan csökken, 19 órakor a különböző felszínek között már alig van hőmérsékletkülönbség (0,9 fok), az alsóbb szinteken azonban tovább emelkedik a hőmérséklet és a folyamat valamikor az éjszaka folyamán fordul meg.

A napi középhőmérsékletben már jól látható, hogy az egész tenyészidőszak folyamán a sík felszín és a K-i lejtő a leghidegebb, a D-i pedig a legmelegebb.

Ezek a különbségek természetesen fokozottabbak derült időben, és csökkennek, esetleg eltűnnek erősen felhős idő esetén. Számszerűleg is szemléltethetjük a talajok hőmérsékletének %-os eltérését a sík területhez képest (3. ábra). Jól kitűnik a K-i lejtő reggeli magasabb hőmérséklete, ekkor 10%-kal haladja meg a sík felszín hőmérsékletét és még a Ny-i lejtő is melegebb 1%-kal, a D-i pedig 8%-kal. A déli órákra viszont a Ny-i és a D-i lejtők jelentős hő-

mérsékleti többletbe jutnak, és ez a többlet eléri a 15 és 16%-ot. Az esti megfigyelés idején a kontrollhoz képest már 2%-os hőmérsékleti hiány várható a K-i lejtőn, a Ny-i és a D-i lejtő hőmérsékleti többlete is erősen mérséklődik (1 és 2%). Az ábrán látható negyedik oszlopdiagram jelzi az egész tenyészidőszakbeli mérleget, amely szerint a talaj 2 cm-es mélységig a K-i 1%, a Ny-i 7%, a D-i pedig 9% hőmérsékleti többletbe jut a sík területhez képest.



3. ábra: A talaj 2 cm-mélységű rétegében mért többlethőmérséklet a különböző lejtőkön, a sík felszíni érték százalékában

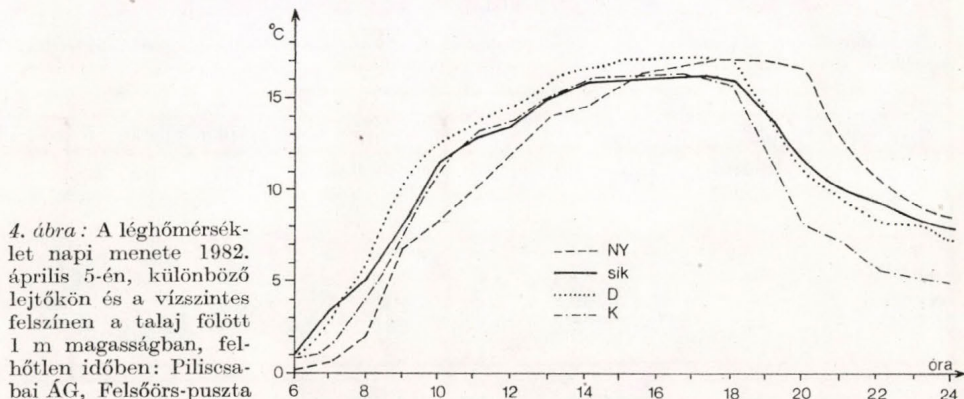
A további oszlopdiagramok bemutatják a borult (7–8 okta) és a derült (0–2 okta) időben a hőmérsékleti többletet. Látható, hogy még borult időben is 1–5% a pozitívum a lejtők javára, derült időben pedig 5–13%.

Léghőmérséklet

A lejtőkön a talajhőmérsékletekben mutatkozó jelentős többletek természetesen hatással vannak a talaj feletti légtér hőmérsékletének alakulására is. Az őszibarack-állományban 1 m magasságban elhelyezett hőmérők adatai ezt jól alátámasztják. Zavartalan, csendes időjárású, derült időben a különböző expozíciójú lejtőkön a hőmérséklet alakulását nagyon jól reprezentálja az 1982. április 5-i hőmérsékletek napi menete (4. ábra). A K-i lejtő hőmérséklete 10 órákor már meghaladja a sík terület felett mért értékeket és 17 óra után süllyed csak alá, de ettől kezdve a napnyugta következtében rohamosan csökken a hőmérséklet, és 22 órákor a különbség meghaladja a 3 fokot. A Ny-i lejtő fölött a léghőmérséklet csak 15 órákor haladja meg a kontroll állomáson mért értékeket, de 20 órákor a különbség már eléri az 5 fokot, és csak az éjszakai órákban süllyed némileg a sík terület levegőhőmérséklete alá. A D-i lejtőn 7 óra körül már valamivel magasabb a léghőmérséklet, mint a sík terület felett. Ez a jelenség kb. 12 órán keresztül figyelhető meg. A kontrollállomás éjszakai magasabb hőmérsékletét a lehűlés folytán meginduló lefolyás és a helyébe áramló magasabb hőmérsékletű levegő jelenléte magyarázza.

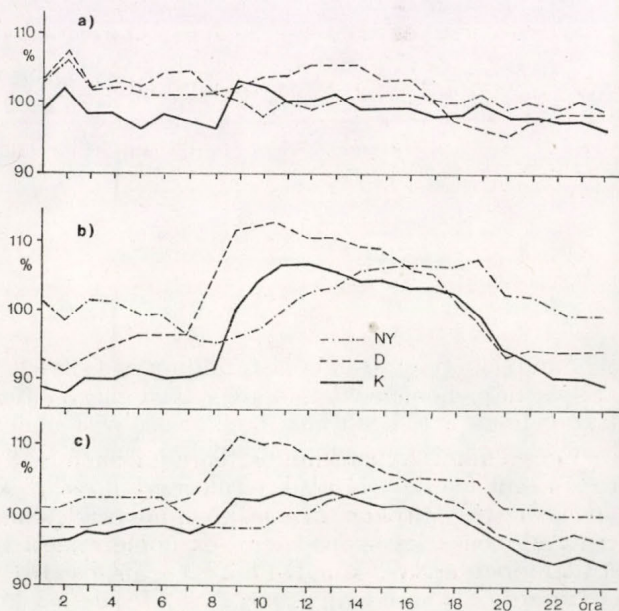
Vizsgálatainkat a termográfok regisztrátumai alapján folytattuk. A szükséges adatellenőrzés után minden hónapból kiválasztottunk 10-10 napot. Ily módon egy statisztikai minta alapján a teljes időszakra érvényes megállapításokat tehattünk. A számítógépes feldolgozás során, amely a különböző időjárási helyzetekre és időszakokra vonatkozott, a következő eredményekre jutottunk. A tenyészidőszak alatt mindössze 7 olyan nap volt, amikor teljes

(8 okta) volt a borultság. Ebben az esetben a különböző lejtők napi közép-hőmérsékletének %-os aránya nem mutat nagy eltéréseket a sík terepen mért értékekhez viszonyítva (5/a ábra). A D-i lejtő csekély hőmérsékleti többlete a következőkkel magyarázható: egyrészt a borult napokat megelőző napokról nagyobb hőtartalék maradt, másrészt a teljes borultság idején is elő-elő bukkanhat a Nap, és ez a D-i lejtőn érződik a legjobban.



4. ábra: A léghőmérséklet napi menete 1982. április 5-én, különböző lejtőkön és a vízszintes felszínen a talaj fölött 1 m magasságban, felhőtlen időben: Piliscsabai ÁG, Felsőörs-pusztá

Teljesen más képet mutat a derült (0–2 okta) időszak értékelése (5/b ábra). Határozottan kirajzolódik a nap folyamán az az időszak, amikor az egyik vagy másik lejtő felett magasabb a levegő hőmérséklete, mint a sík területen 21 derült nap átlagában a K-i lejtőn 10–18 óráig, azaz 8 órán keresztül 1–6%-kal, a Ny-i lejtőn 12–22 óráig (azaz 10 órán keresztül) 2–7%-kal, míg a D-i lejtőn 8–18 óráig, azaz 10 órán keresztül 1–12%-kal magasabb a levegő hőmérséklete, mint a sík területen.



5. ábra: Az átlagos léghőmérséklet napi menete a különböző irányítottaságú lejtőkön a sík felszíni érték százalékában: a) derült időben; b) borult időben és c) a tenyészidőszakban

Az egész tenyészidőszakra (IV. 1. – IX. 30.) is szépen kirajzolódik az az időintervallum, amikor az egyes lejtők melegebbek, mint a sík terület (*5/c ábra*). Az ábra szerint a K-i lejtő 9–16 óra között 1–8%, a Ny-i lejtő 13–21 óra között 1–5%, a D-i lejtő 6–18 óra között 1–11% hőmérsékleti többletet élvez a sík területtel szemben.

I. TÁBLÁZAT

A napi többlethőmérséklet sík felszínre vonatkoztatott átlagértékei (°C) a különböző lejtőkön a tenyészidőszakban, ezen belül derült napon, borult napon, valamint napi összege C fokban és a sík felszín hőmérsékletösszegének százalékában kifejezve

Felszín, lejtő	Tenyész- időszak átlaga	Derült nap	Borult nap	Napi hőmérsékletösszeg	
				°C	%
Sík	0,0	0,0	0,0	401	100
Keleti	3,1	8,7	-1,3	396	99
Nyugati	5,9	10,8	0,6	408	102
Déli	12,0	18,5	4,0	412	103

A hőmérsékleti többleteket különböző időjárás körülmények között az *I. táblázatban* mutatjuk be számszerűen. Ha csak a nappali órákat vesszük alapul, akkor a tenyészidőszak minden egyes napjára a K-i lejtőre 3,1 fok, a Ny-i lejtőre 5,9 fok, a D-i lejtőre 12,0 fok hőmérsékleti többlet jut átlagosan. A táblázat másik oszlopában a derült, a harmadikban a borult idő egy-egy napjára eső hőmérsékleti hiányt, illetve többletet láthatjuk fokokban. Legjelentősebb a D-i lejtőnek, derült időben jutó napi 13,5 fok hőmérsékleti többlet és a K-i lejtő napi 1,3 fok hőmérsékleti hiánya, borult időben. A táblázatban feltüntetjük még a tenyészidőszak átlaga alapján az egy napra (0–24 óra)

II. TÁBLÁZAT

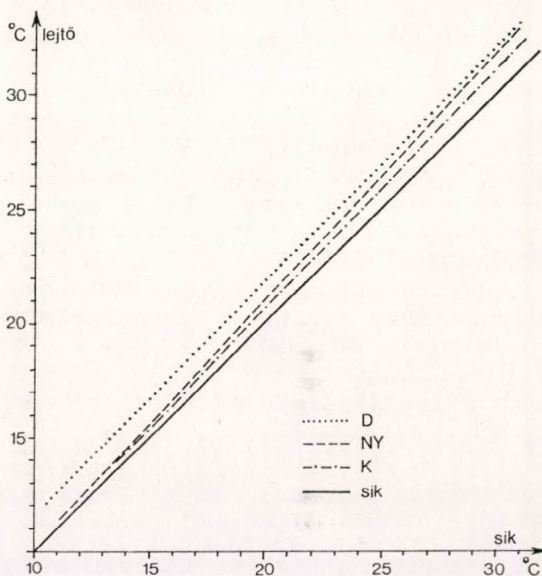
A napi többlethőmérsékletnek a sík felszíni hőmérséklet százalékában kifejezett értékei a különböző lejtőkön átlagosan, derült és borult napon (%), valamint összege (°C) az egész tenyészidőszakban

Lejtő	Átlag °C	Derült nap %	Borult nap %	Tenyészidőszak °C
Keleti	102	104	98	558
Nyugati	104	105	101	1062
Déli	108	109	105	2160

eső hőmérsékleti összegeket is, C-fokban és a sík felszín értékének százalékában. A teljes napi hőmérsékleti összegekben nagy eltéréseket nem találtunk, de feltűnő, hogy a K-i lejtőnek a síkhoz képest némi hőmérsékleti hiánya van.

Egészen más képet kapunk, ha a lejtőkön csak azon időszakok hőmérsékleti összegét fejezzük ki a sík területi érték százalékában, amikor a nap folyamán az egyes lejtőkön magasabb hőmérsékleteket mértünk (*II. táblázat*). Derült időben a lejtőkön 4–9%-os hőmérsékleti többlet volt tapasztalható, borult időben a Ny-i és a D-i lejtő 1–5%-os (101–105%) többletet élvez, a K-in viszont 2%-os a hiány (98%) a sík területéhez képest. Hőmérsékleti összeg-

ben kifejezve a K-i lejtőnél 558, a Ny-i lejtőnél 1062, a D-i lejtőnél 2160 fok hőmérsékleti többletet jelentenek. Ha ezt az I. táblázatban látható, a tenyészidőszak egy napjára vonatkozó átlagos napi hőmérsékleti összeghez (401 fok) viszonyítjuk, akkor kitűnik, hogy a lejtőkön tenyésző növényzetnek a K-i lejtőn 1,4, a Ny-i lejtőn 2,6, a D-i lejtőn 5,4 nap előnye van a sík területihez képest. Vizsgáltuk azt is, hogy a sík felszín léghőmérsékletének ismeretében a különböző lejtők hőmérsékleti értékei meghatározhatók-e. Ennek érdekében mindegyik lejtőre meghatároztuk azokat az órákat, amikor a nap folyamán a síkhoz képest hőmérsékleti többlet mutatkozik.



6. ábra: A sík terület, valamint a K-i, Ny-i és D-i lejtő közötti hőmérsékleti kapcsolat

A 6. ábrán a különböző irányítottságú lejtők hőmérséklet-többletét mutatjuk be a sík felszínéhez képest. A mérési adatok alapján megadhatók a keleti, a déli és a nyugati lejtőkre jellemző hőmérsékleti regresszióegyenesek. A mérési periódusban a hőmérsékletek csak néhány esetben 10 fok alattiak, így ezeket az értékeket nem tüntettük fel az ábrán. Az ábra tanúsága szerint két felszín (sík és K-i lejtő) felett a levegő hőmérsékletében a különbség 15 foknál 0,4 °C, 30 foknál 1,3 °C.

A Ny-i lejtő esetében a figyelembe vett idő, 13–21 óra (8 óra időtartam) között az átlagos hőmérsékleti többlet 3%. A különbség 15 foknál 0,4 °C, 30 foknál 1,6 °C. Az ábrán a déli lejtő hőmérséklet-többletét is bemutatjuk, ahol 15 foknál és 30 foknál is 1,7 fok a különbség a D-i lejtő javára. Ez esetben a 6–18 óra közötti időszakot vettük alapul, amikor is az átlagos hőmérsékleti többlet 7%.

A bemutatott ábrán egy olyan jelenségre figyelhettünk fel, hogy a kisebb hőmérsékletektől a nagyobbak felé haladva – ha pl. a K-i lejtő 2%-os hőmérsékleti többletét vesszük alapul – a különbség a két felszín között nő, és 30°-nál már a várt 30,6° helyett 31,3°-ot (azaz 4%-ot) ér el. Ugyanez a jelenség tapasztalható a Ny-i lejtő esetében is, de a D-i lejtő esetén ez nem áll fenn.

A jelenség magyarázatát abban találjuk, hogy a magasabb hőmérsékletek általában nagyobb napállásoknál következnek be, és ekkor a lejtő kitettsége is változik kis mértékben, míg a D-i lejtőre ez nem annyira jellemző.

Következtetések

Vizsgálatunk legfőbb eredménye, hogy konkrét, számszerű adatokkal bizonyítja azt az egyébként ismert tényt, hogy a lejtő szögétől és égtáj-irányától függően a különböző expozíciójú lejtők az egész tenyészidőszak folyamán melegebbek a sík felszínénél. A többlethőmérséklet hazánkban 10%-os lejtők esetében a K-i lejtőkön 2%, a Ny-i lejtőkön 4%, a D-i lejtőkön 7%. Ennek és a növények hőigényének ismeretében adalékot szolgáltatunk a termőhelyek megítéléséhez.

A (24 órás) hőmérsékleti összegekben a sík és a lejtők között lényegesen kisebbek a különbségek (1–2%), sőt a K-i lejtő még negatívumban is lehet, az 1982-es méréseink szerint. A növényzet számára azonban a nappali hőmérséklet a fontos, nagy részük ui. termoperiodikusan érzékeny, azaz a fejlődésükhöz szükséges optimum-hőmérséklet más nappal és más éjjel. Gyakran az éjszakai hőmérséklet tágabb határok között nyújtja az optimumot, mint a nappali. Schimper (in Porpáczy, 1964) vizsgálta az őszibarack növekedésének és fejlődésének különböző szakaszaiban az éjszakai és nappali optimum-hőmérsékletet. Megállapította, hogy éjszaka inkább az alacsonyabb hőmérsékletek optimálisak (5–10 fok), ez pedig minden egyes lejtőnél teljesül, tehát a nappali többlet valójában a növény hasznára szolgál.

IRODALOM

- Boros, J. – Bárány, I., 1975: Néhány adat egy bükki töbör keleti és nyugati lejtőjének felmelegedésére. *Időjárás* 79. 297–300. o.
- Endrődi, G., 1961: A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi-félszigeten. *Időjárás* 65. 105–110. o.
- Golcberg, I. A., 1962: Mikroklimat holmisztovo reljefa i ego vlijanyije na szelszkohozajsztvennue kulturü. Leningrad. Gidr. Izdat. 249. o.
- Justyák J. – Tar K., 1973: A déli lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás kapcsolata. *Időjárás* 77. 165–174. o.
- Kakas, J., 1960: *Magyarország Éghajlati Atlasza*, I. térképek, II. Adattár. Budapest, Akad. Kiadó.
- Péczely, Gy., 1979: *Éghajlatlan*. Budapest, Tankönyvkiadó.
- Porpáczy, A., 1964: *A korszerű gyümölcsstermesztés elméleti kérdései*. Budapest, Mezőgazdasági Kiadó. 350. o.
- Steinhauser, P., 1962: Éghajlati térképek kidolgozásának problémái hegyvidéki országokban. *Időjárás* 66. 65–77. o.
- Száva-Kováts, J. – Berényi, D., 1948: A talajmenti légréteg éghajlata. Budapest, Országos Meteorológiai és Földmágnességi Intézet, 105. o.
- Takács, O., 1979: Vertikális felületre jutó napsugárzási energia. *Időjárás* 83. 137–144. o.
- Takács, O., 1982: Szórt sugárzás déli irányítású függőleges felületen. *Időjárás* 86. 368–374. o.
- Varga Haszonits, Z., 1977: *Agrometeorológia*. Budapest, Mezőgazdasági Kiadó.

SZABÓ S. ANDRÁS: *Radioökológia és környezetvédelem*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 1985

Szabó S. András könyve az első olyan magyar nyelvű szakkönyv, amely a radioökológiát, ezt a jellegzetesen interdiszciplináris tudományterületet átfogóan, a teljes biológiai lánc, azaz a levegő – víz – talaj – növény – állat – ember ökológiai rendszer kölcsönhatásainak figyelembevételével tárgyalja.

A meteorológia, légkörfizika, levegőkémia szakembereinek figyelmét elsősorban a 2.1. fejezetre hívom fel, itt a szerző megismerteti az olvasót az atmoszféra radioaktivitásának – természetes aktivitás és radioaktív kontamináció – kialakulásával, a s radioaktivitást befolyásoló tényezőkkal. Részletesen elemzi a radioaktivitás és a csapadék mennyisége közötti összefüggést, s számos adatot közöl az egyes aktív izotópok (pl. ^{14}C , ^{85}Kr , ^{90}Sr) atmoszférikus előfordulási koncentrációjáról, ill. a radioaktív fall-out (dry-out, rain-out, wash-out) Magyarországon s más országokban mért értékéről.

A szépen szerkesztett, jó stílusban megírt 237 oldalas könyvet részletes irodalomjegyzék s terminológiai kiegészítő egészíti ki. A könyv a Mezőgazdasági Kiadó által gondozott, *Wenszky Ágnes* által szerkesztett *Biológiai környezetünk védelme* sorozatban jelent meg. Meggyőződésem, hogy joggal kelti fel a szakemberek érdeklődését, hiszen pl. olyan érdekes kérdésre is választ keres, hogy „Veszélyes-e az atomerőművek a környezetre?”

Úgy vélem, hogy a „Radioökológia és környezetvédelem” igényesen megírt, a rohamosan fejlődő radioökológiai tudomány lényeges kérdéseit korszerűen tárgyaló, a hazai és külföldi szakirodalmat kellő alapossággal feldolgozó mű.

Korányi Kornél

SWINNEY, H. L. and GOLLUB, J. P. (szerkesztők): *Hydrodynamic Instabilities and the Transition to Turbulence* (Hidrodinamikai instabilitások és átmenet a turbulenciába). Topics in Applied Physics, Vol. 35. Springer-Verlag, Berlin, 1981. 292 oldal.

A lamináris áramlás turbulenssé válásának kérdése már több mint egy évszázada foglalkoztatja a kutatókat. Bár e kérdéskörrel olyan neves fizikusok és matematikusok foglalkoztak, mint pl. *Kolmogorov*, *Heisenberg*, *Landau*, *Feynman*, lényegében nem sikerült érdemi előrehaladásra jutni a turbulencia dinamikájának elméletében. Az utóbbi két évtizedben a nem lineáris közönséges differenciál-egyenletek vizsgálatában „újra felfedezett” és ténylegesen új eredmények – úgy tűnik – talán közelebb visznek a turbulens mozgás lényegének megértéséhez. A most ismertető kötet, amely fizikusok, matematikusok és folyadékdinamikával foglalkozók együttműködésével készült, ezeknek az újabb eredményeknek adja könnyen követhető, sok tekintetben viszont csak vázlatos áttekintését.

A bevezetés (szerzői: *H. L. Swinney* és *J. P. Gollub*) rövid összefoglalót ad a könyvben szereplő problémákról: a kísérleti nehézségekről, a hidrodinamikai stabilitás és a bifurkáció kapcsolatáról, a geofizikai és nem hidrodinamikai rendszerek instabilitásáról.

„A különös attraktorok és a turbulencia” c. fejezetben *O. E. Lanford* elemi bevezetést adott a differenciál-egyenletek kvalitatív elméletébe és a valószínűségi leírás alapfogalmaiba. Ez a talán túlságosan is rövid áttekintés elsősorban a kialakult új matematikai terminológiában való eligazodást szolgálja.

D. D. Joseph a (matematikai) stabilitás- és bifurkáció-elmélet alapjait és hidrodinamikai alkalmazásuk lehetőségeit vizsgálta. Lényegében abból a felismerésből indult ki, hogy míg kis Reynolds-számok esetén egyértelmű megfeleltetés létesíthető az adott határfeltételek és kényszerek (az ő szóhasználatában: adatok), valamint az előrejelzett áramlás között, nagy Reynolds-számok esetén ez a kapcsolat megszűnik, ezért megoldás-családokat kell leírni, elkülönítve a stabil és megfigyelhető megoldások részalmazait. Ezen általános kép részletezéséhez (kis Reynolds-számokra) bizonyította a *Navier–Stokes-egyenletek* megoldásainak egyértelműségét és stabilitását, ismertette az instabilitások fejlődésére vonatkozó *Landau–Hopf*, ill. *Ruelle–Takens*-féle elképzeléseket. A *Poiseuille*- és a *Coutte-áramlás* segítségével illusztrálta a turbulenciába

történő *direkt* átmenetet. Rövid összefoglalót adott a bifurkáció-elmélet alapvető eredményeiből és vizsgálta a stacionárius áramlás periodikus áramlásá történő bifurkációját.

A kaotikus viselkedés és a folyadékdinamika kapcsolatát *Ellen* és *James Yorke* tekintette át. Alapvető ismereteket adtak a *Lorenz-modellről* és a *Landau-elméletben* szereplő végtelen bifurkáció-sorozatról.

Külön fejezet foglalkozott a *Rayleigh – Bénard-konvekcióban* kialakuló turbulenciával (szerzője *F. H. Busse*). Az *Oberbeck – Boussinesq* approximációval felírt konvekciós egyenlet-rendszert lineáris és nem lineáris közelítésben egyaránt vizsgálta. Bemutatta a numerikus modellkísérletek és a folyadékdinamikai kísérletek eredményeit.

A turbulencia-elméletben használatos másik egyszerű modell-rendszert a koncentrikus forgó hengerek közötti áramlás szolgáltatta. Az erre vonatkozó analitikus és kísérleti eredményeket *R. C. DiPrima* és *H. L. Swinney* foglalta össze.

Az *S. A. Maslowe* által írt fejezet a tradicionális normál módus technikát és az *Orr – Sommerfeld-* (és vele kapcsolatos) *egyenletek* megoldására kidolgozott új eljárásokat mutatja be. Ezek a megfontolások elsősorban a nyírásos áramlásokban kialakuló perturbációk fejlődésének megértéséhez szükségesek, és ezért nagy szerepük van a határretegekben lejátszódó folyamatok leírásában.

A turbulencia elméletében elért eredmények egyik legnagyobb „felhasználója” a geofizikai folyadékdinamika, amely egységesen tárgyalja a földi légkör általános cirkulációját, az óceáni áramlásokat, de a többi bolygó megfelelő cirkulációs folyamatait is. Az ilyen alkalmazások széles skáláját tekintette át *D. J. Tritton* és *P. A. Davies*.

Instabilitás és káosz természetesen nemcsak hidrodinamikai rendszerekben alakulhat ki, ezért metodikailag termékeny lehet más nem lineáris dinamikai rendszerek vizsgálata is. Ezek közül néhány jelentősebbet mutatott be *J. Guckenheimer*. Így például tárgyalta a *Rikitake-dinamó* modellt (ezt a földi mágneses tér kialakulásának és a pólusváltások magyarázatára használják), az oszcilláló *Belousov – Zsabolinszky-féle kémiai reakciót* és az elektromos áramkörök elméletében fontos *van der Pol-egyenletet*.

Ezen tartalmi összefoglaló után a kötet egészét tekintve bizonyos inhomogenitás figyelhető meg, amely a szerkesztés következetlenségével magyarázható. Hasonlóképpen több helyen kritika érheti a tárgyalás logikai szigorúságát is, ugyanakkor ez az összeállítás alkalmas lehet a témakörrel való első ismerkedésre már csak azért is, mivel az egyes részek bőséges irodalomjegyzéke alapján lehetőség van a témák rendszeres és módszeres kidolgozására. Elsősorban az egyetemi tananyagon túlmenően érdeklődők részére ajánlható az a kiadvány.

Dévényi Dezső

METEOROLÓGIAI MŰHOLDAK 25. ÉVFORDULÓJA

25 évvel ezelőtt, 1960. április 1-én bocsátották fel az első kísérleti meteorológiai műholdat, a TIROS-I-et. Elnevezését rendeltetése nyomán kapta (Television and Infrared Observation Satellite). Lényegében felhőképeket készített és sugárzásméréseket végzett. Ma is, amikor a meteorológiai műholdak műszaki felépítése és megfigyelőrendszere jelentős mértékben tökéletesedett, az említett kettős funkció maradt az adatszolgáltatás központi feladata. Térhódítását mi sem mutatja jobban, mint az a tény, hogy számuk elérte a 100-at.

A műholdak révén a meteorológus új nézőponthoz jutott. A bonyolult felhőzeti mező, amelyről korábban az elszórt megfigyelőállomások vizuális észlelései alapján csak hozzávetőleges képet nyerhetett, most a maga természetes folytonosságában, különböző méretű szerveződési formáiban vált láthatóvá. Ebből kifolyólag a műholdas felhőképek előkelő helyre kerültek az időjárási folyamat analízisében.

A sugárzásméréseken keresztül először vált lehetővé, hogy a sugárzásháztartás éghajlat szempontjából döntő fontosságú összetevőinek alakulását földi méretekben, homogén megfigyelési anyagon vizsgáljuk.

Tekintsük át a meteorológiai műholdak immár negyedszázados történetének fontosabb állomásait.

1963 végén kísérletezték ki az automatikus képtovábbító, röviden APT-rendszert. Tulajdonképpen ezzel a ma is élő megoldással tették közkinccsé, a Föld bármely részén közvetlenül hasznosíthatóvá a műholdfelvételeket. A műhold a megfigyelési anyagot folyamatosan kisugározza, vételéhez mindössze a viszonylag könnyen kiépíthető vevőállomás szükséges.

1964-ben indították el a Nimbus sorozatot, amely hosszú éveken keresztül a különböző műholdas megfigyelések kipróbálásának első számú bázisául szolgált.

Különösen jelentős az 1966-os esztendő, amikor létrehozták az első operatív műholdrendszert, a TOS-t (TIROS Operational System). Ezzel az APT adatszolgáltatás folyamatosává vált. A kvázipoláris pályára helyezett ESSA műholdak globális leképezést tettek lehetővé. Még ugyan-

ebben az évben a Szovjetunióban elindították a Koszmosz meteorológiai műholdak szériáját, amely már közel 1 km-es felbontású felvételeket produkált.

Még ebben az évben megjelent az első geostacionárius műhold, amely meteorológiai feladatot is ellátott (ATS-1). A geostacionárius műholdesalád időben sűrű (gyakorlatilag félóránkénti) felhőmegfigyelésre képes. Emellett erre telepítik az ún. WEFAX (Weather Facsimile) rendszert, amely feldolgozott műholdfelvételek és egyéb meteorológiai térképek szétsugárzását teszi lehetővé. Hamarosan a geostacionárius műholdak programja földi automata állomások mérési adatainak összegyűjtésével bővült.

A 70-es évekre megértek a feltételek továbbfejlesztett meteorológiai műholdak felbocsátására. Erről tanúskodik a szovjet Meteor széria szélesedő megfigyelési programja és az amerikai ITOS sorozat megjelenése. A fejlődést főleg három körülmény jelzi: 1. megindul a finomfelbontású (kb. 1 km) digitális képtovábbítás, 2. az operatív képszolgáltatást kiterjesztik az infravörös légköri ablakokban készült felvételekre, 3. közvetlen kisugárzásra kerül a CO₂ 15 μm-es elnyelési sávjában folytatott sugárzásmérés, amely a függőleges hőmérsékleti profil meghatározására nyújt lehetőséget.

A meteorológiai műholdak teljes kibontakozása a 70-es évek végén megy végbe, a GARP világméretű kísérletével kapcsolatban. Az akkori fejlesztés alapozta meg a jelenleg is működő műholdrendszereket. Első helyre kívánkozik az az 5 tagból álló geostacionárius műholdrendszer, amely mintegy 70°-onként az egyenlítő mentén körülfogja a Földet, és félóránként ontja a felvételeket. Ennek számunkra legértékesebb tagja a nyugat-európai űrkutatási szervezet METEÖSAT elnevezésű műholdja, amely a 0°-os meridiánon helyezkedik el.

A TIROS-N kvázipoláris műholdsorozat. Az egyidejűleg működtetett két műhold már 4-5 spektrális sávból ad 1 km-es felbontású digitális felvételeket. Az APT szolgáltatás kétsávos, 4 km-es felbontású, linearizált képi információ továbbításából

áll. A függőleges profilmérésre 20 csatornás műszert fejlesztettek ki. Külön egységet működtetnek a sztratoszféra hőmérsékleti viszonyainak megfigyelésére, emellett mikrohullámú szondázás is folyik. Figyelemre méltó az adatgyűjtő rendszer kiépítése, amely főleg a GARP idején töltött be kulcsfontosságú szerepet.

A Meteor holdaknak külön operatív szeriáját alakították ki, gazdag, több sávós leképezési programmal, továbbá függőleges profilmérésre is alkalmassá tették. Külön figyelmet érdemel a kísérleti sorozat, amelynek multispektrális leképezése mellett elsősorban mikrohullámú letapogató és függőleges szondázó rendszerét kell megemlítenünk.

A műholdak bevonultak a meteorológiai szolgálatok előrejelzési gyakorlatába és a kutatómunkába. Szerves részét képezik a WWW-nek, de olyan nagyszabású programok, mint a GARP, az éghajlati világprogram (WCP) sem lettek volna elképzelhetők a műhold-technika nélkül. A műhold a meteorológiai megfigyelések földi méretű kiterjesztésének egyedüli reális eszközüvé vált.

Visszapillantásunk nem lenne teljes, ha röviden nem tekintenénk át az e téren végbement hazai fejlődést. Az OMI akkori igazgatója, *Dési Frigyes* korán felismerte a műholdakban rejlő óriási perspektívát, s már 1962-ben elindította a műholdmeteorológiai kutatásokat. 1967-ben pedig – lényegében hazai fejlesztés eredményeképpen – létrejött a műholdvevő állomás. Megkezdődött az APT-rendszerrel működő műholdak vétele, amely azóta szinte megszakítás nélkül folyik. Csatlakoztunk a szocialista országok Interkozmosz-együtt-

működéséhez, amely lendületet adott a műholdmeteorológiai kutatásoknak. Erről tanúskodik számos értékes publikáció.

A fejlődés különösen felgyorsult a 70-es évek második felétől. A METEOSAT műhold vételéhez vevőberendezést vásárolt a szolgálat, a műholdfelvételek objektív kiértékelésére pedig Schlumberger-féle adatmanipulátort szerzett be. Jelentős eredmények születtek a kutatómunka terén. Szakembereink elismerését jelzi az a tény, hogy megbízást kaptak a műholdmeteorológia tárgykörében Budapesten 1980-ban rendezett COSPAR-szimposium kiadványának szerkesztésére.

A vevőállomás fejlesztése keretében megvalósult a programozható műholdfelvétel. A vett képek eljutnak az előrejelzőintézetbe és a repülőtérré. Automatikus hálózat-generátor készült a képek földrajzi azonosításához.

A CII – 10010-es számítógép üzembeállításaival lehetőség nyílt a műholdképek digitális feldolgozására is. A megoldott feladatok sorából kiemelkedik a METEOSAT-felvételek egymásutánjai alapján készített „mozgófilm”, amely rendszeresen bemutatásra kerül a tv-híradóban.

A KEI-ben már működik egy Pericolor típusú színes, műholdkép-feldolgozó berendezés. Épül a nagy felbontású digitális vevőrendszer, amely biztosítja majd a műholdinformációk legmagasabb szintű kihasználását az időjárás analízisben és előrejelzésben.

Mindezt egyetlen megállapítással foglalhatjuk össze: a műholdmeteorológia szolgálatunkon belüli helyzete és rangja méltó a 25 éves jubileumhoz.

Tünczer T.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

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

Szerkesztőség: 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 vezérigazgató



85.1897 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329