

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Szepesi D. – Popovics M. – Nárai K. – Iványi Zs. – Mersich I.: A városi légszennyeződés meteorológiai szimulálása 2. rész: A transzmisszió szimulálásának diffúzióklimatológiai alapjai 129

Wierzbicki, Z. – Bartkowski, Z.: A határréteg klimatológiája Lengyelországban (német nyelven) 147

Mészáros Á.: A vízben oldódó légköri aeroszol részecskék koncentrációja és nagyság szerinti eloszlása a légkör alsó 30 m-es rétegében 156

Császár M.: A hasznosítható potenciális energia alakulásának vizsgálata műholdas sugárzási adatok felhasználásával 165

Makjanič, B.: A kontinentalitás Alt-féle mértékéről (angol nyelven) 176

Irodalom 182

Krónika 185

CONTENTS

Szepesi, D. – Popovics, M. – Nárai, K. – Iványi, Zs. – Mersich, I.: Meteorological Simulation of Urban Air Pollution. Part 2: Diffuzion Climatological Bases for the Simulation of the Transmission 129

Wierzbicki, Z. – Bartkowski, Z.: Klimatologie der Grenzschicht in Polen (Deutscher Text) 147

Mészáros, Á.: Concentration of Water-soluble Atmospheric Aerosol Particles and their Distribution in Order of Size in the Lower 30 m Layer of the Atmosphere 156

Császár, M.: Investigation of the Formation of Available Potential Energy by the Aid of Satellite Data on Radiation 165

Makjanič, B.: On Alt's Measure of Continentality (English Text)..... 176

Literature 182

Chronicle 185

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
JOURNAL OF THE METEOROLOGICAL SERVICE
OF THE HUNGARIAN PEOPLE'S REPUBLIC

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD:

AMBRÓZY P. (Budapest)	LOGVINOV, K. (Kijev)
ANTAL E. (Budapest)	MÄDE, A. (Halle/Saale)
BAUR, F. (Bad Homburg)	MÉSZÁROS E. (Budapest)
BERGERON, T. (Uppsala)	VAN MIEGHEM, J. (Bruxelles)
BESSEMOULIN, M. J. (Paris)	NGUYEN-XIEN (Hanoi)
BODOLAI I. (Budapest)	OKOLOWICZ, W. (Warszawa)
BOSSOLASCO, M. (Genova)	PASZYNSKY, J. (Warszawa)
BÖHME, W. (Potsdam)	PÉCZELY GY. (Szeged)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
ČADEŽ, M. (Beograd)	STEINHAUSER, F. (Wien)
DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi)	STELCZER K. (Budapest)
DONEAUD, A. (Bucuresti)	SZEPESI D. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	TAKEUCHI, K. (Tokio)
GULYÁS O. (Budapest)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
HROMOV, SZ. P. (Moszkva)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KONČEK, M. (Bratislava)	VITEK, V. (Praha)
KRASTANOV, L. (Szofia)	WHITE, R. M. (Rockville)

ELNÖK – CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:
DÉSI F. (Budapest)

SZERKESZTŐ – EDITOR: LÓRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség – Editorial Office:
H-1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1. HUNGARY

IDÓJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 3. szám. 1977. máj. – jún.
Journal of the Meteorological Service. Vol. 81 No 3 May – June 1977 Budapest

A városi légszennyeződés meteorológiai szimulálása 2. rész: A transzmisszió szimulálásának diffúzióklimatológiai alapjai

SZEPESI D., POPOVICS M., NÁRAI K., IVÁNYI ZS., MERSICH I.
Központi Léglérfizikai Intézet, Budapest

Meteorological Simulation of Urban Air Pollution. Part 2: Diffusion Climatological Bases for the Simulation of the Transmission. Factors of transmission for a climatological model are presented, which are applicable for areas influenced by the nearby terrain, and by using it the expectable impact of alternative abatement strategies on air quality can be easily evaluated. The research is based on the analysis of data of one year of diffusion climatological measurements carried out at nine measuring points in the city of Pécs, southern part of Hungary. By using these data the surface wind pattern, the rate of turbulent dispersion, the height of the mixing layer and the rate of removal were evaluated. The detailed diffusion climatological analysis of these factors helps to optimize the input information of the model.

*

Метеорологическое моделирование загрязнения городского воздуха. Часть 2: Диффузионно-климатологические основы моделирования переноса. Рассматривается потребность в данных о переносе, для климатической модели применяемой в районах, в которых рельеф влияет на воздушные течения. Эта модель позволяет легко оценить эффективность различных стратегий снижения выброса примесей для повышения качества воздуха. В основе проведенных исследований лежит анализ данных диффузионно-климатологических измерений, проведенных в 9 пунктах в районе г. Печ на юге Венгрии в течение 1 года. При этом были определены поле приземного ветра, степень турбулентного рассеяния, толщина слоя перемешивания и степень удаления примесей. Детальный диффузионно-климатологический анализ этих факторов позволяет оптимизировать информацию на входе модели.

*

Városok felett a környezeti levegő minőségének tér- és időbeli változását az emisszió és a transzmisszió határozza meg.

Az emisszióval e cikksorozat első része foglalkozott, megkülönböztetve a szennyező források három típusát (talajközeli, területi és magas forrás), és módszert adott az emisszió tér- és időbeli változásának szimulációs modellekben történő figyelembevételére (Szepesi, Kisberk 1976).

A transzmisszió levegőkörnyezeti feltételeinek részletes tárgyalása e tanulmány feladata. A transzmisszió környezeti feltételein a légköri folyamatoknak azon komplex hatásait értjük, amelyek meghatározzák a légszennyező anyagok

terjedését, hígulását, átalakulását és kikerülését a légkörből. E légköri folyamatok elsősorban a terület éghajlatától, domborzati és topográfiai tényezőitől függően fejtik ki hatásukat a transzmisszióra. A transzmisszió tényezőinek statisztikai vizsgálatával a meteorológia tudományterületének egyik alkalmazott ága, a diffúzióklimatológia foglalkozik.

A városi levegőkörnyezet szennyeződési folyamatának meteorológiai szimulálásához olyan modellre van szükség, amely a transzmisszió folyamatát világos légkörfizikai elvek alapján sikeresen közelíti, és gyakorlati alkalmazásánál valamennyi diffúzióklimatológiai tényező tér- és időbeli változását figyelembe veszi.

A tér- és időbeli változások figyelembevételének fontossága a különböző tényezők szempontjából eltérő. Bizonyos tényezők esetén a vertikális változások, más tényezőknél inkább a horizontális változások figyelembevétele indokolt.

Az időbeli változások figyelembevételénél hasznos közelítés a kvázistacionaritás feltételezése, mert így az egyes változók mezeje Δt időtartamon belül állandó. Az időintervallum hosszát a közelítés pontosságának igénye, illetve a számítástechnikai lehetőségek szabják meg.

Az egyes tényezők – mérésük, illetve átlagolásuk pontatlansága következtében – a modell outputját képező számított levegőminőségi értékekben különböző mértékű véletlen, illetve szisztematikus hibát okozhatnak. *Hülst* (1970) eredményei szerint maximális hibát a légáramlás pontatlan figyelembevétele okozhat. Ha a szélirány eltérés a 20° -ot meghaladja, akkor a számított átlagos koncentráció 25–40 százalékkal, az egyedi csúcsertékek pedig 200 százalékkal térhetnek el a tényleges értéktől.

A koncentrációszámításokat pl. sokkal jobban befolyásolja az emisszió szisztematikus, mint véletlen hibája. A városi emissziókataszterben az egyes emissziók véletlen hibái egymást megsemmisítik.

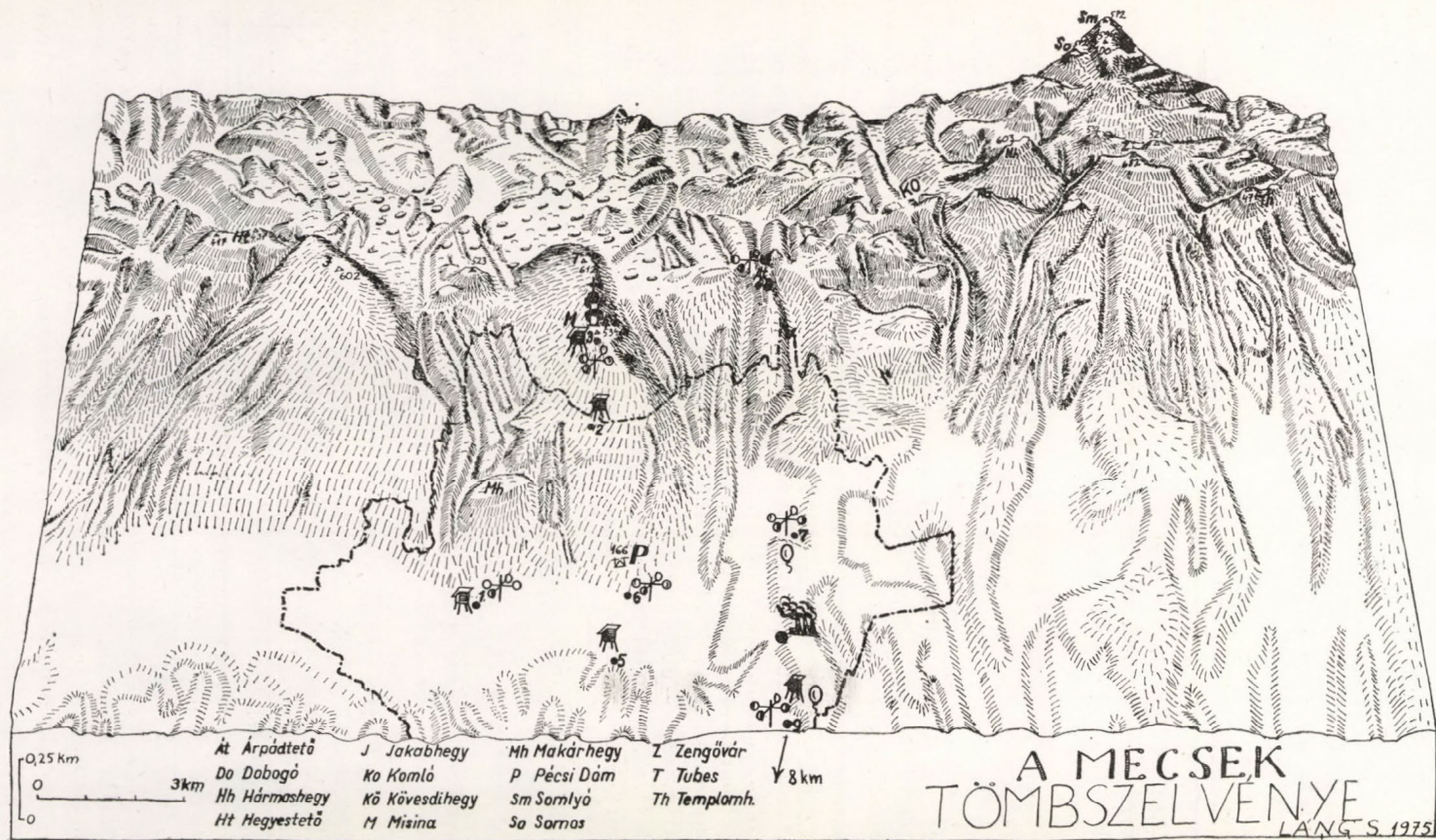
Az átalakulást és a kifogyást figyelembe vevő tag alkalmazásával a számított és mért koncentrációértékek egyezése jelentős mértékben megnő.

A levegőminőség számított értékeiben a turbulens szóródás vertikális komponensének hibája jóval nagyobb eltérést okoz, mint a horizontális komponens hasonló mértékű hibája.

1. *A transzmisszió tényezőinek meghatározása érdekében folytatott meteorológiai mérések*

A városi légszennyeződést szimuláló transzmissziós modellek komplexitásuk mértékétől függően, különböző diffúzióklimatológiai paraméterek előállítását igénylik. Míg a legegyszerűbb modellekhez a transzmisszió tényezőinek csak évi átlagértékei szükségesek, a legbonyolultabb dinamikus modellek működtetéséhez 20 percnként mért meteorológiai adatok közvetlen betáplálására van szükség.

Jelen közelítés olyan modell diffúzióklimatológiai információs igényét tárgyalja, amely modell bármely – domborzat áramlásmódosító hatása alatt álló – területre alkalmazható. Az ebbe a típusba tartozó transzmissziós modell kidolgozásának célja az, hogy segítségével a vizsgált terület emissziócsökkentési stratégiájának a levegőminőség várható alakulására gyakorolt hatása könnyen kiértékelhető legyen. Egy ilyen modell adatigényének optimális kielégítésére kidolgozott mérési programot és a nyert eredményeket mutatjuk be a következő fejezetekben.



1. ábra: A Mecsek hegység áramlásmódosító hatásának kimutatására létrehozott diffúzióklimatológiai mérőhálózat

A mérési programot az 1973. december 1. – 1974. november 30. közötti időszakban, Pécs város területén hajtotta végre a Központi Légekörfizikai Intézet Levegőkörnyezetkutató Főosztálya.

A meteorológiai mérések, illetve észlelések a léghőmérsékletre, a talajközeli és magaslégköri szélmezőre, valamint a hőerőműből kibocsátott füstfáklya alakjára és vonulási irányára terjedtek ki. A meteorológiai elemek mérése összesen 9 állomáson történt. A mérőhálózatot a *Láng Sándor* által készített helyszínrajzon, természetes környezetében mutatjuk be (1. ábra).

A szélirányt és a szélesebséget egyetemes széliró műszerrel hat állomáson regisztráltattuk. A széliró érzékelője a talaj felett 10 m magasságban került elhelyezésre. Kivétel a 6. sz. állomás, ahol egy 10 emeletes ház tetején levő 10 m magas rúdon, azaz 35 m magasságban helyeztük el a szélérzékelőt. A regisztrátumokból óránkénti szélirány és szélesebség adatokat értékeltünk ki. Misina-tetőn a szélműszer 1974. július végéig működött, augusztustól kezdve szerepét az Árpád-tetőn telepített műszer pótolta.

Magassági szélmerést a Puskin téren (7. sz. állomás) naponta háromszor – 7, 13 és 19 órákor –, a közeli Pogány repülőtéren (9. sz. állomás) naponta négyszer – 1, 7, 13 és 19 órákor – végeztünk. A mérések általában 2000 m magasságig történtek, és ezen belül 150 m, illetve 200 m vastagságú légrétegek átlagos szélviszonyait állapítottuk meg.

A léghőmérséklet mérése öt állomáson naponta háromszor – 7, 13 és 19 órákor –, egy állomáson (4. sz.) naponta négyszer – 9, 13, 15 és 21 órákor – történt. Három állomásról (1., 5. és 9. sz.) teljes egy évi mérési sor áll rendelkezésre. A 2., 3., 4., 5. és 9. sz. állomásokon a léghőmérsékletet regisztráltattuk is. A léghőmérséklet mérése és regisztráltatása 2 m magasságban, szabvány hőmérőházban folyt.

1974. március – november közötti időszakban a Misina-tetőn levő Tvtoronyból (4. sz. állomás) naponta négyszer – 9, 13, 15 és 18 órákor – észleltük a hőerőmű füstfáklyájának terjedési irányát.

2. A transzmissziós modell diffúzióklimatológiai paraméterei

2.1 A keveredési réteg vastagsága

A keveredési réteg a talajközeli hőmérsékleti inverzió alatti konvektív határréteg. Elsősorban a sugárzási viszonyok, illetve az antropogén hőkibocsátás hatására keletkezik. Ennek megfelelően a réteg vastagságának jelentős mértékű napi, illetve évszakos változása van. A rétegben kialakuló intenzív kicserélő mozgások a kibocsátott szennyező anyagokat átkeverik. Ezért első közelítésben feltételezhető, hogy a füstfáklyában levő szennyező anyagok a keveredési réteg felső határának elérése után homogén eloszlásúak lesznek. A keveredési réteg részletes vizsgálatát hazánkban *Popovics* (1971) végezte el.

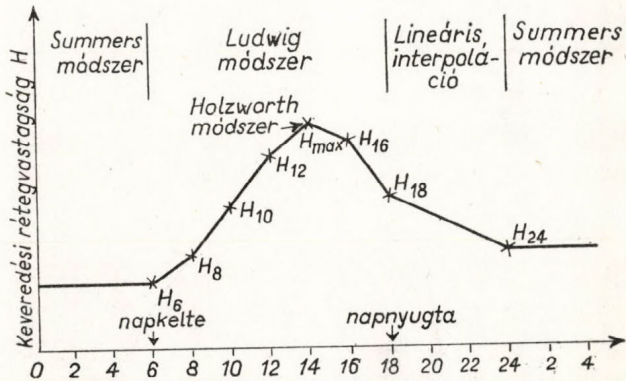
A keveredési rétegvastagság számítására napszaktól függően különböző módszereket alkalmaztunk (lásd 2. ábra).

A keveredési rétegvastagság általában kora délután bekövetkező maximum értékét (H_{max}) *Holzworth* (1962) módszerével állapítottuk meg a 06 GMT-kor mért vertikális hőmérsékleti profil és a talajközeli maximum hőmérséklet alapján meghatározott szárazadiabata metszéspontjaként.

Az éjszaka keletkező keveredési réteg vastagságát (H_n) *Summers* (1966) módszerével számítottuk ki:

$$H_n = \left(\frac{2CL}{u \rho \alpha c_p} \right)^{1/2} \quad (1)$$

ahol C [kcal/m²sec] a belterület hőemissziója; L [m] = 1500, a belterület sugara; u [m/sec] a szélesség átlagos értéke, ρ [kg/m³] = 1,29 a száraz levegő sűrűsége; α [C°/100 m] a szárazadiabatikus és külterület aktuális hőmérsékleti gradiense közötti különbség, c_p [kcal/kgC°] = 0,24 a száraz levegő fajhője.



2. ábra: A keveredési rétegvastagság számításának sémája

Pécs belterületére az antropogén hőemisszió I. táblázatban feltüntetett értékeit állapítottuk meg (Probdld 1974).

I. TÁBLÁZAT

Az antropogén hőemisszió értékei Pécs belterületén

	Jan.	Febr.	Márc.	Ápr. - Szept.	Okt.	Nov.	Dec.
C [10 ⁻³ kcal/m ² sec]	3,5	3,0	2,1	0,3	0,8	2,5	2,8

A keveredési rétegvastagságot (H_a) a nappali órákra a fenti tényezők ismeretében Ludwig (1970) interpolációs képletével határoztuk meg:

$$H_a = \frac{T_a - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} (H_{max} - H_n) + H_n \quad (2)$$

ahol T_a [C°] a vizsgált óra léghőmérséklete, T_{min} [C°] és T_{max} [C°] a napi minimális és maximális léghőmérsékletek. Ludwig módszere napkeltétől napnyugtáig terjedő időszakra érvényes. Napnyugtától éjfélig lineáris interpoláció alkalmazható.

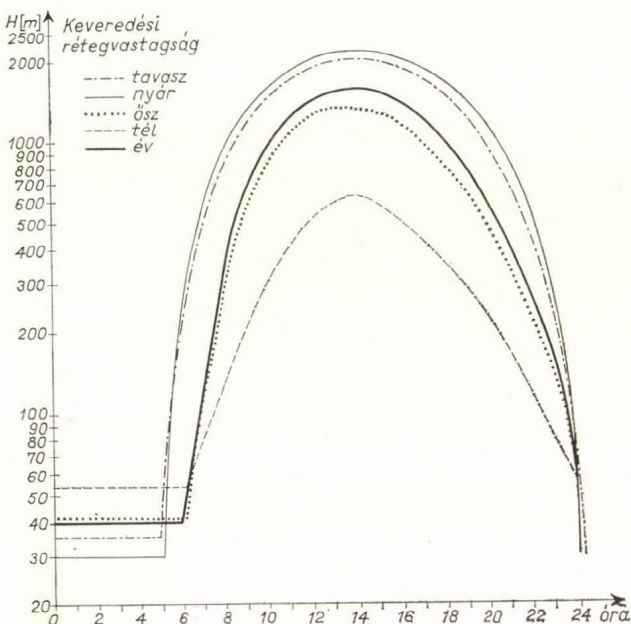
A bemutatott módszerekkel a keveredési réteg vastagságát két óránkénti időpontokra határoztuk meg, az 1973. december és 1974. november közötti egy évi időszakra. A számítás a város egy beépített pontja felett adja meg a keveredési réteg értékét, melyet első közelítésben az egész városra érvényesnek tekintettünk. Átlagos napi menetének évszakos változását a 3. ábra szemlélteti.

Nyáron a keveredési réteg vastagsága nagyon gyorsan növekszik, értéke 8 órákor már 1000 m. Tavasszal is hasonló a helyzet. Ősszel viszont még 10 órákor is csak 850 m vastagságú, télen pedig az átlagos napi maximum csak 600 m. A keveredési réteg ősszel 17 órákor, tavasszal már csak 20 órákor, nyáron pedig 21 órákor csökken 1000 m alá.

Az ábrából jól látható, hogy a hígulási viszonyok legkevésbé nyáron, a leginkább télen korlátozottak.

A keveredési rétegvastagság számítására bemutatott módszerek csak abban az esetben értelmezhetők, ha a vizsgált területen reggel 6–7 óra között nem volt esapadék, 6 órakor a külterületi hőmérsékleti gradiens értéke kisebb, mint $1\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$, és a nap folyamán nem volt hidegfront átvonulás, azaz a hőmérséklet nem csökkent a hajnali minimum értéke alá.

Amennyiben a fenti feltételek valamelyike mégis bekövetkezne, a bemutatott számítási módszerek érvényüket veszítik. Ebben az esetben a keveredési rétegvastagság való-



3. ábra: A keveredési rétegvastagság napi menetének évszakos változása

színűsíthető értékét havi átlagok felhasználásával a következőkben részletezett eljárás szerint határoztuk meg.

Az esetek bizonyos részében a hiányzó adatoknak havi átlagos értékekkel való pótlására akkor volt lehetőség, amikor a keveredési réteg kialakulását befolyásoló meteorológiai tényezők értékei az átlaghoz közel estek. Ha a meteorológiai tényezők értékei az átlagtól jelentősen eltértek, a hiányzó adatokat a havi átlagos értékek korrigálása útján határoztuk meg. A korrekció kiterjedt az éjszakai (minimális), illetve a délutáni (maximális) keveredési réteg vastagság értékek megállapítására, majd ezek felhasználásával került sor két óránkénti értékek interpolálására.

A fent leírt módszert október hónapra nem tudtuk alkalmazni. Mivel a lehetséges adatoknak csak 28 százalékát lehetett kiszámítani, havi átlagképzésnek nem volt értelme. Csapadékmentes, illetve csapadékos napokra a következő módszereket alkalmaztuk:

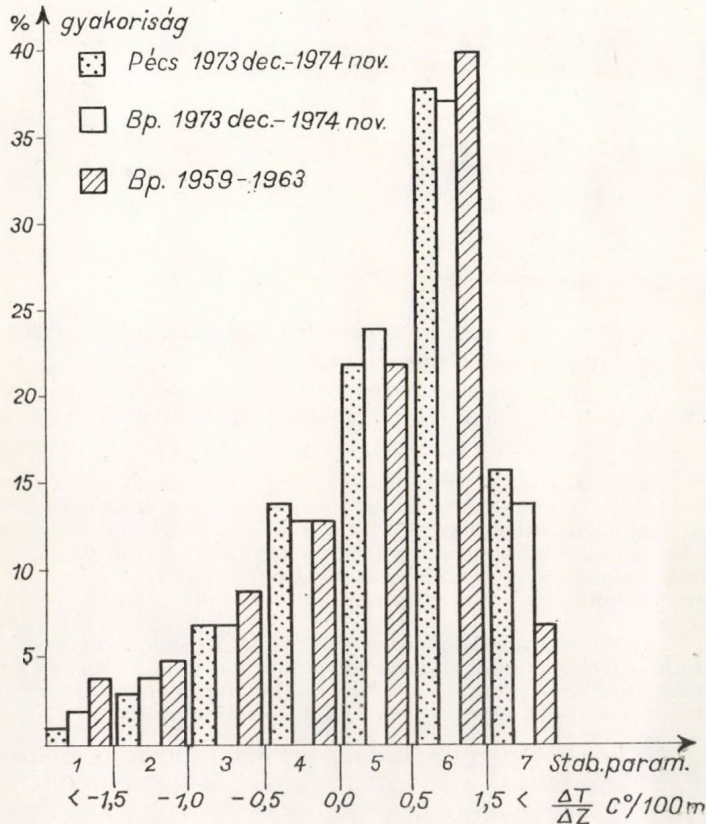
Abban az esetben, amikor a nap folyamán nem volt esapadék, a délutáni keveredési rétegvastagságot az alábbi módon határoztuk meg: Olyan napot kerestünk, amelyen a hőmérséklet napi menete a hiányzó napéhoz hasonló volt, és amelyre a délutáni keveredési rétegvastagságot már meghatároztuk. Ezt az értéket módosítottuk a két nap maximális hőmérsékleteinek arányában.

Csapadékos napon, ha a léghőmérséklet napi változása az átlagos menetet követte, a délutáni keveredési rétegvastagság (H_{\max}) értékét 300–600 m között állapítottuk meg a maximális hőmérséklet (T_{\max}) függvényében. A napi menetet lineáris interpolációval határoztuk meg. Ha a hőmérséklet a nap folyamán állandó volt vagy kissé csökkent, a rétegvastagságot állandónak vettük.

A keveredési réteg éjszakai abszolút minimális vastagságának Pécs város esetében 30 métert választottunk.

2.2 *A turbulens szóródás mértéke*

A légkörbe került nyomanyagok hígulása jelentős mértékben függ a hőmérsékleti rétegződéstől. Labilis rétegződés esetén a turbulens mozgás energiája maximális, ennek következtében a légkörben intenzív horizontális és vertikális irányú keverő mozgás lép fel. Stabilis rétegződés esetén a turbulens mozgás energiája minimális, ennek következtében a kicserélődés horizontális irányban gyenge, vertikális irányban közel zérus (Neuberger 1956).



4. ábra: A stabilitási paraméter gyakorisági eloszlása

A fentiek alapján a légkör hőmérsékleti rétegződése kapcsolatba hozható a turbulens szóródás mértékével. A gyakorlati alkalmazás szempontjából a légkörben előforduló hőmérsékleti gradienseket 7 kategóriába soroltuk (Szepesi 1967) és stabilitási paraméternek neveztük. A kategóriák határait a 4. ábra szemlélteti. A stabilitási paraméter gyakorisági eloszlásainak vizsgálata után bemutattuk a turbulens szóródási tényező meghatározásának metodikáját a stabilitási paraméter és a távolság függvényében.

2.2.1 Stabilitási paraméter. A stabilitási paraméter a levegőtér fogat átlagos hőmérsékleti rétegződésének jellemszáma. Mivel a különböző típusba tartozó források füstfáklója eltérő vastagságú légrétegben terjed, a stabilitási paraméter megállapításánál figyelembe kell venni a forrás típusát is.

Város feletti légtér stabilitási viszonyainak tér- és időbeli változását akkor lehetne részletesen megismerni, ha a város több pontjáról 300—400 méter magas tornyokon végzett mérések adatai állnának rendelkezésre. Az ilyen típusú méréseket legjobban egy közeli, néhány száz méter magas hegyen végzett vizsgálatok eredményei helyettesíthetők (*Szentiványi* 1968). Az ilyen típusú ún. orografikus mérések adatai azonban bizonyos mértékben a talajfelszín hatását is tükrözik, különösen gyenge áramlási helyzetekben.

Jelen vizsgálatunknál lehetőségünk nyílt arra, hogy a közeli Mecsek hegység oldalában, a különböző magasságokban léghőmérséklet-méréseket végeztessünk (*II. táblázat*).

II. TÁBLÁZAT
Mérőállomások a Mecsek hegység déli oldalán

Állomás	Tszfm [m]	Δz [m]	Mérési periódus
5. Kertváros	125	0	73 aug. – 74 nov.
2. Szanatórium	360	235	74 jan. – 74 nov.
3. Misina-tető	534	409	73 aug. – 74 júl.
4. Tv-torony	616	491	73 okt. – 74 nov.

A négy állomáson regisztrált óránkénti léghőmérsékleti adatok analízise alapján állapítottuk meg, mely réteg hőmérsékleti gradiensei jellemzik legjobban a magas forrás diszperziós viszonyait. E célból összevetettük a 235 m, 409 m és 491 m vastag légrétegek egy téli és egy nyári hónapra vonatkozó hőmérsékleti gradiens értékeit, melyeket a *III. táblázat* szemléltet.

A táblázat alapján megállapítottuk, hogy januárban a 409 m vastag légréteg gradiensei általában nagyobbak a 235 m vastag réteg értékeinél, tehát a vastagabb légréteg labilisabb. Júniusban fordított helyzet áll elő. A 235 m vastag légréteg gradiensei, melyek a Kertváros és a Szanatórium állomásokon mért adatok alapján lettek megállapítva, tükrözik legjobban a talajfelszín befolyásoló hatását. A 235 m-es magasságkülönbséghez tartozó hőmérsékleti gradiensek ezért nem alkalmasak a szabadlégköri viszonyok jellemzésére.

A 409 m és a 491 m vastag légréteg hőmérsékleti gradienseinek összehasonlítása azt mutatta, hogy a vastagabb légréteg januárban stabilisabb, míg júniusban általában éjszaka stabilisabb, nappal pedig labilisabb. Az eltérés azonban az esetek nagy részében nem terjed túl az egyes stabilitási kategóriák határain.

A hőmérsékleti gradiensek vizsgálata arra az eredményre vezetett, hogy általában a 409 m vastagságú légréteg a leglabilisabb, felette pedig gyakran fordul elő emelt szintű inverzió. Mivel városok felett a hőmérsékleti rétegződés többnyire gyengén, illetve közepesen labilis, valamint az emelt szintű inverzió gyakorisága nagy, így az orografikus gradiensek közül a 409 m vastag légréteg hőmérsékleti gradienseit tekintettük a magas forrás diszperziós viszonyainak reprezentálása szempontjából a legmegfelelőbbnek.

A fentiekben részletezett gradiensértékek alapján a *4. ábrán* szereplő kategóriahatárok figyelembevételével a vizsgált egy évi időszakra megállapítottuk a magas forrás diszperziós viszonyainak jellemzésére legalkalmasabb réteg stabilitási paraméterének 2 óránkénti értékeit.

A kétóránkénti orografikus hőmérsékleti gradiens értékeket a továbbiakban a következő szempontból értékeltük. Összevetettük Budapesten a szabad légkörben, azonos időszakban, illetve korábbi 5 évben végzett hőmérsékleti gradiens mérések eredményeivel, majd az egyes stabilitási kategóriák relatív gyakoriságát állapítottuk meg.

A vizsgált évben (1973. december – 1974. november) Pécsen és Budapesten, illetve korábbi 5 évben (1959 – 1963) Budapesten (Szepesti 1964) végzett hőmérsékleti gradiens mérések adatainak összehasonlítása (4. ábra) világosan mutatja, hogy legnagyobb gyakorisággal a 6. kategória (normális légrétegződés) lépett fel. Ezt követi az 5. kategória (pozitív izoterm légrétegződés), majd közel azonos előfordulási számmal a 7. és a 4. kategória (labilis és negatív izoterm légrétegződés). A stabilis helyzeteket jellemző kategóriák (1., 2., 3. kategória) kis számban fordultak elő a vizsgált évben, mely más részről azt jelenti, hogy az időszakban a hőmérsékleti rétegződés az átlagnál labilisabb volt. Magas forrás diszperziója szempontjából mértékadó stabilitási viszonyok

III. TÁBLÁZAT

Az orografikus hőmérsékleti gradiens óránkénti középértékei [C°/100 m] januárban és júniusban, a különböző Δz vastagságú légrétegekben a Mecsek hegység délnyugati lejtőjén

Δz [m]	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 ^h
Január												
235	0,24	0,21	0,22	0,27	0,33	0,35	0,35	0,24	0,06	-0,02	0,02	0,18
409	0,39	0,40	0,41	0,39	0,41	0,38	0,37	0,35	0,35	0,34	0,42	0,50
491	0,15	0,12	0,12	0,11	0,10	0,09	0,10	0,09	0,07	0,11	0,27	0,42
Június												
235	0,30	0,31	0,27	0,12	0,21	0,39	0,64	0,83	0,86	0,84	0,82	0,99
409	0,14	0,15	0,14	0,09	0,16	0,40	0,61	0,81	0,94	1,04	1,01	1,04
491	0,03	0,01	-0,06	-0,11	0,01	0,24	0,53	0,80	1,04	1,12	1,22	1,27
Január												
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 ^h
235	0,36	0,42	0,54	0,64	0,65	0,51	0,35	0,26	0,22	0,16	0,29	0,29
409	0,53	0,59	0,59	0,59	0,56	0,48	0,42	0,39	0,36	0,31	0,36	0,35
491	0,50	0,54	0,51	0,47	0,39	0,28	0,23	0,21	0,17	0,13	0,13	0,11
Június												
235	0,98	0,95	1,22	1,32	1,56	1,61	1,37	1,32	1,02	0,76	0,51	0,39
409	1,10	1,09	1,09	1,16	1,04	0,91	0,89	0,72	0,54	0,41	0,31	0,20
491	1,25	1,25	1,27	1,30	1,17	1,07	0,76	0,58	0,37	0,25	0,12	0,08

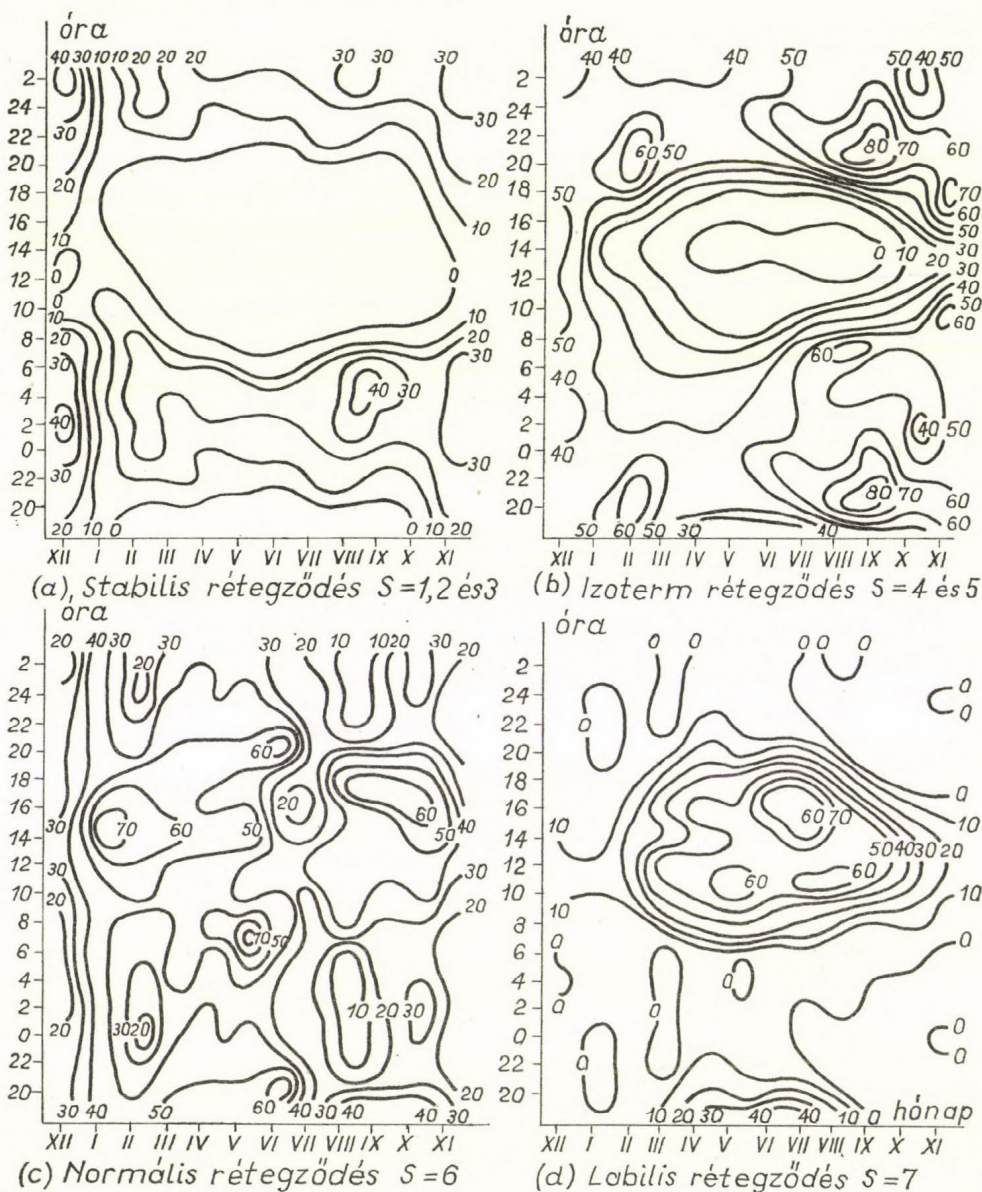
további vizsgálatát úgy végeztük, hogy a hét kategóriát stabilis (1, 2 és 3), izoterm (4 és 5), normális (6) és labilis (7) csoportokba osztottuk, majd megállapítottuk az egyes csoportok előfordulásának relatív gyakoriságát. A nyert eredményt izoplethanalízissel az 5. ábra szemlélteti.

Az 5a ábra szerint a stabilis légrétegződés az év folyamán leggyakrabban decemberben, továbbá augusztus és szeptemberben fordul elő, 2 és 6 óra között. Maximális gyakorisága 40 százalék. December és január kivételével a nappali időszakban stabilis rétegződés nem volt.

Az izoterm rétegződés (5b ábra) előfordulásának maximuma augusztus és október hónapokban 20 óra és 02 óra között volt, minimális gyakorisággal 11 és 17 óra között az április – augusztus közötti időszakban fordult elő.

A normális rétegződés gyakoriságának napi és évi megoszlása viszonylag egyenletes (5c ábra). 70 százalékos relatív gyakorisággal fordul elő januárban 14 órakor, illetve májusban 6 órakor.

A labilis rétegződés relatív gyakorisága jól kifejezett napi és évi menetet mutat. A gyakoriság maximuma februártól októberig 7 és 21 óra közé esett. A többi hónapokban labilis rétegződés csak elhanyagolható gyakorisággal fordult elő.



5. ábra: A légrétegződés relatív gyakoriságának izopletái [%] Pécssett

2.2.2 *A turbulens szóródás koefficiense.* A hígulásnak a transzmissziós modellekben való kvantitatív figyelembevételére a turbulens szóródás koefficiense szolgál. A hígulási viszonyok ily módon való figyelembevétele azon a korábban számos kutató által igazolt feltevésen alapszik, mely szerint a füstfáklyában a szennyező anyag koncentrációja a szélre merőleges horizontális és vertikális irányokban Gauss-féle binormális eloszlás szerint változik. Ezért a füstfáklya szélre merőleges horizontális és vertikális kiterjedése, vagyis a tur-

IV. TÁBLÁZAT

A turbulens szóródás tényezői a stabilitási paraméter függvényében

Turbulens szóródás tényezői	Stabilitási paraméter (S)						
	1	2	3	4	5	6	7
a	0,074	0,093	0,111	0,131	0,138	0,171	0,296
b	0,890	0,888	0,888	0,885	0,893	0,897	0,895
c	0,234	0,280	0,318	0,296	0,289	0,203	0,001
d	0,588	0,603	0,613	0,648	0,672	0,788	1,675

bulens szóródás mértéke a normál eloszlás σ_y és σ_z szórás értékei segítségével határozható meg. A turbulens szóródásnak a stabilitási paramétertől és a szél alatti távolságtól függő értékei magas pontforrásra a következő összefüggéssel adhatók meg:

$$\sigma_y(S, X) = ax^b, \quad \sigma_z(S, x) = cx^d$$

10 km-nél kisebb távolságokra az a , b , c , d tényezők értékeit *Feketéné Nárai Katalin* határozta meg 1976-ban (kézirat). E tényezők megállapítása a 2.2.1. pontban leírt és a *Pasquill*-féle stabilitási kategóriák kvalitatív megfeleltetésén, ill. az így nyert görbesereg numerikus közelítésén alapul (IV. táblázat).

Területi forrásokból kibocsátott szennyezőanyagok terjedése, szóródása általában a keveredési rétegben megy végbe. Mivel ebben a rétegben már definíciójából következően is állandó kicserélő mozgások uralkodnak, hőmérsékleti rétegződése közel adiabatikusnak tekinthető. A fentiek alapján megállapítható, hogy városi területi forrásra jellemző hígulási viszonyokat legjobban úgy közelíthetjük, ha a keveredési rétegben a stabilitási paramétert nappal $S=6$ -nak, éjjel $S=5$ -nek vesszük.

Sűrűn elhelyezkedő nagyszámú szennyező forrás, azaz feltehetően homogén emissziósűrűség esetén, a horizontális síkban a szélre merőleges irányban történő hígulás elhanyagolható.

Területi forrásból származó szennyező anyagok vertikális irányú hígulása két komponensből tevődik össze. A stabilitási viszonyoktól függő mezoléptékű szóródás mellett jelentős hatást gyakorol a területi forrás geometriai karakterisztikáitól függő σ_{z0} (m) kezdeti szóródási tényező. A területi forrás σ_{yt} és σ_{zt} turbulens szóródási koefficienseit *Szepesi* (1972) a légszennyező objektum geometriai méretétől függő σ_{y0} és σ_{z0} kezdeti szóródási tényező és a pontforrásra adott σ_y és σ_z szóródási paraméter alábbiakban bemutatott négyzetes összegeként definiálta:

$$\sigma_{yt} = (\sigma_{y0}^2 + a^2 x^{2b})^{1/2}, \quad \sigma_{zt} = (\sigma_{z0}^2 + c^2 x^{2d})^{1/2}.$$

2.3 Áramlási mező

A városok feletti 3 dimenziós szélmező diffúzióklimatológiai vizsgálatát célszerű elkülönítve végezni a területi forrásból, illetve a magas forrásból származó szennyező anyagok eltérő tulajdonságú terjedése szempontjából.

2.3.1 Területi forrásra jellemző áramlási mező. A területi forrásokból származó légszennyező anyagok a kibocsátást követően az alsó néhány dekaméter, illetve hektométer vastagságú légrétegben terjednek. Ezen réteg áramlási viszonyait a makroméretű légköri hatások mellett a közeli domborzat, a rendszeresen kialakuló hősziget és a város topográfiája jelentős mértékben befolyásolja. A fenti tényezők hatására kialakuló talajközeli szélmező tér- és időbeli változékonysága nagymértékű. A városi légszennyeződést szimuláló meteorológiai modellekben a talajközeli szélmező figyelembevételének egyik reális lehetősége az analógia módszer alkalmazása.

A keveredési réteg áramlási mezejének leírása analógia módszerrel a következőképpen történt. A város 6 pontján 1 éven keresztül regisztrált talajközeli szélirány és szélesség adatokat térképre vittük, és a domborzat hatásának figyelembevételével áramvonalak segítségével analizáltuk. Az analizált szélmezőket 29 típusba osztottuk. Az egyes típusok jellemzőit, téli és nyári félévi, illetve évi előfordulásuk gyakoriságát az *V. táblázat* szemlélteti. A meg-

V. TÁBLÁZAT

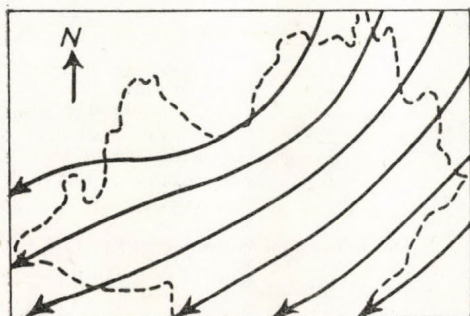
A széltípusok relatív gyakorisága [%]

Szél-típus	Jellegzetes áramlás	Széliránymódosulás a város területén	Téli félév	Nyári félév	Év
1	N	N - NNE	1,4	1,5	1,5
2	N	NNW - NE	1,9	3,6	2,8
3	N	N - NNE	1,8	2,6	2,2
4	NE	NNE - NE	1,1	1,1	1,1
5	NE	NNE	2,4	2,2	2,3
6	NE	NE - ENE	12,8	9,9	11,3
7	NE	NNE - E	1,3	1,3	1,3
8	E	NE - E	6,9	3,3	5,1
9	E	ENE	10,1	4,3	7,2
10	E	E - ESE	3,2	0,6	1,9
11	SE	ESE - SE	1,6	1,6	1,6
12	E	ENE - SE	8,9	3,3	6,1
13	SE	ESE - SE	1,8	0,4	1,1
14	SE	SE - SSE	4,0	2,9	3,5
15	S	SSE - SSW	1,8	2,7	2,3
16	SW	SSW - SW	1,7	2,7	2,2
17	SW	SW - WSW	4,9	2,5	3,7
18	SW	SSW - SW	1,2	1,2	1,2
19	W	WSW - W	5,3	5,3	5,3
20	W	WSW - WNW	0,9	1,0	0,9
21	W	WSW - NW	4,9	8,9	6,9
22	NW	NW	1,0	1,1	1,1
23	NW	WNW - NNW	2,0	3,9	2,9
24	NW	NW - NNW	1,6	5,9	3,7
25	W	SW - W	2,0	1,5	1,7
26	N	NNW - N	2,0	6,3	4,1
27	NW	NNW	1,2	2,7	2,0
28	N	N	1,5	2,4	2,0
29	N	NNW - NNE	3,4	5,8	4,6
Nem tipizálható			5,4	7,5	6,4

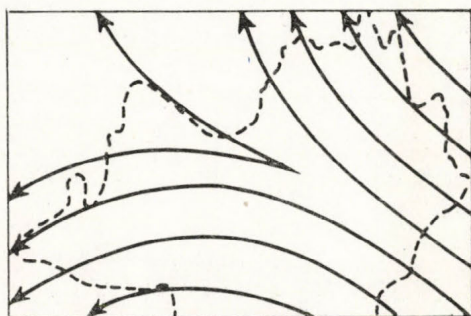
állapított 29 szélmezőtípus közül azokat, melyek a vizsgált évben legalább 5 százalék gyakorisággal fordultak elő, a 6. ábra mutatja be. A 6. ábra, illetve az V. táblázat alapján megállapítható, hogy a légáramlás iránya a város felett jelentős mértékben módosul, továbbá, hogy leggyakoribbak a keleties áramlással járó típusok, legritkábban pedig a délies áramlás fordult elő.

A talajközeli szélmező analógia módszerrel történő leírása során felvetődik a közelítés helyességének igazolása. Felvetődik ugyanis, hogy

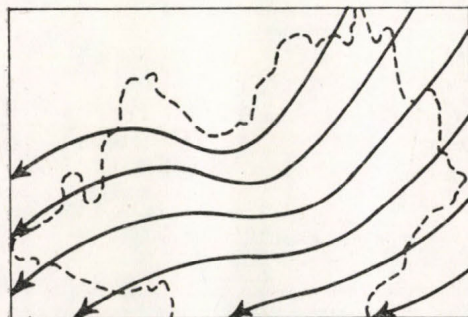
1. a vizsgált év szélviszonyai milyen mértékben reprezentálják a sokévi átlagos áramlási viszonyokat,



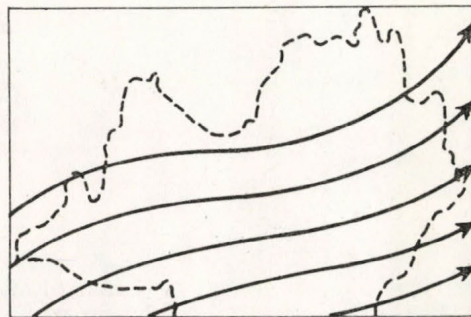
6. típus



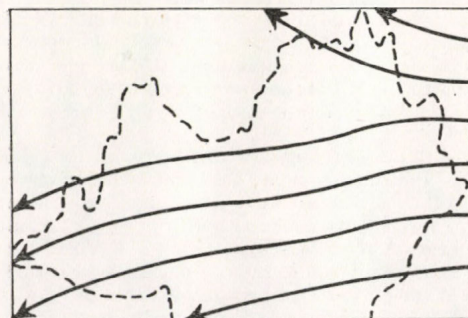
12. típus



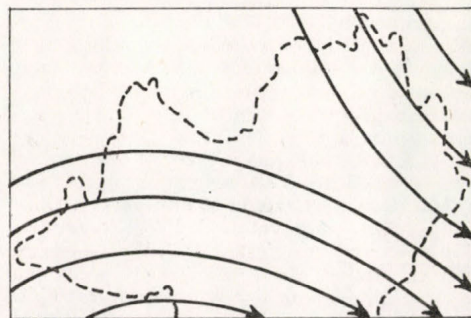
8. típus



19. típus



9. típus



21. típus

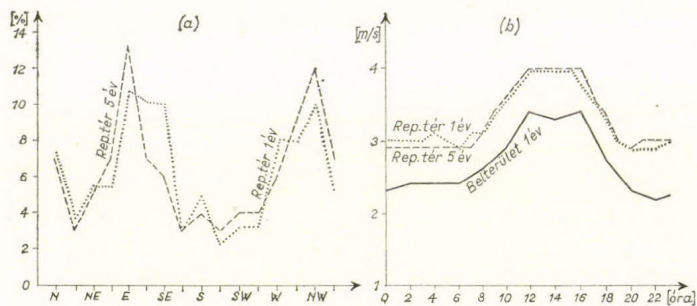
6. ábra: Szélmező típusok Pécs térségében

2. a város felett a légáramlás sebessége hogyan függ össze egy közeli szabad felállítású mérőhelyen — általában a repülőtéren — mért szélsébséggel, és

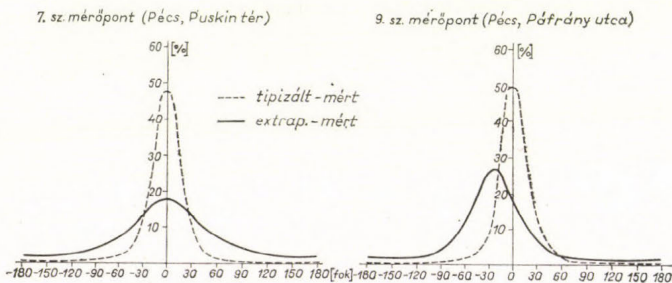
3. az analógia módszerrel meghatározott szélmezőtípus mennyivel jobban közelíti a város különböző részén mért tényleges légáramlást, a városhoz legközelebb eső szabad felállítású szélmérő adatainál.

Az alkalmazott közelítés helyességét a fenti szempontok szerint ellenőriztük, és az alábbi eredményekre jutottunk:

1. A vizsgált évben a szélirányok gyakorisági eloszlása a sokévi átlagértékekkel jó egyezést mutatott. Ezt a megállapítást igazolja a 7a ábra, ahol Pécs 1973. december



7. ábra: A szélirány gyakorisága a) és az átlagos szélsébséggé értékei b) Pécs térségében. (folyamatos: Pécs belterülete 1973. dec. — 1974. nov.; szaggatott: Pogány repülőtér 1959 — 1963; pontozott: Pogány repülőtér 1973. dec. — 1974. nov.)



8. ábra: A szélirány extrapolált, illetve analógias módszerrel megállapított értékeinek eltérése a mért értékektől

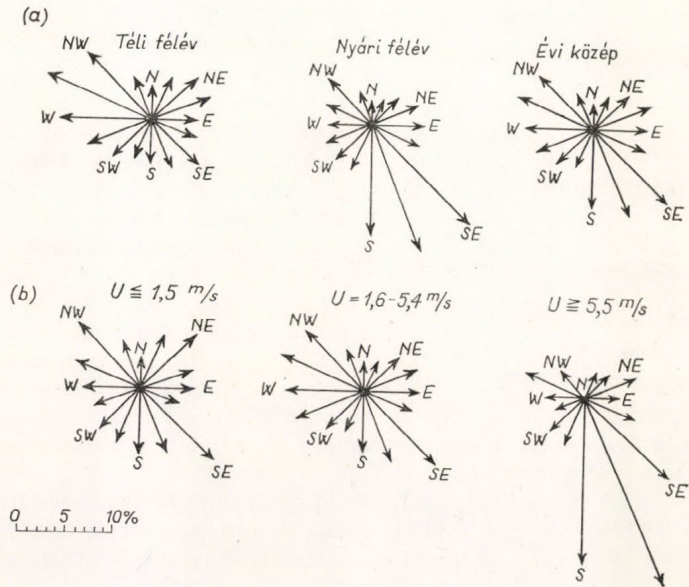
és 1974. november között mért szélirányait vetettük össze a sokévi (1959 — 63) átlagértékekkel. Kisebb eltérés tapasztalható az ESE, SE irányoknál, amelyek a vizsgált egyéves időszakban 3 — 4 százalékkal gyakoribbak voltak, viszont az E és NW irányok a vizsgált évben átlagosan 2 százalékkal ritkábban fordultak elő.

2. A város belterületén, illetve a Pécs Pogány repülőtéren mért szélsébségek összehasonlításából (7b ábra) kitűnt, hogy bár a szélsébség napi menete a város belterületén és a szabad elhelyezkedésű repülőtéren szintén párhuzamosan halad, a sebességértékek jelentős mértékben eltérnek. Az eltérés nagysága általában úgy jellemezhető, hogy a város belterületén (háztetők magasságában) a területi forrásokból származó szennyező anyagokat a repülőtéren uralkodó szél sebességénél átlagban 0,7 m/s-mal gyengébb légáramlás transzportálja.

3. Az analógia módszer közelítésének realitását azzal igazoljuk, hogy kimutatjuk, mennyivel kisebb eltérés van a tipizált és a mért szélmező között, összevetve ezt az extrapolált és a mért szélmező eltéréseivel. Ebből a célból a vizsgált év valamennyi 2 óránkénti időpontjára összevetettük Pécs Pogány repülőtéren, illetve a város belterületének 2 pontján mért szélirány értékeket, illetve ezek eltéréseit. A nyert eredményeket a 8. ábra szemlélteti. Pozitív eltérések vettük, amikor a Pécs belterületi állomásokon a Pogány repülőtérhez képest a szélirány az óramutató járásával megegyező irányban változott. A 8. ábra tanúsága szerint ha a szabad felállítású repülőtéri állomáson mért szélirányadatokat Pécs Puskin tér körzetére extrapolálnánk, akkor ez $\pm 22,5^\circ$ -nál nagyobb eltérést az esetek 51 százalékában, Pécs Páfrány utcára vonatkozóan az esetek 46 százalékában eredményezne. A Páfrány utca körzetére extrapolált szélirányok görbéjének (8b ábra) $22,5^\circ$ -os eltolódása világosan mutatja a Mecsek hegység áramlásmódosító hatását.

Az előző esetenél jóval kisebb eltérést, más szóval sokkal jobb egyezést nyertünk, ha a ténylegesen mért, illetve az analógiás módszerrel azonos pontokra megállapított szélirányértékeket vetettük össze. A 8. ábra tanúsága szerint az analóg szélmező a városban ténylegesen előfordult áramlási irányokat igen jól közelíti. Mindkét belterületi mérőállomásra vonatkozóan a tipizált, illetve a mért értékek 80 százaléka $\pm 22,5^\circ$ -os irányeltérésen belül maradt.

A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy a szélmező egy évi terepmérések adataiból analógiás módszerrel történő közelítése domborzat hatása alatt álló területre a térbelileg jelentős mértékben változó talajközeli légáramlást való-



9. ábra: Magas forrásból származó szennyezőanyagok különböző irányokba történő elszállítódásának relatív gyakorisága

sághűen írja le. Mivel az analóg széltípusok a légáramlás területi változását az egész városra megadják, alkalmas segédeszköznek bizonyulnak a városi légszennyeződés területi megoszlásának modellezésénél.

2.3.2 Magas forrásra jellemző áramlási mező. A planetáris határrétegben a szélviszonyok a magassággal jelentős mértékben változnak. A szél sebessége az esetek nagy részében felfelé növekszik, iránya az északi féltekén a magassággal jobbra fordul. A sebesség és irányváltozás elsősorban a talajfelszín domborzati és érdességi viszonyaitól, illetve a levegő hőmérsékleti rétegződésétől függ.

A fenti tényezőknek a magassági szél eloszlására gyakorolt hatását *Béll* (1954) vizsgálta. Pécs repülőtéren végzett 5 évi magassági szélmérés adatai alapján kimutatta, hogy a Mecsek hegység hatására a keleties irányú szelek előfordulási száma megnő. Ez a hatás 1500 m-ig jelentős.

Magas forrás füstfáklyájának terjedése szempontjából azon légréteg áramlási viszonyai jellemzők, mely rétegben a kibocsátott szennyező anyagok jelentős részének kezdeti transzportja, illetve diszperziója végbemegy. Figyelembe véve a vizsgált forrás füstfáklyájának átlagos effektív magasságát (*Nárai* 1974), az elszállítódás szempontjából a talaj feletti 250 m-es magasságban uralkodó szélviszonyokat tekintettük jellemzőnek.

Magasforrás szennyező hatásának részletes vizsgálatához a vizsgált év

minden egyes 2 órájára meghatároztuk a kibocsátási pont feletti 250 méteres magasságra a szél irányát és sebességét.

Ehhez a következő mérések adatai álltak rendelkezésre: talajközeli szélviszonyok 2 óránként, közeli hegycsúcsokon (Misina-, illetve Árpád-tető) mért szél két óránként, magassági szélmérés 7. számú állomáson 7, 13 és 19 órakor, 9. számú állomáson 1, 7, 13 és 19 órakor, a magas forrás füstfáklyájának észlelt iránya 9, 13, 15 és 18 órakor és 850 mb-os szint légáramlása 1 és 13 órakor.

A 250 méter magasban uralkodó szélviszonyok meghatározásánál első-sorban a szabad légkörben mért széladatokból és a füstfáklya észlelt terjedési irányából indultunk ki. A tér- és időbeli interpoláláshoz figyelembe vettük a fáklya magasságában a talajfelszín felett mért szélirányt és sebességet, valamint a különböző magasságokban (talajközelen és 1500 m-en) végzett szélméréseket. A mért adatokat 16 szélirány szerint, a következő 8 sebesség-kategóriára értékeltük ki: 0,0–0,2; 0,3–1,5; 1,6–3,3; 3,4–5,4; 5,5–7,9; 8,0–10,7; 10,8–13,8 és nagyobb mint 13,8 m/s.

Az ily módon meghatározott magassági széladatok statisztikai feldolgozásából nyert eredményeket a 9. ábra szemlélteti. Látható, hogy a füstfáklya elszállítódás irányának évi változása jelentős. A téli félévben leggyakrabban a WNW irányba, tehát Pécs sűrűn beépített területe felé szállítódnak a magas forrásokból kibocsátott szennyező anyagok, a nyári félévben SE irányba (9. ábra a része).

Megvizsgáltuk a 250 m magasban mért különböző erősségű szelek iránygyakorúságát is. Az 5,4 m/s-nál gyengébb légáramlás a füstfáklyát leggyakrabban a SE, NW és NE irányokba szállítja. Az 5,5 m/s-nál erősebb szelek a füstfáklyát az esetek jelentős részében SSE felé transzportálják. Mindhárom sebességkategóriában az észak felé transzportáló szelek fordultak elő legritkábban (9. ábra b része).

A magassági szélváltozás figyelembevételének fontosságát igazolja a következő vizsgálat. Összevetettük a magas forrás telephelyére a területi forrásra (talajközeli szélmező) és a magas forrásra (250 m magasban uralkodó szél) jellemző szélviszonyokat a vizsgált év 2 óránkénti adatai alapján. Azt találtuk, hogy az esetek 73,5 százalékában a szélirány a magassággal legalább 22,5°-ot változott. A szélfordulás maximális értéke 135° volt.

2.4 Fűtési foknap

Területi források adott időpontra vonatkozó kibocsátásának becsléséhez a belső terek fűtésigényének ismerete szükséges. A fűtésigényt a fűtési foknap értékkel szokták kifejezni (Szepesi, Kisberk 1976; Popovics 1967, kézirat).

Egy fűtési foknap vagy hőfokhíd értéken a környezeti léghőmérséklet átlagos napi értékének egy adott, küszöbhőmérsékletként elfogadott hőmérsékleti értéktől számított 1 fok eltérését értjük. Vizsgálatunk során a 20°/10°C küszöbértéket alkalmaztuk. A fűtési foknap értéke arányos a belső terek fűtésére felhasznált tüzelőanyag napi mennyiségével. Ily módon a tüzelőanyag-felhasználás mennyisége — amely a városi emisszió lényeges részét képezi — jó közelítéssel meghatározható a fűtési foknap ismeretében.

2.5 A szennyező anyagok légkörből való kikerülésének mértéke

A környezeti levegőbe bocsátott szennyező anyagok hosszabb-rövidebb idő után átalakulnak, illetve kikerülnek a légkörből száraz, illetve nedves ülepedés útján. A kikerülés mértéke meteorológiai tényezőktől (csapadék, lég-

nedvesség, léghőmérséklet és napsugárzás) és egyéb nyomgázok koncentrációitól függ, ezért a kikerülés mértékének diffúzióklimatológiai tárgyalása – első sorban a további kutatások során – indokoltá válik.

A kén-dioxid városi levegőkörnyezetben való átalakulását, illetve kifo-
gyását *Mészáros* (1977) vizsgálatai alapján 2 óra felezési idővel célszerű figye-
lembe venni.

3. Diffúzióklimatológiai adatkatalógus

A legalább 1 évi terepmérés során gyűjtött adatokat, illetve ezekből szár-
maztatott paramétereket célszerű diffúzióklimatológiai adatkatalógusba ren-
dezni. A katalógus célkitűzése kettős, egyrészt a városi szennyeződés meteoroló-
giai szimulálásának inputjaként szolgál, másrészt további, illetve utólagos vizs-
gálatokhoz biztosít könnyen kezelhető egyértelmű adatokat.

A fentiekben részletezett terepmérések adatai alapján az 1973. december
1-én 10 órától 1974. december 1-én 8 óráig terjedő időszakokra diffúzióklimato-
lógiai adatkatalógust készítettünk. A katalógus 2 óránkénti időpontokra a kö-
vetkező értékeket tartalmazza: sorszám, talajközeli szélesség, talajközeli
szélmező típusa, magas forrásra jellemző szélesség és -irány, fűtési foknap
értékétől függő emissziós tényező, állandó mértékű emisszió napi változását
figyelembe vevő tényező, a keveredési réteg vastagsága, területi forrásra jel-
lemző stabilitási paraméter és magas forrásra jellemző stabilitási paraméter.

4. Összefoglaló következtetések

a) A dolgozat a városi légszennyeződés szimulálásánál felhasználásra kerülő
diffúzióklimatológiai tényezőket tárgyalja. Olyan klimatológiai modell transz-
missziós input adatait részletezi, amely domborzat áramlásmódosító hatása
alatt álló területekre alkalmazható, és segítségével könnyen becsülhető az
alternatív emisszió csökkentési stratégiák levegőminőségre gyakorolt hatása.

A transzmissziós modell bemutatására a cikksorozat következő, befejező
részében kerül sor.

b) A szélmező egy évi terepmérések adataiból analógiás módszerrel történő
közelítése – domborzat hatása alatt álló területekre – a térbelileg jelentős
mértékben változó talajközeli légáramlást valósághűen írja le.

c) Városokban az áramlási viszonyok felmérésére alacsony ($< 0,5$ m/s)
indulási sebességű szélmérők javasolandók.

d) Magas forrás füstfáklójának terjedését és diszperzióját azon légréteg
transzmissziós viszonyai jellemzik, mely rétegben a kibocsátott szennyező-
anyagok jelentős részének elszállítódása, illetve hígulása végbemegy (adott
esetben $z = 400$ m).

e) Városi területi forrásokra jellemző hígulási viszonyokat legjobban úgy
írhatjuk le, ha a keveredési rétegben a stabilitási paramétert nappal $S = 6$,
éjjel $S = 5$ értékkel vesszük számításba.

IRODALOM

- Béll, B.* (1954): A troposzféra éghajlata Magyarország fölött. Akadémiai Kiadó, Budapest.
Hilst, G. R. (1970): An air pollution model for Connecticut. Proceedings the IBM Scientific
Computing Symposium on water and air resources management. Yorktown Heights, N.Y.
251 – 274.
Holzworth, G. C. (1962): Estimates of mean maximum mixing depths in the Contiguous United
States. Monthly Weather Rev., 92, 5, 235 – 242.

- Ludwig, F. L. (1970): Determination of mixing depths for use with synoptic model. Proceedings of Symposium on multiple-source urban diffusion models. APCO Publ. No. AP-86.
- Mészáros, E.—Moore, D.J.—Lodge, J.P. (1977): Sulfur dioxide-sulfate relationship in Budapest. Atmospheric Environment, 11 (Inpress)
- Nárai K. (1974): Az effektív kéménymagasság meghatározása. Időjárás, 78, 4. sz. 240–246.
- Popovics, M.—Szepesi, D. (1971): Diffusion climatological investigations in Hungary. Proceeding of the Second International Clean Air Congress. Academic Press, New York and London 1073–1076.
- Probáld, F. (1974): Budapest városklímája. Akadémiai Kiadó, Budapest, 39.
- Summers, P. W. (1966): The seasonal, weekly, and daily cycles of atmospheric smoke content in Central Montreal. Journal of Air Poll. Contr. Assoc., 16, 8, 432–438.
- Neuberger, H.—Panofsky, H.—Sekera, Z. (1956): Air pollution handbook. New York, McGraw-Hill, 61.
- Szentiványi, M. (1968): A hőmérsékleti gradiens vizsgálata a Mecsek hegység déli lejtőjén. Dunántúli Tudományos Gyűjtemény 82, Series Geographica 36. Budapest.
- Szepesi, D. (1964): Influence of the temperature gradient in the lowest 300 m air layer on the dispersion of pollutants of industrial origin. Időjárás, 68, 1. sz., 10–17.
- Szepesi, D. (1967): Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon. Az Országos Meteorológiai Intézet Hivatalos Kiadványai, XXXII. kötet. Budapest.
- Szepesi, D. (1973): Generalized model for area sources. VDI Berichte, Nr. 200, 123–127.
- Szepesi, D.—Kisberk, I. (1976): A városi légszennyeződés meteorológiai szimulálása 1. rész: Légszennyező anyagok városi méretű emissziókatasztere. Időjárás, 80., 1976, 4. sz. 189–201.
-

IDÓJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 3. szám. 1977. máj. – jún.
Journal of the Meteorological Service. Vol. 81. No 3 May – June 1977 Budapest

Klimatologie der Grenzschicht in Polen

WIERZBICKI, Z. und BARTKOWSKI, Z., *Warszawa*

A határréteg klimatológiája Lengyelországban. A szerzők a lengyelországi pilotmérő hálózat 20 állomásának öt évi (1956–1960) mérési adataira alapján a következő paramétereket határozták meg: 1. a szélprofil egyenlet k exponensét az alsó 300 m vastag légrétegben, 2. a sűrűláda réteg vastagságát és 3. az átlagos turbulencia koefficiensét. A kapott eredményeket mindhárom paraméterre külön-külön térképeken ábrázolták, amelyeken felismerhető, hogy a különböző földfelszíni alakulatok, elsősorban a hegységek hogyan hatnak a paraméterek alakulására. Az eredmények számos alkalmazott meteorológiai feladat megoldásához segítséget nyújthatnak.

✱

Климатология пограничного слоя в Польше. По ряду данных 20 шаропилотных станций Польши за пять лет (1956—1960 гг.) были определены следующие параметры: 1) показатель k уравнения профиля ветра для нижнего слоя атмосферы толщиной 300 м; 2) толщина слоя трения и 3) средний коэффициент турбулентности. Полученные результаты были представлены для каждого из трех параметров по отдельности, в виде карт, на которых выявляется влияние различных форм рельефа, в частности гор, на поведение этих параметров. Результаты оказываются полезными для решения ряда задач прикладной метеорологии.

✱

1. Die Struktur der Grenzschicht

Die Atmosphäre, wie jede Flüssigkeit, ist schichtweise gebildet. Mit der Hilfe von verschiedenen dynamischen Kriterien, lässt man daraus einige Schichten ausscheiden. Für den Mensch ist die wichtigste diese, in welcher er lebt, das ist die Grenzschicht, die unmittelbar an die Erdoberfläche haftet an. Sie dehnt sich bis zu den Höhen über einer Kilometer über der Erdoberfläche aus, und ist derjenige Teil der Atmosphäre, in welchem die Einflüsse der Bodenreibung sich bemerkbar machen. Als seine obere Grenze kann man dieses Niveau annehmen, an welchem die Reibung zu wirken aufhört, also auf welchem der Wind geostrophisch wird.

Physikalisch kontrolliert Sie die grundsätzlich in der Wärmestrom und die Dissipation der kinetischen Energie in der unteren Atmosphäre. In den physikalischen Prozessen, die hier erscheinen wird die Hauptrolle durch die Felder des Windes, der Temperatur und der turbulenten Mischung, die den Fluss der Eigenschaften der Materie hervorruft gespielt. Im folgendem werden die Kennwerte der Grenzschicht, welche ihre wichtigsten Eigenschaften charakterisieren, bestimmt.

Die Änderungen der meteorologischen Felder sind durch die Einwirkung von solchen äusseren Faktoren wie die Strahlung, horizontaler Druckgradient, der Austausch von verschiedenen Eigenschaften zwischen der Grenzschicht

von der einen Seite, und der freien Atmosphäre von der anderen Seite, verursacht. Für die quantitative Analyse der Ereignisse in der Schicht soll man die Gesamtheit aller solchen Veränderungen berücksichtigen, was in der Aufstellung und Lösung des Systems der Differentialgleichungen, die den hier stattfindenden Prozessen entsprechen und sie darstellen, widerspiegelt wird.

Die *Abb. 1* stellt das einfachste Modell der Struktur der Grenzschicht dar. Eine turbulente Luftsäule wird über der darunterliegenden Erdoberfläche mit bestimmten physikalischen Charakteristiken verschoben. Wir schreiben ihr die Höhe H (Höhe der Grenzschicht) und die Windgeschwindigkeit G bei der Temperatur T_H auf diesem Niveau zu.

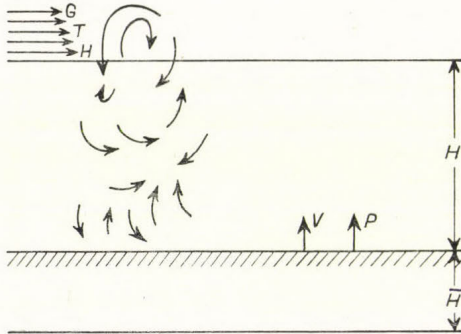


Abb. 1. Die Struktur der Reibungsschicht.

Auf der wirksamen Oberfläche finden folgende Erscheinungen statt: Infolge des Wärmeaustausches durch die Strahlung wird die Strahlungsbilanz r festgestellt und die Wärme (P) und Wasserdampf (V) Flüsse werden durch folgende Gleichungen bestimmt:

$$P = -k \rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) \quad (1.1)$$

$$V = -k \rho \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.2)$$

wobei k Turbulenzkoeffizient, ρ Luftdichte, q die spezifische Feuchtigkeit, T Lufttemperatur, c_p spezifische Wärme bei konstantem Druck, γ_a adiabatischer Temperaturgradient.

In der Schicht von der Mächtigkeit H bilden sich infolge der Gegenwirkung der Grundoberfläche bestimmte vertikale Profile der Feuchte, Temperatur und des Windes aus. Die Temperatur, von dem Anfangswerte T_0 an der Grundoberfläche ausgehend, entweder vermindert sich (bei positiver Strahlungsbilanz an ihr) oder nimmt anfangs zu, um wieder sich zu vermindern (bei negativen Strahlungsbilanz). Der Wind im allgemeinen wächst vom Nominalwerte 0 an der Grundoberfläche bis zum Werte des geostrophischen Windes G in der freien Atmosphäre, unter Rechtsdrehung der Windrichtung.

Die Wärme, durch die Strahlung erzeugt, dringt in den Boden bis zur gewissen Tiefe H infolge der molekulären Leitfähigkeit ein. Die Struktur der Grenzschicht wird durch das Zusammenwirken von allen diesen Größen beeinflusst.

Dynamisch überwiegen in der Schicht bis zur Höhe von der Ordnung 100 Meter über dem Boden die Einflüsse des unmittelbaren Kontaktes mit der darunterliegenden Erdoberfläche. Die *Corioliskraft* scheint hier eine geringe

Grösse zu sein (kleine Windgeschwindigkeiten), und der Luftdruckgradient der die Luftbewegung beeinflusst, kann der wichtigste Faktor sein.

Höher tritt die Schicht, in der die Reibung zum Ausdruck kommt auf. Diese Einwirkung schwächt sich stufenweise so weit ab, bis endlich, in der freien Atmosphäre, die Luftbewegung reibungslos wird. Der Durchgang des Bodennahen Windes in den geostrophischen, in der freien Atmosphäre wehenden, Wind erfolgt meistens sprungweise, entweder in der Richtung oder im absoluten Betrag, und bietet ein Kriterium für die Bestimmung der Höhe der Grenzschicht.

Wie daraus ersichtlich ist die Grenzschicht durch ein Komplex der Erscheinungen charakterisiert, und als Ergebnis der Zusammenwirkung einer grossen Verschiedenheit der meteorologischen Elemente zu betrachten ist. Ausserdem fehlen auch die unentbehrlichen Beobachtungen von allen Elementen. Deshalb beschlossen wir die Windbeobachtungen auszunützen, die einige, nicht allen, Kennwerte der Grenzschicht bestimmen lassen.

Als Material dienten die Ergebnisse der Pilot beobachtungen. Der Netz solcher Stationen ist ziemlich dicht in unserem Lande. Sie betreffen nur ein meteorologisches Element, das ist den Wind. Aber die Untersuchung nur eines Faktors im engeren Sinne ermöglicht es, die Struktur der Grenzschicht näher zu erkennen.

Infolge der lokalen Änderungen der Luftdichte, nich mit dem vorwiegenden Druckfeld verbunden, und durch die lokale Gestaltung der Erdoberfläche verursacht, entwickeln sich die lokalen Windänderungen. Ausserdem der Einfluss der Höhenzüge, infolge ihrer mechanischen Auswirkung, wird deutlich durch die Abweichungen in der Richtung, die Änderungen der Windgeschwindigkeit und Erzeugung der vertikalen Komponente des Windes. Diese Faktoren spiegeln sich in den Statistiken der Windgeschwindigkeit (2) Der Vergleich von zweien nicht zu sehr entfernten Stationen kann die Unterschiede der Veränderlichkeit des Windganges deutlich machen, deren Erklärung die Berücksichtigung der lokalen Einflüsse bedingt. Die Grössen, von der allgemeinen Zirkulation abhängig, sollten sich grundsätzlich ändern. Wegen der Schwierigkeiten, mit denen die analytischen Methoden der Untersuchung des Einflusses der Gestaltung der Erdoberfläche verbunden sind und zu den einfachen und in der Interpretation leichten Formeln führen nur in den Fällen der einfachsten Modelle, und so scheint die Ausnützung der statistischen Tabellen der kürzeste Weg zur Gewinnung der gesuchten Information zu sein.

Die moderne Bautechnik, und vor allem das industrielle Bauwesen, steigt in immer grössere höhen in der Atmosphäre. Zum Beispiel die hohen Schornsteine der Elektrizitätswerke zu Turosszóv, reichend bis zur Höhe von 265 m über dem Boden, und der Fernsehturm zu Gubin, rügt bis zur Höhe 640 m empor, um nicht die anderen Objekte der Fernsichttechnik zu erwähnen. Die meteorologische Information ist die Grundlage für den Entwurf, den Bau und den Betrieb dieser Konstruktionen. Das vorhandene Material wurde in zwei Richtungen ausgebeutet: 1. zur Bestimmung der Kennwerte der Grenzschicht 2. zur Untersuchung der Struktur des Windes in der Grenzschicht.

2. Die Parameter der Dimensionsanalyse

Die Betrachtungen, auf der Dimensionsanalyse der Gleichungen der Hydrothermodynamik der Grenzschicht begründet, ermöglichen es sehr viele Daten, vor allem über die Grössen ordnungen die in diesen Gleichungen vor kommen zu gewinnen, und ihren Einfluss auf die Erscheinungen durch diese

Gleichungen beschrieben, abzuschätzen. Infolge dieser Untersuchungen kommt man zu den einfacheren Gleichungen, das ist zu solchen, die keine komplizierte Integration bedingen.

Das *Ekman*sche Windmodell kann als ein Beispiel solcher Windmodellen, die die Änderungen des Windes mit der Höhe darstellen angeführt werden. Dieses Modell entspricht ziemlich gut den Eigenschaften des Windes in der Grenzschicht in diesem Sinne, dass in ihm die Windrichtung nach rechts dreht und die Windgeschwindigkeit steigt mit der Höhe. Die Ursache dieser Tatsache liegt darin, dass der Turbulenzkoeffizient immer eine positive Grösse bleibt trotz der Schwankungen seines Wertes. Ausserdem erfüllen die Lösungen der Differentialgleichungen exakte Grenzbedingungen, so dass die Benützung eines solchen Modells nicht zu den Diskrepanzen zu den Beobachtungen führt, abhängig auch von den Bedingungen, die mit konkreten Aufgaben verknüpft sind.

In den nachstehenden Betrachtungen stützen wir uns auf die Ergebnisse der zitierten Literatur [5]. Um die dort dargestellten Gleichungen der Hydrothermodynamik der Grenzschicht zu analysieren, führten wir folgende Parameter ein, die in der *Tabelle I* dargestellt werden. Der Index „O“ neben den Buchstaben bedeutet, dass die gegebene Grösse nur an einige charakteristische Werte anknüpft.

Nebst den oben genannten treten hier auch folgende neue Bezeichnungen auf: L_0 charakteristische horizontale lineare Dimension, H_0 charakteristische vertikale lineare Dimension, u_0 charakteristische horizontale Geschwindigkeit, t_0 charakteristischer Zeitabstand, $\omega_z = \omega \sin\varphi$; ω Rotationsgeschwindigkeit der Erde, φ geographische Breite des Ortes, g Erdbeschleunigung, τ_0 Schubspannung, Θ potentielle Temperatur.

Wenn man die charakteristischen Werte für eine bestimmte Umgebung kennt, kann man die oben dargestellte dimensionslose Parameter einführen, und daraus den Gang der Erscheinungen abschätzen. Nach der zitierten Literatur, kann man hier einige charakteristische Werte angeben [5], (*Tabelle II*).

TABELLE I

Bedeutung	Andere Darstellung	Bestimmung
$\alpha_1 = \frac{l_0}{\mu_0 t_0}$	—	—
$\alpha_1 = \frac{\mu_0}{l_0 2 \omega z}$	$\frac{U_0^2}{l_0}$; $2\omega_z \mu_0$	Das Verhältnis der gesamten Beschleunigung zur Coriolisbeschleunigung
$\beta_t = \frac{\mu_0 H_0 \Theta_0}{(P_0 / \rho_0 c_p) l_0}$	$\frac{\Theta_0 \mu_0}{l}$; $P_0 / H_0 \rho_0 c_p$	Das Verhältnis der gesamten Änderung der Temperatur des sich bewegendes Luftteilchens zur Temperaturänderung durch turbulenten Wärmefluss hervorgerufen
$\alpha_r = \frac{\tau_0}{2\omega_z H_0 \rho_0 \mu_0}$	—	—
$\beta_r = \tau_0 / P_0$	—	—

TABELLE II.

	L_0	H_0	t_0	μ_0	Θ	ρ	$2\omega z$	τ_0	$\tau(\rho)$	P_0	P_0
Masstab	m	m	s	m/s	grad	gr/cm ³	s ⁻¹	gr/cm s ²	m ² /s ²	kal/cm ²	mb
Num. Wert.	$5 \cdot 10^5 - 10^6$	$5 \cdot 10^2$	$10^4 - 10^5$	8	2	$1,3 \cdot 10^{-3}$	10^{-4}	5	0,4	min 0,10	8

In der *Tab. II.* angegebenen Werte, die sich nicht viel von den Werten, die unter unseren Verhältnissen vorkommen unterscheiden, kann man nachstehende Abschätzungen angeben $\alpha_L, \alpha_t, \beta_t, < 10^{-1}$, im allgemeinen wird es sein $\alpha_L < 1, \alpha_t < 1, \beta_t < 1$.

Für die nachstehenden Betrachtungen sind die drei ersten Parameter von Bedeutung. Man schreibt ihnen die numerischen Werte zu nach dem Sinn der sie definierenden Gleichung. Der Parameter der horizontalen Homogenität α_t stellt den Beitrag der horizontalen Luftadvektion in Bezug auf die anderen ausseren Auswirkungen auf lokale Änderungen der betrachteten physikalischen Charakteristik, dar. Der Parameter β_t charakterisiert die Adiabaticität der Bewegung. Mit $\beta_t < 1$ die Strömungen in der Grenzschicht adiabatisch. Nach obigen Kriterien kann man die lokale Umgebung und seine physikalische Struktur kennzeichnen.

Die oben angegebenen Kriterien lassen es festzustellen, dass zu praktischen Zwecken man das in der Literatur [5] vorkommende einfachste Modell annehmen kann, auf die Annahme eines mittleren Turbulenzkoeffizienten für die ganze Schicht gestützt. Mit dieser Annahme scheint es ein Parameter zu sein, das sich verhältnissmassig einfach bestimmen lässt.

Die bestimmenden Differentialgleichungen werden auf eine dimensionslosen Gestalt reduziert, was sie sehr vereinfacht, aber die Notwendigkeit der Darstellung vieler Transformationen mit sich bringt. Deshalb gibt man nach [5] die fertigen Lösungen an, Sie erlitten nur einige Modifikationen, die sie in einer einfacheren Gestalt schreiben lassen.

Die Energetik der Turbulenz wird durch zwei Parameter bestimmt dynamisches Parameter G und thermisches Parameter N , auch Stratifikationsparameter genannt. Die Grösse G stellt die Geschwindigkeit des geostrophischen Windes dar, der Parameter N wird durch folgende Gleichung bestimmt.

$$N = - \frac{L_1}{L} \cdot P_n \cdot \frac{2 \bar{k}_n}{H_n} \quad (2.1)$$

Das Index „n“ bei einer Buchstabe bedeutet, dass die Wert des Parameters die dimensionslose Gestalt betrifft, und das Verhältnis $L_1:L$ sich durch die für die Umgebung charakteristisch betrachteten Werte darstellt $k = \text{Mittel von } k \text{ Werte}$.

Zur Bestimmung der Parameter der Grenzschicht wird folgende Gleichung angesetzt

$$V_* / G^2 = K \bar{k}_n \quad (2.2)$$

wo V_* dynamische Geschwindigkeit, $K = \text{Karmansche Konstante}$

$$\bar{k}_n = \frac{V \bar{k}_n}{K}$$

$$H_n = \sqrt{\frac{C_1^{2/3} H_n}{K}} \quad (2.3)$$

$$\bar{k}_n = \frac{2c_1^3}{mK} \cdot (1c_1 H) \quad (2.4)$$

$$H_n = \frac{2c_1^3}{K} \sqrt{\frac{c_1}{m} \cdot (1 + c_1 N)} \quad (2.5)$$

die Konstante $c_1 = 2,3$ und das Parameter m sind Zahlen, nach den für die Umgebung charakteristischen Werten bestimmt. Diese Grössen, sowie N , werden nicht in den nachstehenden Berechnungen bestimmt.

Aus den Betrachtungen welche die Turbulenz betreffen, kommt man zur Gleichung der Bilanz der kinetischen Energie der Fluktuationen. In diesen entsprechen die Glieder der

1. Steigerung der kinetischen Energie eine Raumeinheit in der Zeiteinheit infolge des dynamischen Austausches F_1
2. der Arbeit der Auftriebskraft (die Resultante der Archimedischen Kraft und der Schwerkraft) F_2
3. der Dissipation der Energie in Wärme infolge der Zähigkeit und der Diffusion der Energie F_3

Diese Grössen werden nach folgenden Gleichungen berechnet

$$F_1 = \sqrt{\frac{c_1^3}{m} (1 - c_1 N)} \quad (2.6)$$

$$F_2 = c_1 \cdot N \cdot F_1 \quad (2.7)$$

$$F_3 = \frac{c_1^3}{m} (1 + c_1 N) \quad (2.8)$$

Einige von diesen Grössen lassen sich aus den Windbeobachtungen ermitteln. Dafür benutzt man folgende Beziehungen

$$\frac{H_n}{\sqrt{2k_n}} = \frac{H\sqrt{10Z}}{\sqrt{k}} = c_1 \quad (2.9)$$

Wenn man eine von diesen Grössen, z. B. H , kennt, so kann man vermittels dieser Gleichung beispielweise k auch berechnen. Bedienend sich der anderen Beziehungen, kann man auch sonstige Kennwerte der Grenzschicht bestimmen.

Aus den aerologischen Windbeobachtungen lässt sich die Höhe der Grenzschicht als das Niveau an welchem die Windgeschwindigkeit sich aufhört zu ändern mit der Höhe oder die Windrichtung nicht weitere Änderungen erleidet. Die daraus gewonnenen Werte dienen zur Berechnung des mittleren Turbulenzkoeffizienten (Formel 2.9).

Das obige Modell ermöglicht auch die vertikale Friktionsgeschwindigkeit an der oberen Grenze der Schicht zu berechnen. Ein rechtwinkliges Koordinatensystem orientierten wir in solcher Weise, das die horizontale Achse längs der Windrichtung an der Erdoberfläche gerichtet ist, in [5] gibt man folgende Beziehung an

$$w_H = H \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \frac{G^2 \cdot F_1}{\sqrt{K} z} \quad (2.10)$$

w_H bedeutet hier die vertikale Geschwindigkeit, u_g und v_g sind die Komponenten des geostrophischen Windes längs der Achsen OX und OY des oben definierten Koordinatensystems. Die zweite Komponente dieser Formel drückt den Beitrag der inhomogenen horizontalen Turbulenz aus und kann aus den Windbeobachtungen bestimmt werden.

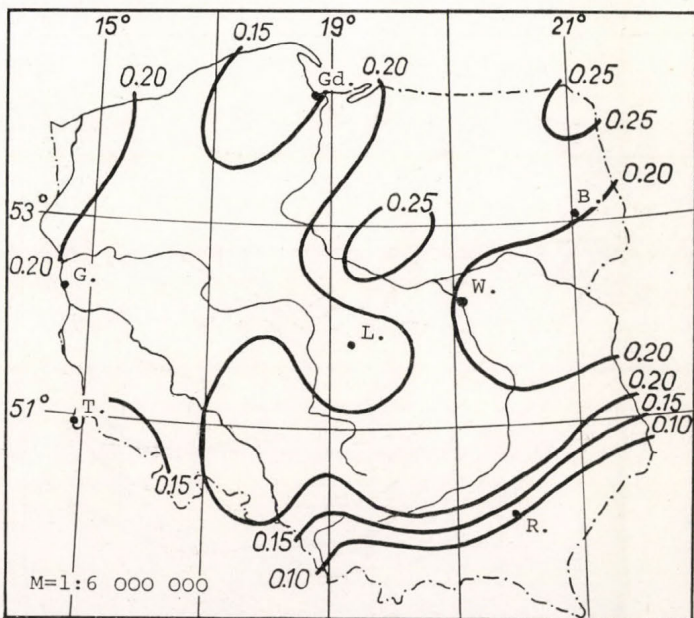


Abb. 2. Exponent „ k “.
Periode 1956 – 1960.

3. Die Verteilung der Windkoeffizienten über Polen

In einigen Berechnungen approximiert man das vertikale Windprofil bei eine Potenzformel von der Gestalt

$$u: u_1 = z^k : z_1^k \tag{3.1}$$

wo u und u_1 die Windgeschwindigkeiten in der Höhen z und z_1 , und „ k “ den Potenzexponent bezeichnen. Um die aerologischen Beobachtungen auszunützen nahm man für die Höhe z_1 das Niveau des Windmessers und für die Höhe z das Standardniveau 300 Meter an. Nach der Literatur ist diese Formel Gültig in Schichten bis zu 500 Meter Mächtigt.

Wir stellten keit die Karten der Verteilung des Exponentes „ k “ in Polen her. Sie betreffen die jährlichen Daten als repräsentativ für Polen (Abb. 2). Die Karten der Verteilung dieses Exponentes in Winter- und Sommerperioden sind in der angegebenen Literatur [2] zu finden. Sie charakterisieren die jährliche Veränderlichkeit dieses Faktors.

Die jährlichen Werte dieses Exponentes variiren zwischen den Grenzen von 0,10 – 0,15 in der Gegend von Suwalki bis zu 0,25 in Gebirgsgegenden, und auch 0,15 in Gdansk (die Gegend ist geschützt aus den westlichen Richtungen). Die polnische Tiefebene zeichnet sich durch verhältnismässig höhere Werte dieses Exponentes aus, was dadurch erklärt werden kann, dass der monotone Gang der Windänderung mit der Höhe am häufigsten in den Ebenen vor kommt

Dagegen in Gebirgen und in gewellten Gegenden erleidet diese Änderung störungen hinsichtlich der Richtungswirkung der Gebirgstäler und der Auswirkung der Orographie.

Im Winter schwanken die Werte von 0,12 – 0,13 bis zu 0,24 im Sommer von 0,10 bis zu 0,31. Im allgemeinen die jährliche Verteilung des Exponentes „ k “ scheint offenbar mit der Erdoberfläche gestaltung verbunden zu sein und diese Werte dürften als repräsentativ für gegebene Region angenommen werden.

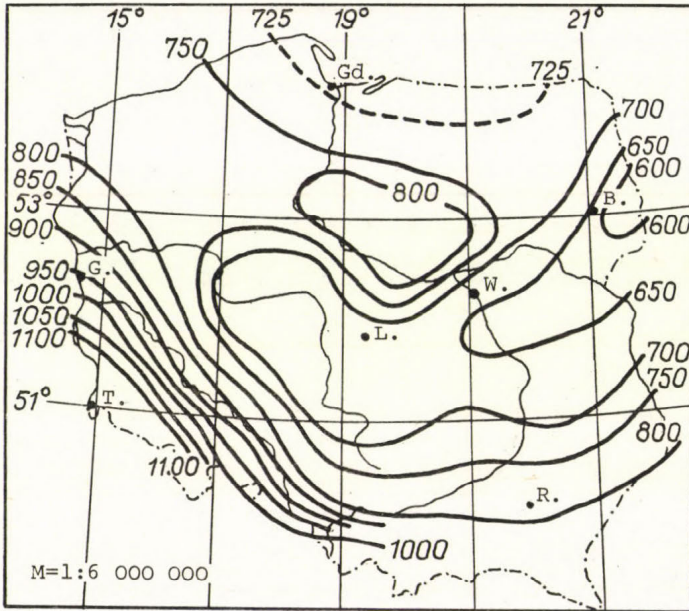


Abb. 3. Verteilung de Höhe der Reibungsschicht. Jahre 1956 – 1960.

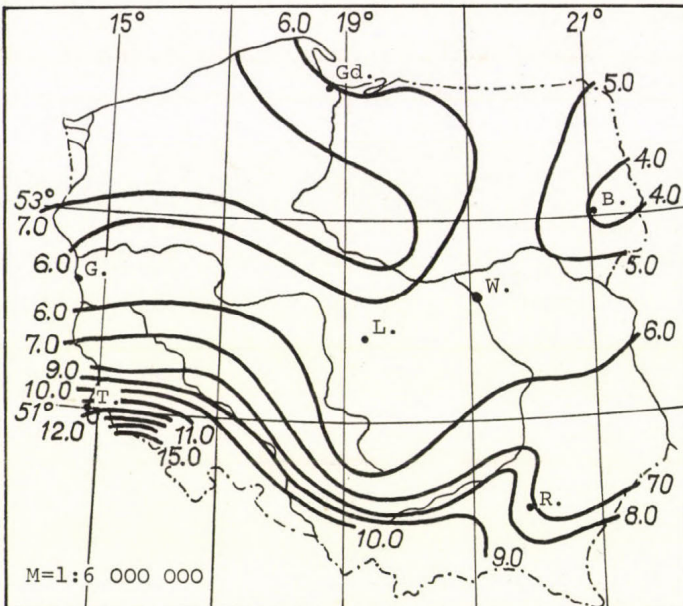


Abb. 4. Verteilung des Turbulenzkoeffizienten k [m²/s]. Jahre 1956 – 1960.

Die *Abb. 3.* stellt die Verteilung der Höhen der Grenzschicht für das Jahr dar. Im Norden betragen sie 700 Meter, in Gebirgen 1200 Meter. In der Tiefebene schwanken sie von 600 bis zu 800 m. In ähnlichen Grenzen hält sich ihre winterliche und sommerliche Veränderlichkeit. Im allgemeinen die Werte in den Gebirgen sind von der Ordnung 1000 – 1200 M und in der Regel höher als in den Ebenen.

In der *Abb. 4.* sind die Werte des Turbulenz koeffizientes angegeben. Im Jahres- und Saisondurchschnitt treten in den Gebirgen höhere Werte auf kleinere an der Meeresküste und im Gürtel der Tiefebenen. (In Gebirgen von 13,0 bis zu 15,4 auf Ebenen und Anhöhen von 4,0 zu 8,0 m²/s, an der Küste 6 – 7 m²/s) Im Winter schwanken sie von 3,0 (Białystok) bis zu 15,0 (Rzeszów) im Sommer von 4,2 (Łódź) zu 16,9 (Jelenia góra). So zeigen sie die lokalen Änderungen und auch den jährlichen Gang.

Die Windverhältnisse in der Grenzschicht, nach obigen Prinzipien gefasst, sind in den Arbeiten [1], [2] dargestellt. Man kann daraus das Bild der Kinetik der Grenzschicht erhalten.

LITERATUR

- [1] *Bartkowski, Z., Wierzbicki, Z.*: Linie prądów powietrznych w Polsce. Biuletyn Techniczny Energoprojekt, Rok XV, nr 3 W-wa 1966, s 17 – 30.
- [2] *Bartkowski, Z., Wierzbicki, Z.*: Pole wiatrów w warstwie Tarciowej do wysokości 900 m nad gruntem w Polsce. Wkładka do Biuletynu Technicznego Energoprojekt. Rok XVI, nr 1 W-wa 1967, s 1 – 57.
- [3] *Bartkowski, Z., Wierzbicki, Z.*: Charakterystyka warstwy tarciowej w Polsce. Biuletyn Techniczny Energoprojekt. Rok XVII, nr 1 W-wa 1968 s 50 – 67.
- [4] *Monin, A. S.*: Dinamiceskaja turbulentnost v atmosfere. Izv. AN SSSR, Ser. geogr. i geofiz., nr 3 1950.
- [5] *Lajchtman, D. L.*: Fizika pograničnogo sloja atmosfery. Izdanie vtoroje, pererabotannoje i dopolnennoje. Leningrad 1970.
- [6] *Reichhart, S.*: Zmienność pionowego profilu wiatru w warstwie 0 – 300 m we Wrocławiu. Prace PIHM. Z. 100 W-wa 1970 s 177 – 183.
- [7] *Sutton, O. G.*: Mikrometeorologija. Leningrad 1958.
- [8] *Scerban, M. C.*: Mikrometeorologija. Kijev 1968.
- [9] *Lazarieva, N. A.*: Geograficeskoje raspredelenie nekotorych charakteristik pograncnogo sloja nad evropejskoj cast u SSSR. v teploj period goda. Trudy GGO, T. 135 Leningrad 1963
- [10] *Tverskoj, P. N.*: Kurs meteorologii. Leningrad 1951.
- [11] *Wierzbicki, Z.*: Czestose wystepowania cisz atmosferycznych w miastach Polski jako wskaznik oslabionej wentylacji. WSW Miedzyuczelniany Zaklad Podstawowych Problemów Architektury, Urbanistyki i Budownictwa. W-wa 1964 s 43 – 103.
- [12] *Wierzbicki, Z.*: Podstawy rachunkowego okreslania najprawdopodobniejszych kierunków prądów powieznnych. Biuletyn Techniczny energoprojekt. Rok XV. nr 2W-wa 1964 s 17 – 26.
- [13] *Wierzbicki, Z. Bartkowski, Z.*: Pionowy profil wiatru w warstwie 0 – 300 m w Polsce. Seria Materialy PIHM 1971.
- [14] *Zilintikevič, D. L. Lajchtman, D. L. Monin, A. S.*: Dinamika pogranicnogo sloja atmosfery (Obzor). Fizika atmosfery i okeana. T. III. nr 3 Moskva 1967.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 3. szám. 1977. máj. – jún.
Journal of the Meteorological Service. Vol. 81 No 3 May – June 1977 Budapest

A vízben oldódó légköri aeroszol részecskék koncentrációja és nagyság szerinti eloszlása a légkör alsó 30 m-es rétegében

MÉSZÁROS ÁGNES, *Központi Légekfizikai Intézet, Budapest*

Concentration of Water-soluble Atmospheric Aerosol Particles and their Size Distribution in the Lower 30 m Layer of the Atmosphere. In the suburb of Budapest the concentration of water-soluble aerosol particles and their size distribution have been determined in 14 aerosol samples using optical and electron microscopes. The samples were taken from 1, 15 and 30 m heights. It has been found that the number concentration of particles with radii $r \geq 0,02 \mu\text{m}$ increases with height in winter and decreases in summer. The size distribution does not practically change with height. The mass of soluble particles as well as its proportion in relation to the total aerosol concentration increase with height during both seasons. In winter a greater part of the mass of the soluble matter falls on the range of larger particles than in summer. At 30 m height a greater part of the soluble matter is to be found in the range of larger particles as compared to the 1 m height.

✱

Концентрация водорастворимых аэрозольных частиц и их распределение по размерам в нижнем 30 метровом слое атмосферы. Концентрация водорастворимых аэрозольных частиц и их распределение по размерам были определены по 14 аэрозольным пробам, взятым в одном из пригородных районов Будапешта, при помощи оптических и электронных микроскопов. Пробы брались с высот 1, 15 и 30 м. Обнаружено, что счетная концентрация частиц с радиусом $r \geq 0,02 \mu\text{м}$ увеличивается с высотой зимой уменьшается летом. Распределение по размерам практически не изменяется с высотой. Масса растворимых частиц и ее доля по сравнению с суммарной концентрацией аэрозолей, увеличиваются высотой как зимой, так и летом. Зимой на область более крупных частиц приходится более значительная часть всей массы растворимого вещества, чем летом. На высоте 30 м более значительная часть массы растворимого вещества приходится на диапазон более крупных частиц по сравнению с высотой 1 м.

✱

A vízben oldódó aeroszol részecskék fontos szerepet játszanak számos légköri jelenség alakításában. Ezt elsősorban az a tulajdonságuk okozza, hogy már 100%-nál valamivel alacsonyabb relatív nedvességnél is tudnak vizet felvenni a környező levegőből, s ezáltal növekedésre képesek. Ennek elsősorban felhő- és ködképződésnél, valamint a vízszintes látástávolság alakításában van jelentősége. Nem elhanyagolható azonban az sem, hogy a szabadban levő ipari berendezésekre lerakódott oldódó részecskék komoly károsodást okozhatnak, ha köd, vagy akár csak magas relatív nedvesség esetén oldott állapotba kerülnek. Ebben a vonatkozásban különösen figyelemre méltó veszélyt jelent az a folyamat, melynek során a ködsepekben oldódott részecskék a nagyfeszültségű elektromos vezetékek szigetelőire lerakódnak, s ezáltal a szigetelők felü-

letén vékony elektrolitréteg keletkezik, ami elektromos átíveléseket eredményezhet, s ezzel teljes üzemzavart okoz.

Az említett jelenségek mindegyike egyrészt az oldódó anyagok koncentrációjától (térfogategységben levő számától, illetve tömegétől), másrészt ennek nagyság szerinti eloszlásától függ. A részecskék kondenzációs növekedésének, a ködcseppekbe való bekerülésének, illetve a tereptárgyakra való lerakódásnak mértéke elsősorban a részecskénagyság függvénye. Így nyilvánvaló, hogy a légköri folyamatok megértése, modellezése vagy előrejelzése csak a nagyság szerinti eloszlás alapos ismerete birtokában lehetséges.

A légköri aeroszolban levő különböző vízben oldódó anyagok koncentrációjának és nagyság szerinti eloszlásának tanulmányozására számos szerző végzett méréseket a Föld különböző pontjain (lásd pl. *Junge*, 1963; *E. Mészáros*, 1968; *Lee és Patterson*, 1969; *Kadowaki*, 1976). Az aeroszolban levő összes vízben oldódó anyagra vonatkozóan azonban csak igen kevés mérési adat áll rendelkezésünkre (*Junge és Scheich*, 1969; *Winkler*, 1974; *Alekszandrov et al.*, 1974), s ezek sem adnak részletes képet a vízben oldódó részecskék nagyság szerinti eloszlásáról.

További problémát jelent, hogy a ködképződés, a látástávolság alakulása, a részecskék lerakódása a tereptárgyakra, a légkör alsó néhány tíz méteres rétegében uralkodó viszonyoktól függ, a mérések azonban a talajközeli 1—2 méterre vagy több km magasságra vonatkoznak. Semmiféle kellően megalapozott elképzelésünk nincs azonban arról, hogy a talajközeli adatok mekkora pontossággal terjeszthetők ki az alsó 20—30 m-re. Nyilvánvaló, hogy a talajfelszín közvetlen közelsége alulról, illetve a légköri gázokban végbemenő fotokémiai reakciók felülről sajátosan alakíthatják a vízben oldódó részecskék mikrostruktúrájának vertikális profilját, s ehhez adódik még hozzá a talajközeli, illetve néhány 10 m magasságban levő antropogén források hatása.

Éppen ezért jelen munka célja az volt, hogy mérésekkel meghatározzuk a légköri aeroszolban levő, vízben oldódó összes anyag koncentrációját, nagyság szerinti eloszlását, illetve ezek vertikális profilját az alsó 30 m-es légrétegben.

Mérési módszer

A vízben oldódó részecskék kimutatására, illetve nagyságuk meghatározására a következő módszert dolgoztuk ki. A részecskéket megfelelő mennyiségű levegő átszívásával nitrocellulóze alapanyagú ultramembrán szűrőn fogtuk fel. (A szűrő típusa: Synpor 6, pórusátmérője: 0,3 μm , a porozitás értéke: 0,3.) Mintavétel után a szűrőt kétfelé vágtuk, s az egyik félből az oldódó részecskéket desztillált vízzel kioldottuk. Ezután mindkét szűrőfélen azonos módszerrel meghatároztuk a részecskék koncentrációját, illetve nagyság szerinti eloszlását. A kapott eredmények különbsége nyilvánvalóan a mosás során eltávozott oldódó részecskék koncentrációját és nagyság szerinti eloszlását adja. Az oldás során különös gondot kellett fordítanunk arra, hogy az oldhatatlan részecskék ne távozhassanak el a szűrő pórusain keresztül, ezért a szűrők kimosását a következő módon végeztük. A szűrőt exponált felületével felfelé polietilén Petri-csészében desztillált víz felszínre helyeztük, majd a Petri-csészét lezártuk. A víz a szűrő anyagát nem nedvesíti, a pórusokon azonban felhatol a szűrő felületére. A lezárt Petri-csészében a vízfelszín fölött 100%-os relatív nedvesség alakul ki, mely magasabb, mint az oldódó részecskékre vonatkozó telítési gőznyomás. Így a részecskék a szűrőn oldott állapotba kerülnek, s lassú diffúzióval áthatolnak a pórusokon keresztül a vízbe. Ez a folyamat csupán igen lassú

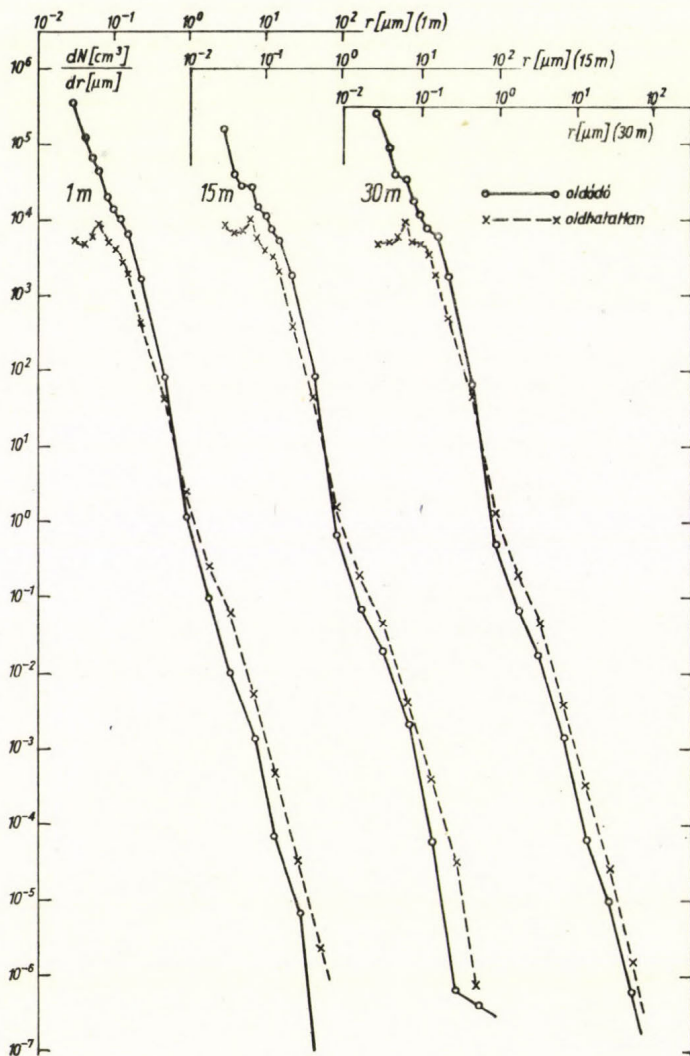
molekuláris mozgást eredményez a szűrő felületén, melyben a szűrőn felfogott oldhatatlan részecskék nem vesznek részt. Az oldást 24 órán keresztül végeztük, majd a szűrőt lassan kiszárítottuk.

Az előkészítést követően a „mosott”, illetve mosatlan szűrőt ugyanazon módszerrel értékeltük ki optikai, illetve elektronmikroszkóppal.

Az optikai mikroszkópos kiértékelést az $r=0,5-70 \mu\text{m}$ nagyságtartományban végeztük, a szűrőket immerziós olajjal való átitatással téve átlátszóvá.

Az elektronmikroszkópos kiértékelésnél a részecskéket tartalmazó szűrőfelületről szén-replikát készítettünk, melyet arany-palládium gőzzel 45° -os szögben ferdén árnyékoltunk. A kapott replikákról 10 000-szeres nagyítás mellett elektronmikroszkópos felvételeket készítettünk.

Mivel ezzel a módszerrel csak a szűrő felületén felfogott részecskék érté-



1. ábra: A vízben oldódó és oldhatatlan részecskék nagyság szerinti eloszlása 1, 15 és 30 m-en nyáron

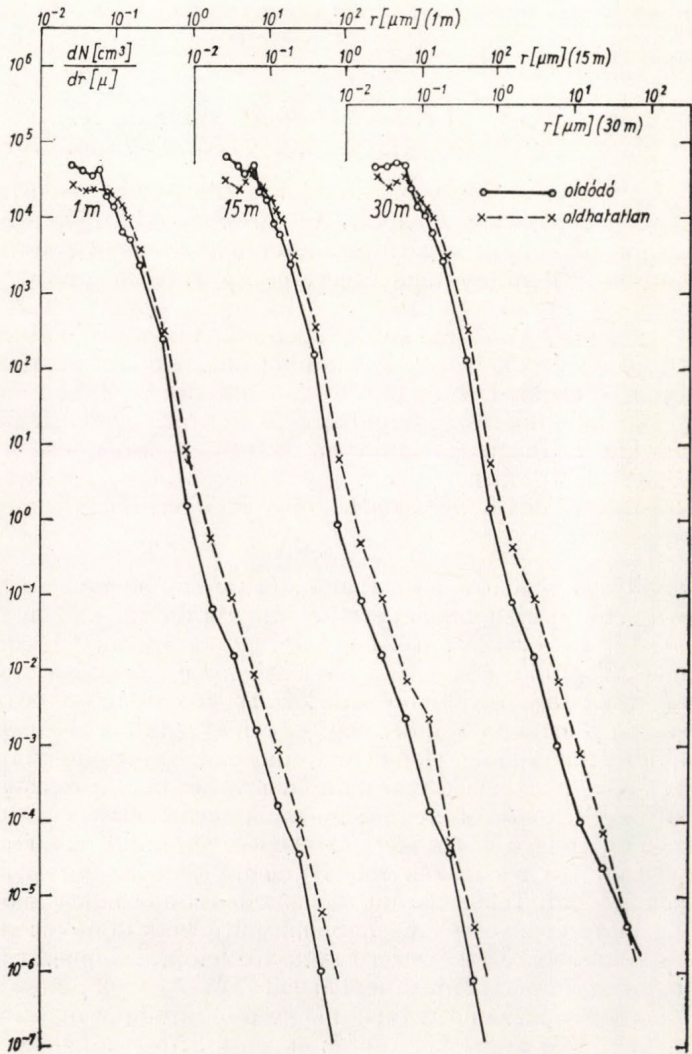
kelhetők, a tényleges koncentrációk kiszámításához a már korábban meghatározott felfogási hatékonysági görbét használtuk.

Az elektronmikroszkópos módszerrel az $r=0,02-0,5$ m sugarú részecskék koncentrációját és nagyság szerinti eloszlását határoztuk meg.

A mintavétel módja

A méréseket a Központi Légekfizikai Intézet kertjében felállított 30 m magas, fém szerkezeti elemekből összeszerelt tornyon végeztük. Az intézet Budapest központjától mintegy 15 km-re délkeleti irányban helyezkedik el, a jelentősebb szennyező forrásoktól 8–10 km távolságra (a fűtési szezonban a környező lakóházak hatása is jelentős lehet).

A mintavételeket három magassági szintben végeztük: 1 m, 15 m, 30 m. A levegő átszivására 2 m³/óra teljesítményű szivattyú szolgált, mely a szűrőn



2. ábra: A vízben oldódó és oldhatatlan részecskék nagyság szerinti eloszlása 1, 15 és 30 m-en télen

keresztül 0,7 m³/órás szívási sebességet biztosított. A szűrőtartó fejet csörlő segítségével emeltük a kívánt magasságba. Az átszívott levegő mennyisége a légköri koncentrációtól függően közelítőleg 50 és 500 liter között változott. A méréseket a déli órákban végeztük.

Összesen 14 mérést végeztünk 1975. november és 1976. június között.

Mérési eredmények

A mérési eredményeket két részben fogjuk tárgyalni:

- I. A részecskék számszerű koncentrációja és nagyság szerinti eloszlása.
- II. Az oldódó anyagok tömegkoncentrációja és ennek nagyság szerinti eloszlása.

Nem tartjuk célszerűnek az egyes minták individuális vizsgálatát, mivel ezek önmagukban nem szolgálnak általánosítható ismeretekkel. Ugyanakkor feltételezzük, hogy télen és nyáron más-más tényezők szabályozzák a vízben oldódó részecskék keletkezését és vertikális eloszlását, ezért különválasztottuk a téli és nyári viszonyok között végzett méréseket és a továbbiakban ezek átlagait fogjuk bemutatni.

A vízben oldódó részecskék koncentrációja és nagyság szerinti eloszlása télen és nyáron

Az 1. és 2. ábrán bemutatjuk a téli és nyári félévre vonatkozó közepes nagyság szerinti eloszlásokat. Az ábrák abszcisszáján a részecskesugarat, ordinátáján pedig a dr sugárintervallumhoz tartozó dN koncentrációt mértük fel, ez utóbbit 1 μm -es sugárintervallumra vonatkoztatva. A szemléletesség kedvéért egy ábrán rajzoltuk fel a három vizsgált magassági szintre vonatkozó eloszlásokat, ezért az ábrák abszcisszatengelyén három beosztás található. A teljesség érdekében az ábrákon feltüntettük az oldhatatlan részecskék spektrumát is, ezekkel azonban a továbbiakban részletesen nem foglalkozunk.

Az oldódó részecskék nagyság szerinti eloszlása mindkét évszakban és mindhárom magassági szintben durván öt, különböző iránytangensű egyenes szakasszal közelíthető meg. Így az aeroszolrészecskék nagyságspektrumának leírására szolgáló közismert Junge-féle eloszlási formulában (Junge, 1963)

$$dN/dr = C \cdot r^{-\beta}$$

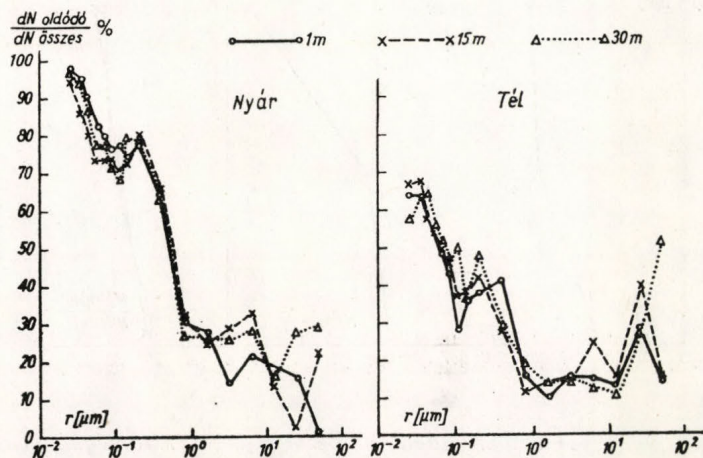
(ahol C a koncentrációtól függő konstans, β az egyenes iránytangense) a β ki-tető nem állandó, hanem értéke változik a részecskemagassággal.

Az ábrákról látható, hogy a nagyság szerinti eloszlások adott évszakban mindhárom magassági szintben lényegében hasonlóak. Igen szembetűnő eltérés van ugyanakkor a két évszak között az $r=0,02-0,06 \mu\text{m}$ -es tartományban. Nyáron β értéke feltűnően nagy a téli évszakhoz viszonyítva, s a magassággal kifejezetten nő, míg télen nem mutatkozik egyértelmű kapcsolat a magassággal. Ezek a kis részecskék nyáron minden valószínűség szerint a légköri nyomgázokban végbemenő fotokémiai reakciók termékei (elsősorban szulfátok), s ez a mechanizmus a magasság növekedésével mind zavartalanabban érvényesül, így ezen kis részecskék relatív mennyisége az aeroszolban ugyancsak nő a magassággal. Télen viszont a sugárzás hiánya miatt más, nagyobb részecskék keletkezéséhez vezető mechanizmusok jutnak döntő szerephez.

A részecskék számszerű koncentrációja és ennek a magassággal való változása az 1. és 2. ábráról leolvasható. Az $r \geq 0,02 \mu\text{m}$ -es részecskék koncentrációja nyáron számottevően magasabb mindhárom szintben, mint télen, az $r \geq 0,1 \mu\text{m}$ -es részecskék esetén éppen fordított a helyzet, míg az 1 μm -nél na-

gyobb sugarú részecskék koncentrációja csaknem azonos mindkét évszakban. A legkisebb részecskék esetén, mint említettük, nyáron a kedvező szulfátkeletkezési feltételek okozzák az oldódó részecskék nagy számát. A nagyobb részecskék tartományában a részecskék túlnyomó többsége nyáron talajeredetű, télen viszont elsősorban antropogén forrásokból származik. A talajeredetű részecskék keletkezését illetően nyilvánvalóan fontos szerepe van azoknak a tényezőknek, melyek a talajfelszín mállását elősegítik. Valószínű, hogy a talajeredetű oldódó részecskék jelentős hányada a talajba juttatott különböző műtrágyákból származik, s így lényegében szintén antropogén eredetű. Télen,

3. ábra: A vízben oldódó részecskék és az összes részecske számszerű koncentrációjának aránya a részecskesugar függvényében 1, 15 és 30 m-en árnyn és télen

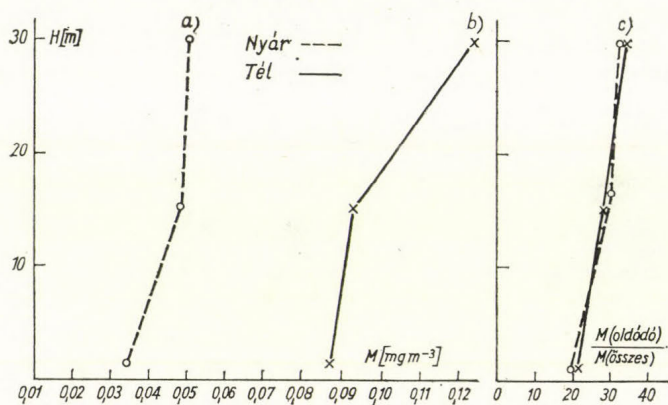


mikor a talajfelszín lényegesen kevesebb részecskét juttat a légkörbe, az antropogén források szerepe igen jelentőssé válik a nagyobb részecskék keletkezése szempontjából is. Tekintve a mérési hely környezetét, nyilvánvaló, hogy az ipari források mellett a háztartási fűtés hatása is számottevő szerepet játszik a részecske koncentráció alakításában.

Télen a koncentráció kissé nő a magassággal. Ennek oka valószínűleg az, hogy a részecskék túlnyomó többsége a néhány 10 m magasban levő forrásokból származik, s a gyenge vertikális kicserélődés miatt az alsó légrétegek keveredése jelentéktelen. Nyáron a részecskék koncentrációjában gyenge csökkenés mutatkozik a magassággal, ami a talajeredetű nagyobb részecskék esetén könnyen magyarázható. A $0,02 \mu m$ sugarú kicsiny részecskék koncentrációjának magassággal való csökkenését csak akkor tudnánk értelmezni, ha ismernénk azon gázok vertikális eloszlását, melyekből keletkeznek.

Megvizsgáltuk, hogy az osszaeroszolnak hány százaléka oldódó, s hogyan változik ez az arány a részecskenagysággal és a magassággal. Az eredményt a 3. ábrán mutatjuk be. Legszembetűnőbb eltérés a két évszak között, hogy míg nyáron a részecskének több mint 95%-a oldódik vízben a legkisebb részecskéket tekintve, addig télen ez az arány csak 60%. Ez egyrészt a már említett képződési mechanizmusok következménye, másrészt az oldhatatlan részecskék számának változásával is magyarázható (lásd 1. és 2. ábra). Másik figyelemre méltó eltérés, hogy míg nyáron az oldódó arány kisebb szórásoktól eltekintve a részecskenagyság növekedésével csökken, addig télen $10 \mu m$ fölött növekedni kezd, különösen a 30 m-es szintben. Valószínű, hogy nyáron az oldhatatlan talajeredetű részecskék (szilikátok) túlsúlyba jutása okozza az

oldódó arány csökkenését a nagysággal. Az oldódó arány növekedése viszont a téli mintákban a nagyobb részecskék tartományában teljesen ellentétben van azokkal a mérési eredményekkel, melyeket a korábban említett szerzők inorganikus oldódó anyagokra vonatkozóan kaptak. Valószínű, hogy az oldódó anyagok arányának növekedését egyes, nagyobb részecskék formájában megjelenő égési termékekben levő, vízben oldódó organikus anyagok okozzák. Természetesen e feltevés mérésekkel való megerősítésre szorul.



4. ábra: A vízben oldódó részecskék tömegkoncentrációjának változása a magassággal a) nyáron, b) télen és c) a vízben oldódó, valamint az összes részecské tömegének aránya a különböző magasságokban

A vízben oldódó aeroszol részecskék tömegkoncentrációja és nagyság szerinti eloszlása

A részecskék tömegkoncentrációja a számszerű koncentráció és nagyságspektrum ismeretében könnyen meghatározható a következő összefüggés alapján

$$M = \frac{4}{3} \pi \rho \int_{r_1}^{r_2} r_i^3 dN_i$$

ahol M a részecskék tömege a vizsgált nagyságtartományra vonatkoztatva egységnyi térfogatú levegőben, ρ a részecskék sűrűsége (g/cm^3), r_1 és r_2 a vizsgált nagyságtartomány határai, dN_i az r_i sugarú részecskék koncentrációja.

Korábbi vizsgálataink kimutatták (Mészárosné, 1966), hogy mivel az aeroszol részecskék többé-kevésbé laza agregátumokat alkotnak, tényleges sűrűségük kisebb, mint a részecskéket alkotó anyagok eredeti sűrűsége. A további számításokhoz az egyszerűség kedvéért $\rho = 1 \text{ g}/\text{cm}^3$ részecskesűrűséget tételezünk fel. A megválasztása — elfogadva, hogy a részecskék sűrűsége a magassággal nem változik — a további konklúziók szempontjából nem bír jelentőséggel.

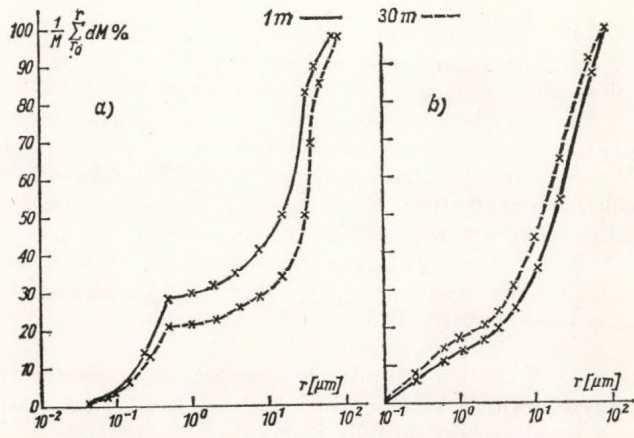
A továbbiakban megvizsgáljuk, hogyan változik a térfogategységben levő vízben oldódó anyagok tömege a magassággal télen, illetve nyáron.

Az eredmények értelmezésével kapcsolatban ugyanazok a problémák állnak fenn, mint a számszerű koncentrációnál vázoltak, így ezek ismétlésére nem térünk ki.

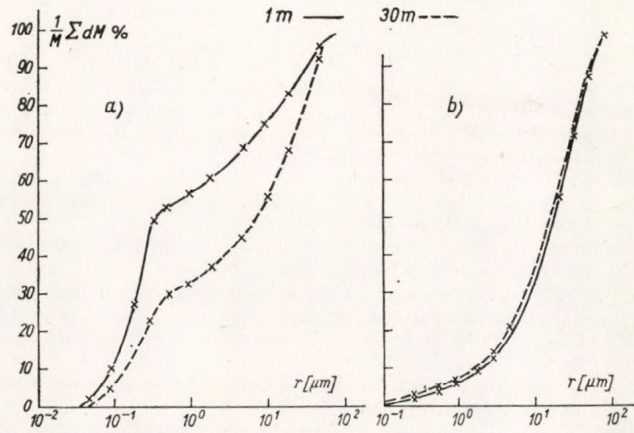
A 4. ábrán bemutatjuk a tömegkoncentráció változását a magassággal, a téli és nyári átlagértékek alapján. Az oldódó anyag mennyisége mindkét év-

szakban nő a magassággal, ugyanakkor értéke télen minden szintben lényegesen nagyobb, mint nyáron. Az oldódó tömeg aránya is mindkét évszakban nő a magassággal.

Az aeroszolban levő összes vízben oldódó anyag arányára *Alekszandrov et al.* (1974) a Szovjetunió kevésbé szennyezett vidékén 16%-ot mért. *Junge és Scheich* (1969) Európa erősen szennyezett városaiban végzett mérései szerint az aeroszolnak 20–60%-a oldódik vízben. *Winkler* (1974) Mainzban a város



5. ábra: A vízben oldódó a) és oldhatatlan b) részecskék tömegkoncentrációjának kumulatív nagyság szerinti eloszlása 1 m-en és 30 m-en, téli mérések alapján



6. ábra: A vízben oldódó a) és oldhatatlan b) részecskék tömegkoncentrációjának kumulatív nagyság szerinti eloszlása 1 m-en és 30 m-en, nyári mérések alapján

peremén átlagosan 55%-os oldódó arányt kapott, de az individuális méréseknél ez az arány 2% és 98% között változott.

Méréseink szerint az oldódó összes tömegarány az individuális mintákat véve figyelembe 5% és 63% között változik.

Az 1. és 2. ábra nagyságspektrumai alapján kiszámítottuk az M tömeg nagyság szerinti eloszlását. Ennek kumulatív görbét mutatjuk be az 5. és 6. ábrán. Az ábra abszcissza tengelyén a részecskesugár értéke van felmérve, az ordináta pedig megadja, hogy az összes oldódó tömegnek mekkora hányada (%) van a megfelelő sugárértéknél kisebb részecskéken. A jobb áttekinthetőség érdekében csak az 1 m és 30 m-es görbéket rajzoltuk fel. Az ábrák jobb oldalán

összehasonlításként felrajzoltuk az oldhatatlan részecskék kumulatív eloszlását. Látható, hogy a tömegeloszlásnak a magassággal való változása mindkét évszakban hasonló jellegű, azaz 30 m-en a tömegnek lényegesen nagyobb hányada esik a nagyobb részecskék tartományába, mint az 1 m-es szintben. Ugyanakkor adott szintben nyáron az oldódó részecskék tömegének sokkal nagyobb hányada van a kisebb részecskéken, mint télen. Az oldhatatlan részecskéket illetően éppen fordított a helyzet.

Konklúziók

1. A vízben oldódó aeroszol részecskék számszerű koncentrációja az $r \cong 0,02 \mu\text{m}$ sugarú részecskék tartományában nyáron a magassággal csökken, télen a magassággal nő.

2. A vízben oldódó részecskék nagyság szerinti eloszlása az $r > 0,06 \mu\text{m}$ sugarú részecskék esetén télen és nyáron lényegében hasonló s kifejezett összefüggés a magassággal nem mutatható ki. Az $r = 0,02 - 0,06 \mu\text{m}$ sugarú részecskék tartományában az eloszlási görbe iránytangense nyáron sokkal nagyobb mint télen, s a magassággal egyenletesen nő.

3. Az oldódó részecskék számának aránya az összes részecskéhez viszonyítva a részecskesugár növekedésével csökken.

4. A vízben oldódó részecskék tömegkoncentrációja a magassággal nő az alsó 30 m-es légrétegben.

5. A vízben oldódó részecskék tömegének nyáron lényegesen nagyobb hányada van a kisebb részecskéken, mint télen.

6. A vízben oldódó részecskék tömegének 30 m-en lényegesen nagyobb hányada van a nagyobb részecskéken, mint 1 m-en.

IRODALOM

- Alekszandrov, E. L., Kirejeva, N. M., Jaszevics, N. P. 1974 Opredelenije veszovoj koncentracii atmosfjernüh aerozolej i szoderzsanija v nih rasztvorimüh vescsesztv. *Trudü IEM Vüp.* 7. 95-105.
- Junge, C. E. 1963 *Air chemistry and radioactivity* Academic Press, New York and London.
- Junge, C. und Scheich, G. 1969 Studien zur Bestimmung des Sauergehaltes von Aerosolteilchen. *Atm. Env.* 3. 423-441.
- Kadowaki, S. 1976 Size distribution of atmospheric total aerosols, sulfate, ammonium and nitrate particulates in the Nagoya area. *Atm. Env.* 10. 39-43.
- Lee, R. E. and Patterson, R. K. 1969 Size determination of atmospheric phosphate, nitrate, chloride and ammonium particulate in several urban areas. *Atm. Env.* 10. 57-60.
- Mészáros, E. 1968 On the size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Tellus*, 20. 443-448.
- Mészárosné, Nagy Á. 1966 A légköri aeroszol tömeg- és számszerű koncentrációjának kapcsolata. *Időjárás*, 70. 355-360.
- Winkler, P. 1974 Die relative Zusammensetzung des atmosphärischen Aerosols in Stoffgruppen. *Met. Rdsh.* 27. 129-136

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 3. szám. 1977. máj. – jún.
Journal of the Meteorological Service. Vol. 81 No 3 May – June 1977 Budapest

A hasznosítható potenciális energia alakulásának vizsgálata műholdas sugárzási adatok felhasználásával

CSÁSZÁR MARGIT, *ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest*

Investigation of the Formation of Available Potential Energy by the Aid of Satellite Data on Radiation. The integrate utilization of radiation measurement data received by weather satellites and radiosondes permits to take the nonadiabatic processes into account. In the present study the zonal and vorticity components of the generation of available potential energy due to radiation have been determined. The data of the Nimbus-3 radiation measurements as well as those of aerological observations were used for this purpose. The contributions resulting from the radiation absorbed by the Earth-atmosphere system and separately by the atmosphere as well as from the infrared radiation have been determined for three representative layers. It has been found that a significant source of available potential energy comes into existence when the eddy component of the generation coincides with the zonal one.

✱

Изучение генерации полезной потенциальной энергии с использованием спутниковых данных о радиации. Комплексное использование данных измерения радиации метеорологическими спутниками и радиозондами позволяет учитывать неадиабатические процессы. В настоящей работе определяются зональная и вихревая составляющие генерации полезной потенциальной энергии, связанные с радиацией. Исходные данные были получены по измерениям ИСЗ «НИМБУС-III» и по аэрологическим наблюдениям. Доли энергии, связанные с радиацией, поглощенной системой Земля-атмосфера и отдельно атмосферой, а также с длинноволновой радиацией, были определены для трех репрезентативных слоев. Обнаружено, что значительный источник полезной потенциальной энергии возникает там, где вихревая составляющая генерации совпадает с зональной.

✱

A Föld-légkör rendszer különböző tartományainak eltérő sugárzásháztartása végső soron energiakülönbségeket eredményez. Az egyenlőtlen energia-készlet katalitikus effektusként kezelhető, amely elsődlegesen hasznosítható potenciális energiát termel, és ezzel áramlásokat vált ki a légkörben. A sugárzási hatások energetikai következményei a hasznosítható potenciális energia lokális változását leíró egyenlet ún. „generációs tagjából” olvashatók ki.

A ρ sűrűségű τ térfogatú légköri tartomány hasznosítható potenciális energiájának lokális változása implicit formában:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = G_A - C_A + HA + VA \quad (1)$$

írható fel, ahol G_A a generációs tagot, C_A a hasznosítható potenciális energia kinetikus energiába való átalakulásának mértékét, HA és VA a határokon keresztüli horizontális és vertikális energia átvitelt jelenti.

Felírható a légoszlop kinetikus energiájának változása is.

$$\frac{\partial K}{\partial t} = C_A - D + HK + VK \quad (2)$$

ahol C_A a már említett átalakulási tag, de most ellentétes előjellel, HK és VK a kinetikus energia horizontális és vertikális advekcója, D pedig a kinetikus energia súrlódási vesztesége. Amennyiben a választott légköri tartomány a Föld teljes légköre, vagy mechanikailag környezetétől elszigetelt rendszer, (1) és (2)-ben eltűnik a horizontális és vertikális advekciónak. Ahhoz tehát, hogy a súrlódás ellenére a kinetikus energia fennmaradjon, C_A -nak pozitívnak kell lennie. Ez akkor teljesül, ha (1)-ben G_A értéke legalább akkora, mint C_A , vagy felülmúlja azt.

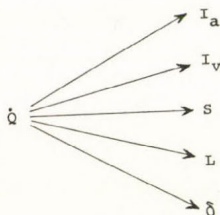
Figyelmünket a továbbiakban a generációs tag vizsgálatára irányítjuk, mely explicit formában egy σ alapterületű p_1 és p_2 izobárok között határolt légköri tartományra

$$G_A = \frac{1}{g} \int_{\sigma} \int_{p_2}^{p_1} \left(1 - \frac{p_r^a}{p^k}\right) \dot{Q} dp d\sigma S = \frac{1}{g} \int_{\sigma} \int_{p_2}^{p_1} N \dot{Q} dp d\sigma \quad (3)$$

alakban írható fel, ahol g a nehézségi gyorsulás, $(1 - p_r^k/p^k) = N$ a hatásfaktor, $k = AR/c_p$, \dot{Q} a tömegegységhez egységnyi idő alatt hozzáadott vagy elvont hő jelent. Az N hatásfaktor kifejezésben p_r a referencia nyomás. Referencia állapotban az izobár és izoszter felületek párhuzamosak egymással, a potenciális hőmérséklet és nyomás egyértelműen meghatározzák egymást, a légkör barotrop, és hidrosztatikailag stabilis egyensúlyban van. N értékét tehát a légkör tetszőleges állapota és referencia állapota közötti különbség determinálja,

és mivel $p_r \underset{>}{\leq} p$, a hatásfaktor is felvehet pozitív, negatív és zéro értékeket.

A nem adiabatikus folyamatok különböző lehetséges formáit tekintve a generációs tag öt lineáris komponens összegére bontható:



ahol I_a a napsugárzás direkt elnyelését, I_v a hossz hullámú kisugárzást, S az érzékelhető hőátadást (a felszín hőkiszáradásából, a molekuláris hővezetés, konvekció és turbulencia révén a légkörnek átadott hő), L a víz fázisváltozásánál felszabaduló vagy elvont hő és δ a súrlódás folytán keletkezett disszipációs hő jelent. Az öt lineáris komponens egyenként két összetevőre, a zonális és örvényes komponensre bontható.

Lorenz [1] szerint az általános cirkuláció megközelítése a közepes zonális

mozgásban és az arra helyezett örvényekben levő mozgási mező megoldásában áll. Ez a felbontás a légkör kinetikus energiáját is két típusra osztja, melyet zónális (K_z) és örvényes kinetikus energiának (K_E) nevezett, és ezek reprezentálják a két mozgástípus kinetikus energiáját. A kinetikus energia mindegyik típusa lehet forrás vagy nyelő a másik számára. A légkörben megtalálható különböző mozgástípusú rendszerek nem rendelkeznek azonos energiakészlettel. Hasonlóan, az egyes energiafajták szerepe sem azonos a különböző örvényekben. Ezért, amikor elkülönítjük a szisztematikus zónális melegedési mező hozzájárulását a légköri „zavarok” más skálájú melegedési mezőjétől – Lorenz nyomán –, a hasznosítható potenciális energia keltésének zónális és örvényes összetevők megadásával mód nyílik a különböző melegedési faktorok, különböző mozgástípusokra gyakorolt hatásának kvantitatív becslésére.

A zónális és örvényes komponensek előállításánál a *Van-Mieghem* [2] könyvében bemutatott eljárásokat követtük, azaz egy tetszőleges X meteorológiai paraméter zónális és örvényes átlagát a

$$[X] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} X d\lambda \qquad \{X\} = \frac{1}{2} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} X \cos\varphi d\varphi \quad (4)$$

definiálja,

$$X = [X] + X' \qquad X = \{X\} + X''$$

ahol X' és X'' az X függvény zónális, illetve meridionális (örvényes) fluktuációi. A (3)-as integrál tehát felírható

$$G_A = \sum_{i=1}^5 (G_{AZi} + G_{AEi}) \quad (5)$$

formában, továbbá felhasználva (4) alatti összefüggéseket, a zónális és örvényes generáció lesz

$$G_{AZ} = \frac{1}{g} \int_{\sigma} \int_{p_2}^{p_1} [N] [\dot{Q}] dp d\sigma; \qquad G_{AE} = \frac{1}{g} \int_{\sigma} \int_{p_2}^{p_1} [N' \dot{Q}'] dp d\sigma$$

Figyelembe véve, hogy itt két valószínűségi változó együttes változásáról van szó, a hasznosítható potenciális energia generációja a hatásfaktor és a nem adiabatikus melegedés kovarianciájában keresendő.

A szakirodalom több, egymástól különböző zónális és örvényes keletkezési értéket tart számon. A zónális és örvényes generáció részarányát illetően az *I. táblázatban* néhány közismertebb adatot százalékos bontásban mutatunk be.

Az öt lineáris faktor nagyságrendi becslésére is találunk utalást. A sugárzási mérleg tételei részben méréseken, részben pedig a sugárzási törvényekre

I. TÁBLÁZAT

Generáció	Szerző				
	Brown [3]	Clapp [4]	Kung [5]	Oort [6]	Dutton [7]
Zónális	70	38	58,8	74,3	85,9
Örvényes	30	62	41,2	25,7	14,1

épült számításokon alapulnak. A latens és érzékelhető hőátadás, valamint a disszipációs mechanizmus értékelése elsősorban a talajról történő megfigyeléseken alapul. Jól ismert *Houghton* [8] északi félgömbre vonatkozó planetáris energiamérlege, melyből megtudjuk, hogy a légkör külső határához érkező sugárzási energia 100 egységéből csak 66 egység vesz részt a légkör energiaháztartásában. Ebből a bevételből a légkör 19, a felszín pedig 47 egységet abszorbeál. Az utóbbi években végzett spektrális mérések, melyek repülőgépes és műholdas méréseken alapultak, az aeroszokok elnyelését is számításba véve, a légköri elnyelésre nagyobb százalékokat adtak. Így pl. *London* és *Sasamori* 1971-ben már 22%-ra, *Major* 1972-ben 32%-ra becsülte. Az elnyelt sugárzás a légkör meleg rétegeiben, valamint a felszínen mint belső energia jelenik meg. A másik hőháztartási komponens a felszín és a légkör hosszúhullámú kisugárzásából származik, ami összességében 66 egységet jelent. Így a Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegét tekintve, a Naptól jövő I_0 sugárzás, a visszavert I_r , valamint I_b a hosszúhullámú kisugárzás egyensúlyban van. A légkör energiaműködésében a Föld-légkör rendszer által elnyelt sugárzás és a hosszúhullámú kisugárzás közvetlen és közvetett úton vesz részt, melynek helyről helyre, időről időre való változása a hatásfaktor kovariációjában a hasznosítható potenciális energia zonális és örvényes keltését, illetve lerombolását eredményezi. Nem ismerünk olyan munkát, amely valamennyi faktor örvényes és zonális összetevőjének egyidejű összehasonlítását végezte volna el. A szakirodalomban közismert egyedi értékek igen értékes eredmények, mivel azonban különböző időszakot és területet ölelnek fel, sőt az atmoszféra különböző vastagságára terjednek ki, összehasonlításra alkalmatlanok. Így pl., ha a *Davis* [11] által, 5 év anyagából nyert havi melegedési értékeket használjuk, az egyes faktorokra %-ban a következő megoszlást kapjuk:

soláris sugárzás: 30	érzékelhető hő: 25
infravörös kisugárzás: 33	latens hő: 12

Dutton [7]–*Lettau* [12] számításait alapul véve, az egyes melegedési faktorok zonális generációban való részarányára az alábbi megoszlást kapta:

soláris sugárzás: 15	érzékelhető hő: 15
infravörös kisugárzás: 29	latens hő: 41

Mielőtt azonban más szerzők eredményeinek összehasonlításán fáradoznánk, hangsúlyozzuk, hogy jelen vizsgálatunk nem terjed ki az individuális melegedés valamennyi komponensére, csupán a sugárzási komponensekre, mivel pedig egy adott időpontra vonatkozó műholdas sugárzásmérési adatokat a megfelelő időjárási helyzet összefüggésében vizsgáljuk, eredményünk nem tekinthető globális értéknek, csupán a generációs tag meghatározására teszünk kísérletet.

A napsugárzás direkt elnyelése általában az alacsony szélességeken nagyobb, és ez különösen a téli félévben jelentős. Hatására éles hőmérsékleti kontraszt alakul ki az alacsony és magas szélességű területek között. Ha a globális hatásfaktor zonális komponensét tekintjük, alacsony szélességeken általában pozitív, magas szélességeken pedig negatív. A hatásfaktor a troposzféra teljes vastagságát tekintve általában az alsó szakaszban pozitív, a magasabb rétegekben és az alsó sztratoszférában negatív.

Szinoptikus folyamatokban a felhők általi elnyelésnek van jelentősége. Melegfrontoknál az elnyelés rendszerint pozitív hatásfaktorral párosul, amely az örvényes hasznosítható potenciális energia növekedését eredményezi. Ezzel szemben a felhők általi elnyelés a hidegfront keskeny felhősávjában lerombolja

a hasznosítható potenciális energia örvényes keletkezését, ha ezt a réteget negatív hatásfaktor jellemzi.

Az infravörös kisugárzás kétségtelen hővesztéssel jár. A negatív hatásfaktorú területeken azonban, ahol a lehűlés az átlagosnál nagyobb, generációt eredményez. Így pl. a hidegfront felhőrendszerét követő derült, száraz lég-tömegben az infravörös kisugárzás és negatív hatásfaktor kovariációjára az örvényes generáció feltételeinek kedvez. A melegfronton, illetve a meleg szektorban a felhők feletti magasabb rétegekben a megnövekedett infravörös kisugárzás a hasznosítható potenciális energia keletkezésének örvényes komponensét lerombolja, mivel erre a területre általában pozitív hatásfaktor jellemző.

1963-ban *Suomi* és *Shen* [13] az Explorer VII műhold infravörös kisugárzásra vonatkozó mérési sorozatának felhasználásával a hasznosítható potenciális energia örvényes generációját értékelték. Eredményeikből azt a következtetést vonták le, hogy az infravörös kisugárzásból származó generáció esetenként felülmúlja a sűrűlódási disszipációnál kapott veszteséget, következésképp az infravörös kisugárzásból származó hozzájárulások elhanyagolása az energetikai modellekből hibás következtetésre vezet.

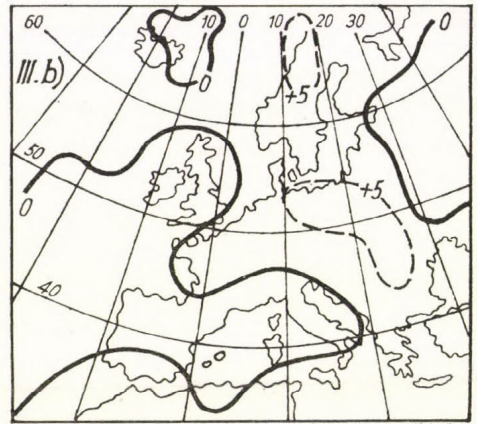
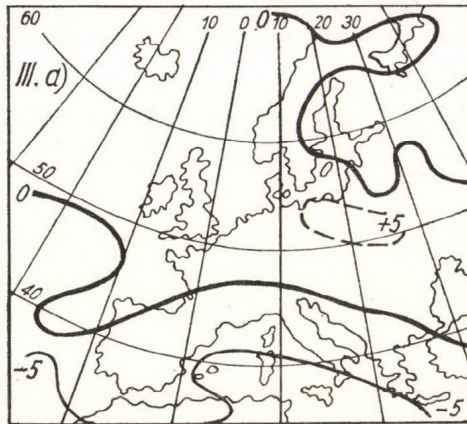
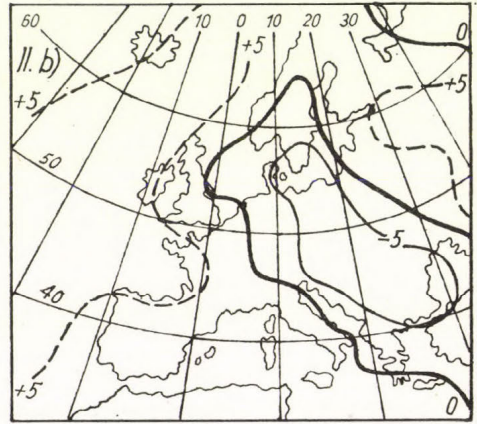
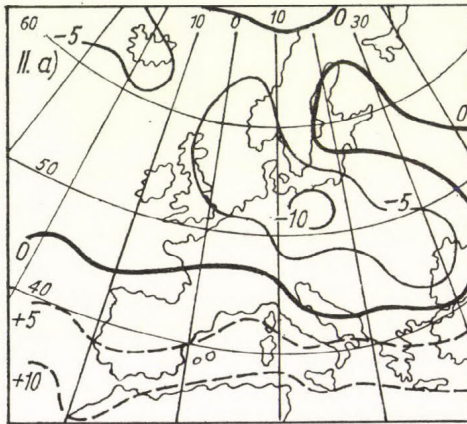
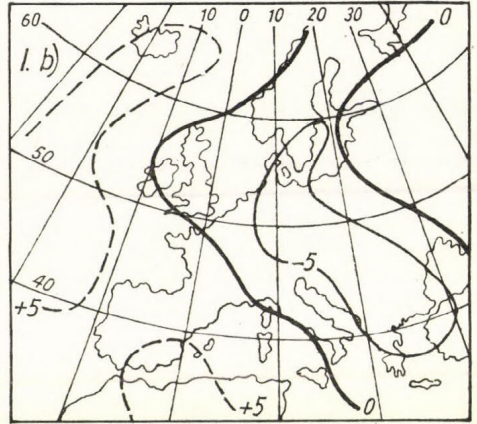
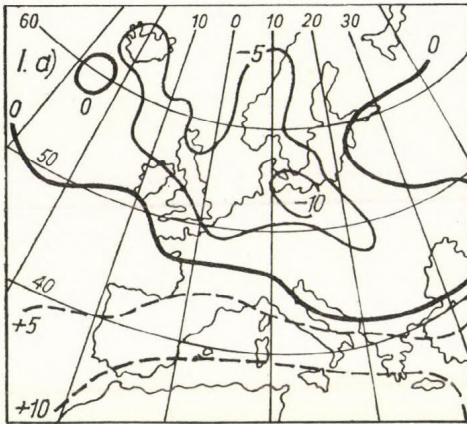
Belov és *Kivganov* [14] a sugárzási és rádiószonda adatok együttes felhasználásával a rövidhullámú elnyelt és hosszúhullámú kisugárzás okozta hőmérséklet és nyomásváltozás vertikális profilját határozták meg különböző szinoptikai helyzetben. Eredményeik azt mutatták, hogy közel sugárzási egyensúly áll fenn a 850 mb-os szinten. Vizsgálataik megerősítették *Suomi* és *Shen* azon kijelentését, hogy a hosszúhullámú kisugárzás a tropopauza közelében melegedést idéz elő. A sugárzáselnyelés maximális értéket a 950–700 mb közötti rétegben mutatott.

Kurilova [15] tanulmányozta az effektív kisugárzás értékeit a főzobár-szintekre vonatkozóan, és kiértékelte a hasznosítható potenciális energia generációs tagjára gyakorolt hatását, tekintetbe véve a borultság és felhőfajta szerepét is.

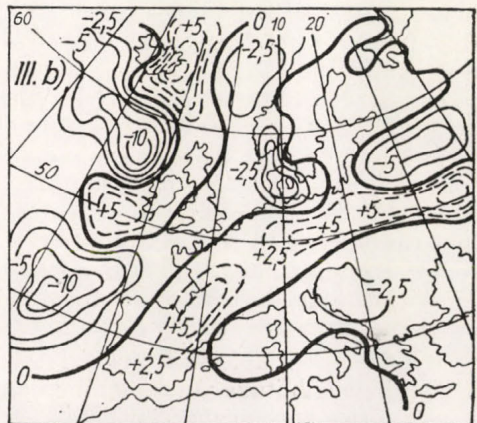
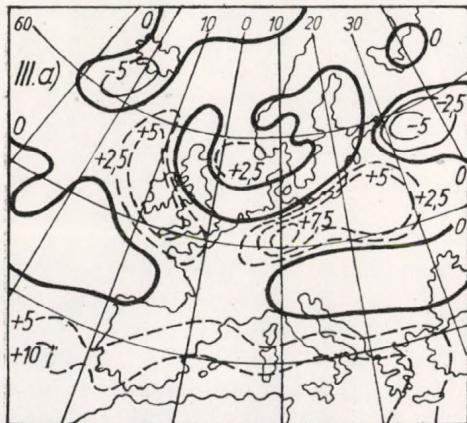
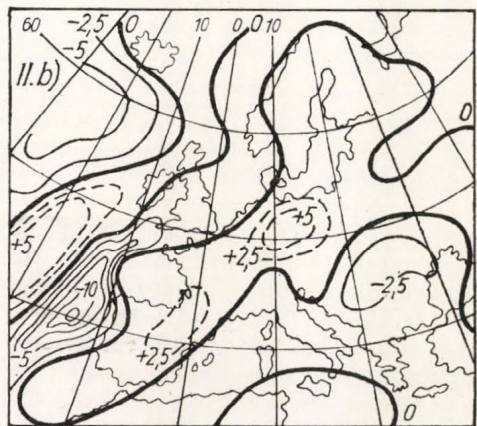
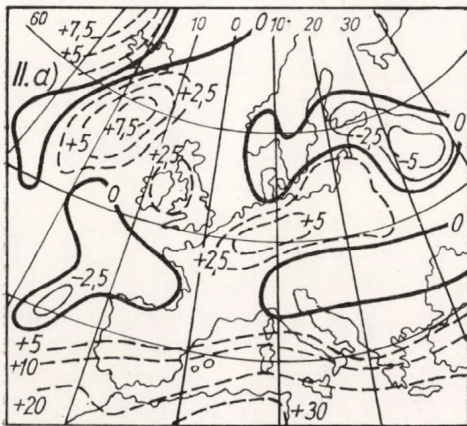
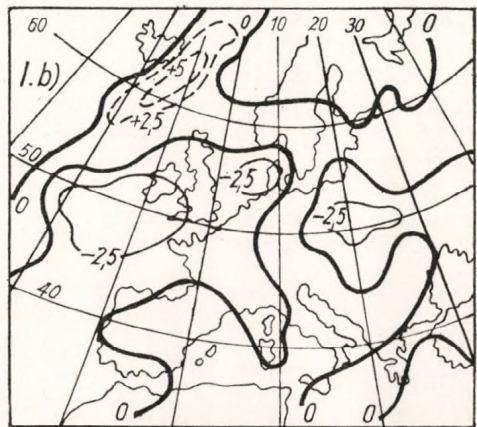
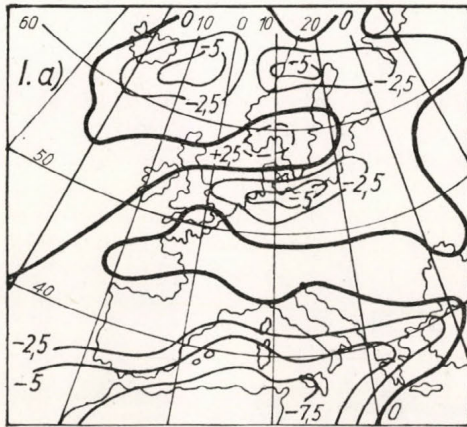
Krishna Rao és *Winston* [16] a Tيروس II. sugárzásméréseinek elemzéséből a hosszúhullámú kisugárzás planetáris méretű változását vizsgálták, és megadták ennek átlagos szélességi profilját az 1960. november és 1961. január közötti periódusra. Az infravörös sugárzásmérések jelentőségéről és ezeknek az általános cirkulációs folyamatokba való beépítéséről *Koppány* [17] cikkében olvashatunk. A *Johnson* [18] által kidolgozott fizikai modell módot ad az infravörös sugárzásfluxus vertikális profiljának meghatározására, ami lehetővé teszi, hogy a hőmérséklet és az infravörös kisugárzás fluktuációinak kovariációjában értékeljük a hasznosítható potenciális energia generációs tagját.

Az ismertetett dolgozatok legfőbb jelentősége az, hogy túllépve a klimatológiai leírásokat, a Föld-légkör rendszer sugárzás-folyamatainak és a mozgási rendszerek energetikai hátterének adott helyen és időben végzett együttes vizsgálatával közvetlen előrelépést jelentettek a számszerű előrejelzés programjában.

A Nimbus műhold sugárzásadatait *Raschke*, *Vonderhaar*, *Bandein* és *Pasternak* [19] állították elő. Adatsorukból az 1969. április 20-i értékeket felhasználva kísérletet tettünk a hasznosítható potenciális energia generációjának zonális és örvényes komponensének meghatározására. Vizsgálatunk során így a generációt okozó öt komponensből csak a sugárzási faktorokra voltunk tekintettel. Lényegében arra a kérdésre szerettünk volna válaszolni, hogy adott körülmények és feltételek ismeretében az elnyelésből és kisugárzásból mekkora



I. ábra: $\frac{P_1}{P_2} \int N^2 dp$ hatásfaktor értékek a különböző rétegekben. I. $p_0 - 700$ mb között, II. $700 - 300$ mb között, III. $300 - 100$ mb között, a) zonális, b) örvényes



2. ábra: A hasznosítható potenciális energia termelési értékei [watt/m²]. I. Hosszúhullámú kisugárzás, II. Föld-légkör rendszer által elnyelt sugárzás, III. Légköri elnyelés: a) zonális, b) örvényes

generáció illetve csökkenés származik a hasznosítható potenciális energia változásában.

A hatásfaktor értékek örvényes és zonális komponensét hat reprezentatív rétegre készítettük el a talajtól 100 mb-ig terjedő, valamint az északi szélesség 35° és 70° , továbbá a nyugati hosszúság 30° és keleti hosszúság 40° közötti tartományra. A jelzett vertikális felbontás korántsem tekinthető önkényesnek. Választásunkban a már említett szerzők hosszúhullámú kisugárzásra kapott megállapításaira támaszkodtunk, de megerősítette választásunkat *Kondratyev* [20] és munkatársai spektrális mérésekre vonatkozó eredményei is, miszerint

II. TÁBLÁZAT

A sugárzásmérések területegységre eső átlagértékei

Sugárzásértékek [cal/cm ² min]	Hozzájárulás a hasznosítható pot. energia termelési tagjához [watt/m ²]		Részarány a generációban [%]		
	zonális	örvényes	zonális	örvényes	
Rendszer által elnyelt	+35,81 · 10 ⁻²	+4,36	-0,27	94	6
Légköri elnyelés	+31,21 · 10 ⁻²	+2,81	-0,26	91	9
Hosszúhullámú kisug.	-21,25 · 10 ⁻²	-1,203	+0,206	85	15

a rövidhullámú elnyelésben elkülönített szerep jut a tropopauza alatti és feletti rétegeknek. A dolgozatban csak a $p_0 - 700$ mb (I. réteg), a $700 - 300$ mb (II. réteg) és a $300 - 100$ mb (III. réteg) közötti rétegekre kapott hatásfaktor analízist mutatjuk be (1. ábra). Meghatároztuk a rendszer által elnyelt sugárzás, a légköri elnyelés és hosszúhullámú kisugárzás zonális és örvényes komponensét is. Az így kapott hozzájárulások láthatók a 2. ábrarozaton. A szinoptikus helyzet részletes analizisétől eltekintünk, csupán annyit jegyzünk meg, hogy Kelet- és Közép-Európa fölött egy alacsony nyomású csatornában több sekély ciklon helyezkedett el, továbbá Írországtól nyugatra ciklon kialakulása volt megfigyelhető. A rendszer által elnyelt sugárzás a légköri elnyelés, valamint a hosszúhullámú kisugárzás vizsgálati tartományra eső átlagos értéke a II. táblázatban olvasható le. *Raschke* és társai a rendszer által elnyelt sugárzás és hosszúhullámú kisugárzás értékeit, valamint *Major* [10] a légköri elnyelést az atmoszféra teljes vastagságára vonatkozóan közölték. A generáció meghatározására a kiválasztott reprezentatív rétegek parciális elnyelését, illetve kisugárzását az egyes rétegekben a fel- és lefelé irányuló fluxuskülönbségekből határoztuk meg. A sugárzás adatokat az említett szerzők cal cm⁻²min⁻¹ egységekben adták meg, ennek megfelelően a zonális és örvényes összetevőket a II. táblázatban mi is hasonló dimenzióban közöljük, míg a generációt a szakirodalomban használatos módon már watt m⁻²-ben adjuk.

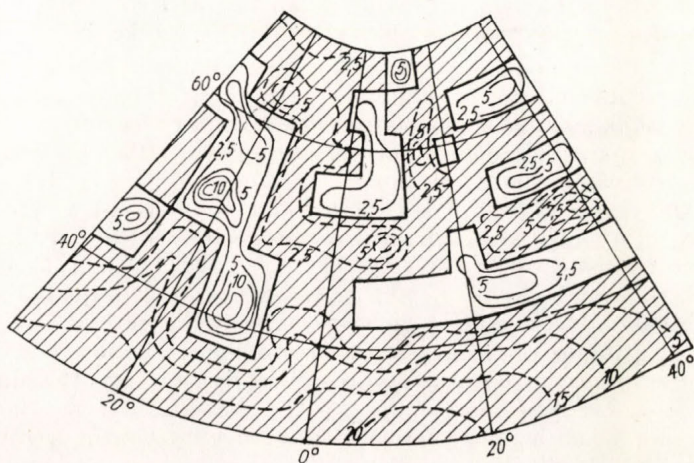
Közép- és Kelet-Európa fölött elhelyezkedő ciklon-rendszer előoldalán a kiterjedt felhőtakaró jelenlétében az infravörös kisugárzás a zonális és örvényes komponensben alacsony értékű volt, ami pozitív hatásfaktorialtalálkozva generációt eredményezett. Az infravörös kisugárzás maximális értékét a szubtrópusi anticiklon derült leszálló levegőjében érte el. A zonális komponens kb. a 45° szélességtől délre pozitív hatásfaktorialtalálkozva lerombolást eredményezett egészen a 300 mb-ig terjedő tartományban, míg az alsó sztratoszférában ezeken a területeken generáció lépett fel. Az Északi-tenger térségében

a zonális komponens az I. és II. rétegben a negatív hatásfaktor és az erős kisugárzás következtében ismételt generációt eredményezett. Igen nagy volt a veszteség az örvényes komponens értékében az Atlanti-óceán fölött kb. az $50-70^\circ$ szélességek és a $20-35^\circ$ nyugati hosszúságok között, a nagy kiterjedésű ciklon meleg szektora fölötti tartományban. Ugyanakkor a zonális skálán a negatív hatásfaktor és az átlagosnál nagyobb kisugárzás miatt, az I. és II. rétegben generáció lépett fel.

A napsugárzás direkt elnyelése a zonális skálán a 45° szélességtől délre pozitív, északra negatív, de a kisebb hullámoktól erősen megzavart tartományok-

3. ábra: Sugárzási értékek hozzájárulása a hasznosítható potenciális energia termeléséhez.

A sraffozott területek azokat a helyeket tüntetik fel, ahol a hosszuhullámú kisugárzás és rövidhullámú elnyelés zonális és örvényes összetevője eredményeként bekövetkezett a hasznosítható potenciális energia termelése. Az izovonalak watt/m²-ben értendők



ban ismét pozitív. *Korb* és *Möller* [21] úgy találták, hogy a napsugárzás direkt elnyelése felhős meleg, nedves levegőben átlagosan kétszerese is lehet a derült, száraz levegőjű területek elnyelésének. Adott helyzetben azonban még háromszoros értékek is előfordultak. Az alacsony szélességű területek nagy elnyelés kívül a legnagyobb elnyelés a $0,5 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ értékkel a Középorosz-hátság fölötti meleg nedves levegőben mutatkozott. Szélső esetben a zonális generációra a 65° szélességen és a 25° nyugati hosszúságon $11,6 \text{ watt m}^{-2}$, az örvényes skálán pedig az 50° szélességen és a 40° keleti hosszúságon, $9,8 \text{ watt m}^{-2}$ volt a legnagyobb hozzájárulás a hasznosítható potenciális energia keletkezéséhez. A vizsgált területen nagy lerombolási értékek is jelentkeztek. A legnagyobb negatív hozzájárulás az 50° szélességen és a 25° nyugati hosszúságon, örvényes skálán $-27,0 \text{ watt m}^{-2}$, zonális skálán pedig $10,6 \text{ watt m}^{-2}$ volt.

A felhők általi elnyelés és a pozitív hatásfaktor növekedést eredményezett a zonális hasznosítható potenciális energia értékében Anglia és az Északi-tenger fölött, míg az örvényes skálán pozitív hozzájárulást csak az I. rétegben találtunk.

Ami a kelet-európai sekély ciklonok további sorsát illeti, a zonális skálán kapott negatív érték nagyobbak bizonyult az örvényes összetevőnél, ami végülis lerombolást eredményezett. A ciklonok kinetikus energiájának sűrűlódás általi veszteségére sugárzási faktorokból nem érkezett utánpótlás, és ezért megindult fokozatos feltöltődésük. A helyi adottságok kisebb skálán még támogatták volna a ciklonok kinetikus energiáját, de a zonális komponens kedvezőtlen hatása lerombolta. A legeredményesebb generáció az Atlanti-óceán

fölött jelentkezett; a már megjelent ciklon energiataraléka növekedett és ez hozzájárult annak további mélyüléséhez.

A 3. ábrán a hasznosítható potenciális energia generációs értékeit mutatjuk be, amelyet a zonális és örvényes komponens összevonásával nyertünk. Az ábra a rövidhullámú légköri elnyelés, és hosszúhullámú kisugárzás okozta hozzájárulások eredőjét szemlélteti. A pozitív értékek azokat a tartományokat jelzik, ahol az örvényes skála „kedvezően ágyazódott” a zonális skálában, azaz a kapott generációs érték mindkét komponensnél pozitív volt, vagy az egyik skálán levő pozitív érték felülmúlta a másik komponens negatív értékét. Ugyanígy, a nagy lerombolást jelző területeken, vagy mindkét skálán lerombolás jelentkezett, vagy az egyik skálán kapott lerombolás abszolút értékben felülmúlta a másik skálán mutatkozó pozitív értéket.

Bár egyedi esettanulmány nem alkalmas általános érvényű következtetések levonására, mindamellett figyelmet érdemel az egyes sugárzási komponensnek zonális és örvényes részaránya a teljes generációban. Ezek az értékek láthatók a II. táblázat utolsó oszlopában. Ha eredményeinket az I. táblázat adataival hasonlítjuk össze, a részarányt illetően hasonló eloszlást kapunk. Ami pedig az örvényes generációban többletként a légköri elnyelésben jelentkezik, minden valószínűség szerint a felhők általi elnyelés javára írható. Ha az előjelek megoszlását is figyelembe vesszük, nem kerülünk ellentmondásba Brown eredményeivel, aki az egyes évszakok teljes melegedési mező értékeit felhasználva a zonális keletkezésre mindig pozitív, az örvényes összetevőre pedig július kivételével negatív eredményt kapott. Ugyanitt jegyezzük meg, hogy Suomi és Shen infravörös kisugárzásra végzett számításai szerint a generáció örvényes összetevője pozitív. Vizsgálati tartományunk utóbbi szerzőkéhez közel azonos méretű, eredményeink szerint a rövidhullámú elnyelés a generáció zonális összetevőjét támogatja, az örvényest pedig lerombolja. Ugyanakkor a hosszúhullámú kisugárzás örvényes generációt eredményezett.

A bemutatott esettanulmány jól példázza, hogy a műholdas sugárzásmérési adatok tanulmányozása hasznos segédeszköz lehet az időjárási rendszerek fejlődésének analízisében, ami elsősorban a dinamikai modellek továbbfejlesztésében jelent előrehaladást.

IRODALOM

- [1] Lorenz, E. 1955: Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation. *Tellus*, vol. 7, No. 2. 157–167.
- [2] Van Mieghem J. 1975: Atmospheric Energetic. Oxford Monographs on Meteorology Oxford.
- [3] Brown, J. 1964: A Diagnostic Study of Tropospheric Diabatic Heating and the Generation of Available Potential Energy. *Tellus*, vol. 16, No. 3. 349–366.
- [4] Clapp, P. F. 1961: Normal Heat Sources and Sinks in the Lower Troposphere in Winter. *Monthly Weather Review* 89, No. 5. 147–162.
- [5] Kung, E. C. 1966: Kinetic Energy Generation and Dissipation in the Large Scale Atmospheric Circulation. *Monthly Weather Review*. Vol. 94, 67–82.
- [6] Oort, A. H. 1964: On estimates of atmospheric energy cycle. *Monthly Weather Review* 29, No. 11. 483–493.
- [7] Dutton, J. Johnson, D. R. 1967: The Theory of Available Potential Energy and a Variational Approach to Atmospheric Energetic. *Advances in Geophysics* Vol. 12. 333–436.
- [8] Houghton, H. G. 1954: On the Annual Heat Balance of the Northern Hemisphere. *Journal of Met.* 11. 1–9.
- [9] London – Sasamori, I.: 1971: Radiative, Energy Budget of the Atmosphere. Space Research XI., Akademie-Verlag, Berlin.
- [10] Major Gy. 1974: A rövidhullámú napsugárzás légkörbeli elnyelésének vizsgálata felszíni és műholdas adatok alapján. Kandidátusi értekezés, Budapest.

- [11] *Davis P.* 1963: An Analysis of the Atmospheric Heat Balance. *Journal of Atmospheric Science*. vol. 20 No. 1. 5–22.
- [12] *Lettau, H.* 1954: A study of the mass, momentum and energy budget of the atmosphere. *Arch. Meteorol. Geophys. Biokl.* A7, 135–157.
- [13] *Suomi, V. E. – Shen, W. C.* 1963: Horizontal Variation of Infrared Cooling and the Generation of Eddy Available Potential Energy. *Journal of the Atmospheric Sciences* Vol. 20. No. 1. 62–65.
- [14] *Белов, П. Н. – Кивгачев, А. Ф.* 1965: Об изменениях температуры и геопотенциала обусловленных радиаций. ТРУДИ ММЦ, вып. 8. 55–67.
- [15] *Курилова, Ю. В.* 1965: О возможностях метеорологической интерпретации длинноволновой радиации. ТРУДИ ММЦ, вып. 8. 76–86.
- [16] *Krishna Rao – Winston, J. S.* 1963: An Investigation of Some Synoptic Capabilities of Atmospheric „Window”. Measurements from Satellite TIROS-II. *Journal of Appl. Met.* Vol. 2. No. 1.
- [17] *Korpany Gy.* 1969: Infravörös sugárzásmérések meteorológiai műholdakkal. *Időjárás.* 73. No. 1. 44–48.
- [18] *Johnson, D. R.* 1967: The Role of Terrestrial Radiation in the Generation of Zonal and Eddy Available Potential Energy. *Tellus* Vol. 19. No. 4. 517–537.
- [19] *Rachke, E. et. al.* 1973: Radiation Balance of Earths Atmosphere System during 1969–70 from Nimbus—3. Measurements. *Journal of Atm. Sci.* 30. 341–344.
- [20] *Ковдратов, К. Я.* и другие. 1976: Полный радиационный эксперимент. Гидрометеиздат, Ленинград.
- [21] *Korb, G. – Möller, F.* 1962: Theoretical Investigation of Energy Gain by Absorption of Solar Radiation in Clouds. Ludwig-Maximilian Universität Meteorologischer Institut München, Germany. Contract DA-91-951-EUCIC 1612.

A KÖZELMÚLTBAN MEGJELENT METEOROLÓGIAI SZAKKÖNYVEK

1. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS KIADVÁNYAI:

- XL. kötet: **A Balaton éghajlata — A Balaton térségének éghajlati jellegzetességei, hő- és vízháztartása, bioklimája** (Szerk.: BÉLL BÉLA és TAKÁCS LAJOS). Budapest, 1974. 316 B/5 lap. Ára vászonkötésben: 150,— Ft.
- XLI. kötet: **A meteorológiai mezők statisztikai szerkezete** (Szerk.: CZELNAI, R., L. S. GANDIN, W. I. ZACHARIEW). Orosz és német nyelven. Budapest, 1976. 364 A/4 lap. Ára fűzve: 80,— Ft.
- XLII. kötet: **HAJÓSY FERENC, KAKAS JÓZSEF, KÉRI MENYHÉRT: A csapadék havi és évi összegei Magyarországon a mérések kezdetétől 1970-ig.** Magyar és német nyelven. Budapest, 1975. 356 A/4 lap. Ára fűzve: 520,— Ft.

2. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT KISEBB KIADVÁNYAI:

40. szám: **MAJOR GYÖRGY: A Nap rövidhullámú sugárzásának elnyelődése a légkörben** (Angol nyelven). Budapest, 1976. 50 B/5 lap. Ára fűzve: 25,— Ft.
41. szám: **AJTAY ÁGNES: A burgonyatermesztés agroklimatológiai feltételei Magyarországon** (Magyar és angol nyelven). Budapest, 1977. 32 B/5 lap. Ára fűzve: 25,— Ft.

M e g r e n d e l h e t ő k

az Országos Meteorológiai Szolgálat Gazdasági Osztályán,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest,
Postafiók 38.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 3. szám. 1977. máj. – jún.
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 81 No 3 May – Jun 1977

On Alt's Measure of Continentality

MAKJANIČ, B. *Institute of Geophysics of University, Zagreb*

A kontinentalitás Alt-féle mértékéről. Alt módszerével a nyomás és a hőmérséklet súlypont-koordinátáinak évi menetét számítottuk ki a Föld 208 meteorológiai állomására. A súlypontok elmozdulási vektorainak megoszlását és azok nagyságát térképeken mutatjuk be és tárgyaljuk. Végül bemutatjuk azt az összefüggést, amely fennáll valamely meteorológiai elem súlypont-koordinátái és az elem *Fourier*-sora első harmonikusának együtthatói között.

✱

On Alt's Measure of Continentality. The coordinates of the center of mass for the mean annual march of pressure and of temperature were calculated by the *Alt's* method for 208 meteorological stations all over the globe. The distribution of the displacement vectors of the centers of mass and their amounts is shown on the maps and discussed. Finally the connection between the coordinates of the center of mass of a meteorological element and the coefficients of the first harmonic in its *Fourier* expansion is shown.

✱

It is well known that certain features of climate are called continentality, resp. maritimity. Summer showery rain, summer heat and winter cold are typical characteristics of a continental climate of middle and higher latitudes. On the other hand winter rain and cloudless summer skies are typical for maritime climates. The best examples of continental climate are to be found in the heart of the Asian continent and maritime climates are at their best on the western coasts of the continents and on the oceans.

There has been always an endeavor to express the degree of continentality by means of a suitable index. There are very well known such indices by *Gorczyński* and others (see *Conrad* 1936).

However, *Alt* (1932) introduced a new quantity, the center of mass of the annual variation of pressure, henceforth called annual center of mass of pressure (of temperature etc.) We take twelve equally spaced points on the unit circle beginning with the uppermost point. Moving clockwise we allocate to every point the value of the monthly mean of the element as the mass at that point, the value for January being attached to the starting one. The co-ordinates of the center of mass of the circle weighed in this way are given in *Alt's* notation as

$$x = \frac{IV - X + (II + VI - VIII - XII) \cos 60 + (III + V - IX - XI) \cos 30}{I + II + III + IV + \dots + XII}$$
$$y = \frac{I - VII + (III + XI - V - IX) \cos 60 + (II + XII - VI - VIII) \cos 30}{I + II + III + IV + \dots + XII}$$

Alt applied this formula to the pressure distribution of Central and Western Europe and he found considerable regularity in the distribution of the annual center of mass.

Later on, *Goldberg* (1953) applied the annual center of mass of pressure, temperature and rainfall to the study of climatic fluctuations in Zagreb.

1. *Dependence of the annual center of mass on longitude*

In order to explore more widely the possibilities involved in the use of the annual center of mass the co-ordinates of the mean annual center of mass of pressure and of temperature were calculated from the World Weather Records (1944) for all stations having an altitude above sea level less than 500 m. In this

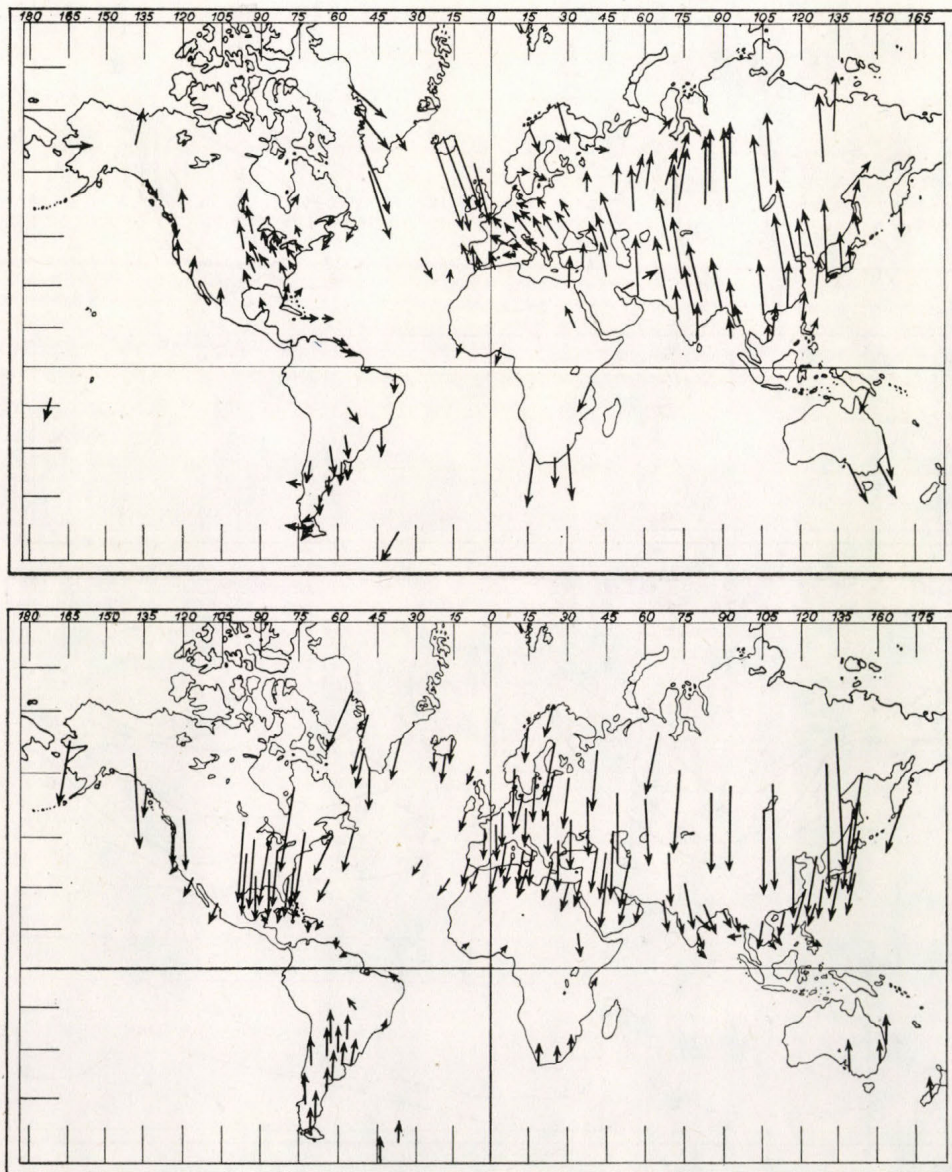


Fig. 1: Average displacement of the center of mass of pressure above, of temperature, below

way at this stage we did not have to enter in the problem of dependence of the annual center of mass on altitude. The period of data in the WWR is about 20–30 years and most records end at about 1920. This and the relative scarcity of data for the world coverage rendered the drawing of the maps of the world distribution rather schematic. However, in spite of these difficulties the overall picture is very characteristic. In the *Figs. 1a and 1b* are represented the displacement vectors of the center of mass of pressure resp. of temperature and in the

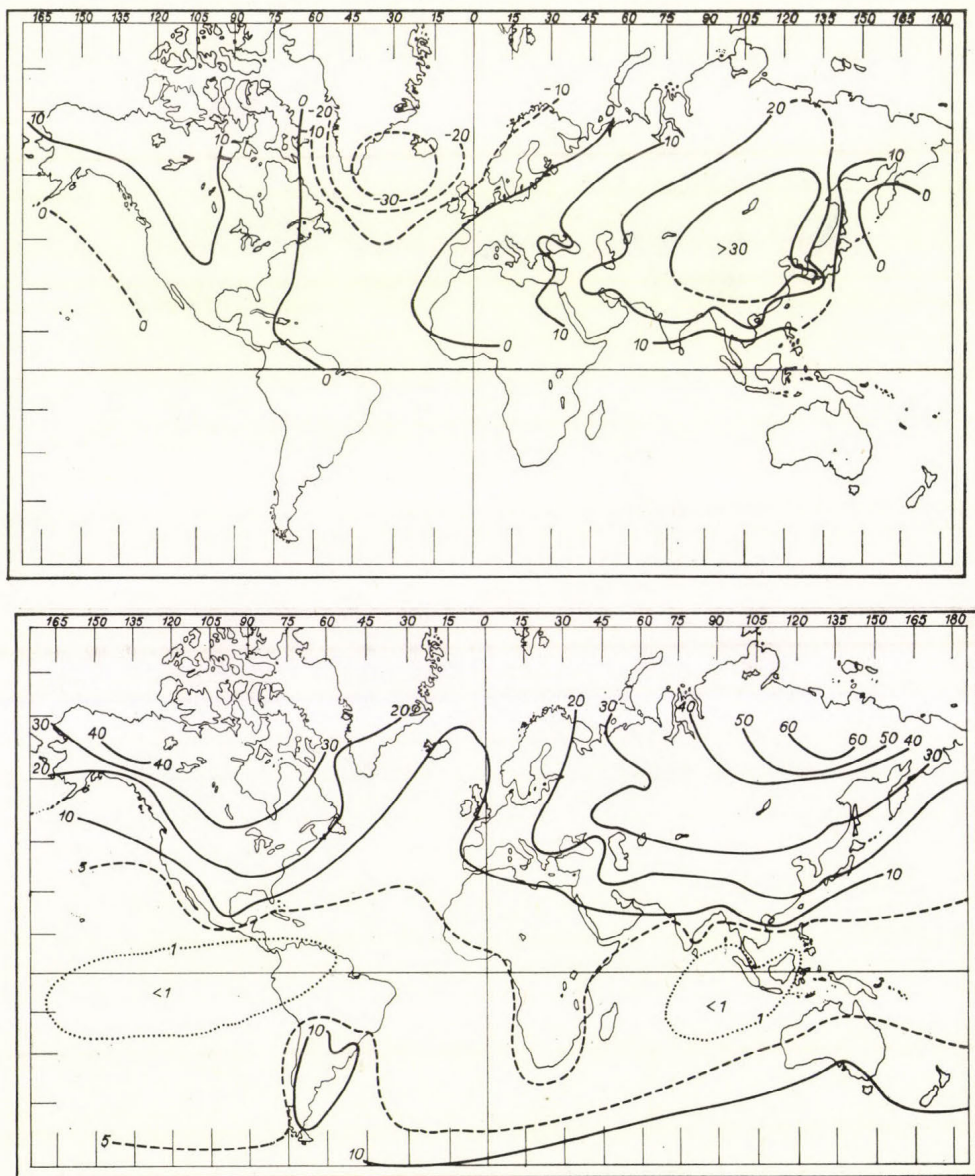


Fig. 2: Amount of the displacement of the center of mass of pressure (northern hemisphere only, above), of temperature, below

Figs. 2a and 2b the isolines of the amount of these vectors. Since the direction of these vectors for the pressure over the ocean differs by approx. 180 degrees from that over the land, we have attributed to the amounts over the ocean a negative sign. By mere inspection of these figures we conclude that there is definite dependence of the annual center of mass of pressure and of temperature on the position of the station relative to the distribution of land and sea or, more generally, on the geographical longitude. Therefore we may say that the continentality of a station is reflected by the amount and direction of the vector of displacement of the center of mass of climatic elements (at least of pressure and of temperature). We shall proceed on the assumption that this proposition is true.

2. Center of mass expressed by means of the coefficients of the Fourier expansion of the meteorological element

If we suppose that the values of the meteorological element in question are continuously distributed on the unit circle along which one proceeds as explained before, then we can express the co-ordinates of the center of mass as follows

$$x = \left\{ \int_0^{2\pi} c(\psi) \sin \psi \, d\psi \right\} : \left\{ \int_0^{2\pi} c(\psi) \, d\psi \right\}$$

$$y = \left\{ \int_0^{2\pi} c(\psi) \cos \psi \, d\psi \right\} : \left\{ \int_0^{2\pi} c(\psi) \, d\psi \right\}$$

If the length of the year is denoted by T , then $\psi = 2\pi\tau/T$ where τ is the time point in the segment $(0, T)$. We introduce the annual mean value by means of

$$\bar{c} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} c(\psi) \, d\psi$$

Now we express the element by means of its theoretical *Fourier* series

$$c = \bar{c} + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cos k\psi + b_k \sin k\psi)$$

If we substitute this into expressions for the co-ordinates of the center of mass and observe the orthogonality properties of trigonometrical functions we get

$$x = \frac{b_1}{2\bar{c}}$$

$$y = \frac{a_1}{2\bar{c}}$$

This simple connection between the co-ordinates of the center of mass and the coefficients of the first harmonic in the *Fourier* expansion is, of course, not unexpected.

In case we have only monthly mean values of an element we can express the co-ordinates of the center of mass as

$$x = \frac{1}{12\bar{c}} \sum_{i=1}^{12} c_i \sin 30(i-1)$$

$$y = \frac{1}{12\bar{c}} \sum_{i=1}^{12} c_i \cos 30(i-1)$$

rather than in *All's* original notation. Here c_i denotes the mean monthly value of the element c for the i -th month of the year, and $\bar{c} = \sum c_i/12$ is the annual mean. When dealing with temperature we take it in degrees Kelvin in order to avoid possible zero denominators.

Now we approximate the annual variation of the element by means of the first six *Fourier* harmonics which can be obtained from the twelve monthly values:

$$c_i = \bar{c} + \sum_{k=1}^6 A_k \cos 30k(i-1) + B_k \sin 30k(i-1) \quad (i=1, 2, \dots, 12)$$

If we substitute this into the formulas for x and y after some manipulation involving trigonometrical transformations we obtain in analogy with the continuous case

$$x = \frac{B_1}{2\bar{c}}$$

$$y = \frac{A_1}{2\bar{c}}$$

In the climatological summaries annual variation always starts with the month of January. Therefore the sequence of seasons is not the same on both hemispheres. In order to be able to compare the position of the center of mass for two stations, one on the northern and the other on the southern hemisphere, we have to change signs of the co-ordinates of the center of mass for the station on the say, southern hemisphere.

3. Concluding remarks

From the values of the co-ordinates of the center of mass for temperature as given in Para. 2. it appears that in the regions of high continentality $x=y/10$ and arc tg $(y/x) = 180^\circ$. In this case we have approximately

$$A_1 = 2\bar{c}y$$

$$B_1 = 2\bar{c}y/10$$

and the *Fourier* expansion for temperature begins as

$$t = \bar{t} [1 + 2y \cos(2\pi \tau/T) + (2y/10) \sin(2\pi \tau/T) + \dots]$$

Here of course we have $y < 0$ and it is seen that the first harmonic is very close to symmetry, but not quite, as emphasized by *Conrad* (1936).

In the regions with maritime climate the co-ordinate y grows smaller in a fair accordance with the increasing maritimity and the angle varies

irregularly from 180° to 270° with decreasing amount of $(x^2 + y^2)$. One could say that here the known rule that when the direction is less dependable the smaller the vector comes into play.

We have to conclude that the center of mass of an element was very well chosen by *Alt* to represent continentality. Its connection with the first *Fourier* harmonic of the expansion of the element is indicative of this. It is known that the first harmonic depends on the heat budget of a place and in this respect the character of the underlying surface is the most important factor. Also, in order to determine the center of mass one has to use all twelve monthly values which makes it as it were an individual measure of continentality for every place rather than much less adaptable indices of continentality.

There still remains the questions on the variability of the center of mass and on the way in which this variability reflects the fluctuations of climate.

REFERENCES

- Alt, E.* (1932): *Klimakunde von Mittel- und Südeuropa*, Handbuch der Klimatologie von W. Köppen, R. Geiger, Band III, Teil M. Berlin, Verlag von Gebrüder Borntraeger.
- Čonrad, V.* (1936): *Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen*, Band I. Teil B, Köppen-Geiger Handbuch der Klimatologie. Berlin, Verlag Gebrüder Borntraeger.
- Goldberg, J.* (1953): *Beiträge zur Untersuchung der Klimafluktuationen in Jugoslawien*, Univ. of Zagreb, Geophys. Inst., Papers, III. 3. Zagreb.
- World Weather Records, Smithsonian Miscellaneous Collections, Vol. 79. Ed. H. Helm Clayton, Washington, D. C., 1944.
-

MEGJELENT

az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos kiadványaként
a Magyarország Éghajlata sorozat 10. száma:

A NAPSUGÁRZÁS MAGYARORSZÁGON 1958—1972

Szerkesztette: Dr. Major György

A 80 oldalas, 21×29 cm méretű sugárzási atlasz 65 többszínnyomatú térképen bemutatja a sugárzási összetevőknek (napfénytartam, teljes napsugárzás, szórt sugárzás, albedó és sugárzási egyenleg) havonkénti átlagos csozlását az ország területén; ezzel párhuzamosan 24 táblázatban 12 állomáson a napsütés valószínűségének napi járását s az össz-sugárzás gyakorisági eloszlását, másik 24 oszlopdiagram a szórt sugárzás s a sugárzási egyenleg Budapesten mért napi értékeinek valószínűségét, gyakoriságát mutatja be. Külön érdeklődésre tarthat számot az a 48 diagram, amely a napsugárzásból az épületek négy fő égtáj irányába néző függéyes felületeire jutó energi mennyiség napi összegeinek havonkénti gyakoriságát, átlagát és szórását ábrázolja, ugyancsak a budapesti mérések alapján.

Megrendelhető az Országos Meteorológiai Szolgálat Gazdasági Osztályán,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Postafiók 38.
Ára: 110,— Ft

ЛАЙТМАН, Д.Л. /ред/: **Динамическая метеорология. (Теоретическая метеорология.)** (*Dinamikus meteorológia. Elméleti meteorológia*) Leningrád, Gidrometizdat, 1976. 607 old.

A Leningrádi Hidrometeorológiai Főiskola professzora, a határrétegre vonatkozó kutatásai alapján hazánkban is jól ismert *D. L. Lajtman* vezetésével tíz fős szerzői kollektíva írta a most ismertetésre kerülő dinamikus meteorológiai tankönyvet. Nem kétséges, hogy a szerzőgárda előtt igen komoly feladat állt: a korszerű dinamikus meteorológiát kellett összefoglalniuk korlátozott matematikai, fizikai és meteorológiai ismeretekkel rendelkező egyetemi hallgatók számára, a könyv méretei által meghatározott terjedelemben. Ezen túlmenően – mint erre a mű alcíme is utal – nemcsak a szigorúan vett dinamikus meteorológiáról van szó, hanem bizonyos sugárzás-tani, statisztikus meteorológiai és alkalmazási ismeretek közlésére is sor került.

Szerkezetileg 18 fejezetből tevődik össze a könyv; az egyes fejezetek anyagát néhány ellenőrző kérdés és a tárgyalathoz kapcsolódó irodalmi hivatkozás egészíti ki. A kötet használatát lényegesen megkönnyíti a részletes tartalomjegyzék és tárgymutató.

A bevezető jellegű első fejezetben tárgyalják – a nem egyensúlyi termodinamika fogalmára támaszkodva – a légkörre, mint kontinuumra felírható tömeg-, impulzus- és energiamérlegeket. Ezen mérlegek együttes felírásával kapjuk a teljes hidro-termodinamikai egyenletrendszert, amely a kontinuitási egyenletből, a mozgásegyenletből és az energia megmaradásának egyenletéből áll. Az öt skalár egyenletből álló rendszer lezárására a gázok állapotegyenlete szolgál.

A következő, második fejezetnek a légkör összetétele, a légköri gázoknak a magassággal való eloszlása, diffúziós-gravitációs elkülönülésük elmélete, a légköri gázok kritikus szökési sebességének és a szökés feltételeinek meghatározása a tárgya.

A harmadik és negyedik fejezetben rendre a száraz és nedves levegőben lezajló termodinamikai folyamatokról van szó. Mivel a légkör első közelítésben egykomponensű gáznak tekinthető, ezért természetes az olyan fogalmaknak, mint a sztatikus stabilitás, az instabilitási energia stb. a száraz légkörre történő bevezetése. A közelítés finomítása viszont elsősorban a légnedvesség figyelembevételével végezhető, a fázisátalakulások termodinamikai elméletének felhasználásával. A termodinamika második fő tételének tárgyalása után az entrópia segítségével a stabilitási viszonyok általánosan tárgyalhatók. Ez a felépítés lehetővé teszi, hogy a tankönyvet használó a termodinamikai alapfogalmakat és törvényeket egyre bonyolultabb rendszerekre alkalmazva lássa viszont.

A fenomenológikus termodinamika alkalmazásai után az ötödik fejezetben a statisztikus mechanika, nevezetesen a termodinamikai fluktuációk olyan törvényei kerülnek tárgyalásra, amelyek nagy szerepet játszanak a felhőzet képződésében és fejlődésében, a kristályosodási folyamatokban stb., és amelyek eredményesen használhatók alkalmazási feladatok (pl. repülőgép jégedése) megoldására.

A terjedelmes hatodik fejezet a sugárzás elméletével foglalkozik. Az általános sugárzási törvényszerűségek (*Kirchoff-, Planck-, Wien-, Stefan-Boltzmann-, Bouguer-Lambert* törvényei) összefoglalása után kerül sor a Nap–Föld rendszer konkrét sugárzási viszonyainak elemzésére, a napsugárzás elnyelődésének, szóródásának és kisugárzásának spektrális viszonyaira vonatkozó ismeretek közlésére.

Az első fejezetben felírt hidro-termodinamikai egyenletrendszer megoldásával kapcsolatos elvi nehézségekről, nevezetesen a légköri mozgások turbulens jellegéről szól a hetedik fejezet. Megismerhetjük a lamináris áramlás turbulenssé válásának geometriai feltételeit (*Reynolds-kritérium*), a lamináris áramlás stabilitására vonatkozó *Landau*-féle elméletet és levezetésre kerülnek a turbulens áramlásokban szabálytalanul változó mennyiségek átlagaira vonatkozó egyenletek. A hasonlóságelmélet módszereinek alkalmazásával történik a dinamikai egyenletek egyszerűsítése: a légköri mozgások osztályozása. Míg ebben a fejezetben a turbulens áramlások integráls (átlagos) viselkedéséről volt szó, addig – a szerkezetileg lényegesen később következő –

tizenhetedik fejezet a turbulens mozgás változó mennyiségeinek magasabb rendű momentumaira vonatkozó összefüggéseket tárgyalja. Ennek a vizsgálatnak központi fogalma a sebességi mező korrelációs tenzora, amelynek segítségével a turbulens energia spektrális tulajdonságai származtathatók. Ilyen előzmények után ismerteti a tizennyolcadik fejezet a légszennyeződés elméleteinek alapjait.

A légkör alsó, 1-2 km vastag, erősen turbulens rétegének elhanyagolásával jutunk a szabadlégkör fogalmához, amelyben a vertikális turbulens kicserélődés (bizonyos kivételektől eltekintve) hiányzik. A nyolcadik fejezetben a szabadlégkör ismert feladatáról, a szél mezejének a mozgási mező alapján történő meghatározásáról olvashatunk. A következő fejezetben tovább finomodik a szabadlégkörről alkotott képünk: megismerkedünk a szakadási felületek általános tulajdonságaival és a szakadási felületeknél kialakuló rendezett vertikális áramlások szerkezetével. Vizsgálataink további finomításakor már tekintettel kell lennünk a szakadási felületek környezetében és a futóáramlásokban fellépő szabadlégköri turbulenciára, amely az erős szélsebesség-gradiensek tartományában keletkezik. Ezekről a problémákról szól a tizenhatodik fejezet.

Periodikus külső hatásokra és a kis belső perturbációk növekedésének következtében a nem-stacionárius mozgások legegyszerűbb, analitikusan könnyen kezelhető formája, a hullámmozgás lép fel a légkörben. A tizedik fejezetben bevezetésre kerülő primitív egyenletek lineárizálásával (perturbációs kifejtés módszere) áttekintést kaphatunk a légköri hullámmozgás főbb hullámairól: a hang, a gravitációs és a Rossby hullámokról.

A következő két fejezet a légkör azon rétegét teszi vizsgálat tárgyává, amelyben a légköri folyamatok alakulását az aktív felszín és a turbulencia hatása erősen befolyásolja. A tizenegyedik fejezetben olyan határréteg tulajdonságait ismerjük meg, amelyben a hőmérséklet, a nedvesség és a szél csak vertikális koordináta függvénye. Ahhoz viszont, hogy az ilyen szerkezetű határréteg kialakulását, valamint a légtömegek transzformálódásának mechanizmusát megértsük, a horizontális inhomogenitásokat is figyelembe kell vennünk. Az inhomogén aktív felszín hatását tárgyalják a tizenkettedik fejezetben.

Az egyik legismertebb meteorológiai tény, hogy a meteorológiai elemek értékeinek napi menete van. A napsugárzás hatására kialakuló napi menet elméletének rövid összefoglalását adja a tizenharmadik fejezet.

A még ismertetésre váró két fejezet közül az egyik a rövidtávú numerikus előrejelzés fizikai alapjaival, a másik pedig a légkör általános cirkulációjával és a légköri energetika néhány kérdésével foglalkozik. Mindkét fejezet áttekintő jellegű, s csak a legszükségesebb alapfogalmak közlésére szorítkozik.

A könyv egészét tekintve ismertetésünk összefoglalásaként a következőket mondhatjuk: ez a tankönyv a korszerű elméleti meteorológiai ismeretek olyan didaktikusan felépített összefoglalását adja, amely minden meteorológus szakmai műveltségének alapját képezheti. A világos és igényes elméleti megfontolások mellett, a mű jól tükrözi az utóbbi néhány évtized meteorológiai gyakorlatának egyik fontos elemét: az alkalmazási feladatok algoritmikus megfogalmazásának és numerikus matematikai módszerekkel történő megoldásának követelményét. Mindezek alapján ezt a tankönyvet a tanulmányait kezdő egyetemi hallgatónak és a szakmáját gyakorló meteorológusnak egyaránt ajánlhatjuk.

Dévényi Dezső

BOYEN, H.—DOGINAUX, R.—PASZYNSKI, J.: Méthodes de détermination du bilan énergétique de la surface active de la terre (*Módszerek az aktív földfelszín energiamérlegének meghatározására*). Institut Royal Météorologique de Belgique, Publications, Série A. No. 99. Ukkel-Brussel, 1976. Terjedelme 71 oldal.

Az előttünk fekvő értékes monográfiának első két szerzője a belga meteorológiai szolgálat sugárzásmérési osztályán dolgozik, harmadik szerzője, *Janusz Paszyński* professzor a Lengyel Tudományos Akadémia földrajzi kutatóintézetének nálunk is jól ismert kutatója.

A légköri modellek megalkotásához elengedhetetlenül szükséges, hogy reális megközelítést tudjunk nyújtani a szárazföldi és vízi felszín energiamérlegéről, valamint a következő mennyiségek fluxusairól: az impulzus, az érzett hő és a látens hő. A munka leírja és elemzi azokat a módszereket, amelyek segítségével az energiaháztartási egyenlet különféle tagjait becsülhetők. A könyv egyik további érdeme a kitűnő topográfia, amely a matematikai fejtegetések követését nagymértékben megkönnyíti.

A munka a következő fejezetekre tagozódik: I. fejezet: Az aktív földfelszín energiamérlege (7–10. old.). II. fejezet: A sugárzási fluxus (11–20. old.). III. fejezet: Hővezetési fluxus (21–28. old.). IV. fejezet: Az érzhető hő és a lappangó hő turbulens fluxusai (29–42. old.). V. fejezet: Azoknak a meteorológiai paramétereknek a mérése, amelyek a turbulens fluxusok meghatározásában szerepet játszanak (43–47. old.).

Aujeszky László

McEWAN, M. J. — PHILLIPS, L.F.: *Chemistry of the Atmosphere (A légkör kémiája)*.
Edwar Arnold Ltd., London 1975. 301 oldal, 140 ábra, 48 táblázat.

A két új-zélandi szerző érdekes könyvében megpróbálja a levegőkémiát elméleti, kvantummechanikai úton megközelíteni. Véleményük szerint a levegőkémia az aeronómia része, és nem más, mint a légköri kémiai komponensek foto-reakcióinak összefoglaló tudománya.

A könyv első fejezete a légkör általános jellemzésével, szerkezetével és kémiai összetételével foglalkozik. Itt találkozhatunk először a kemoszféra definíciójával is. A kemoszféra magában foglalja a sztratoszférát, a mezoszférát, és a termoszféra alsó részét. Itt zajlanak le az oxigénnel kapcsolatos alapvető fotodisszociációs reakciók.

A második fejezet, melynek címe: „A légkör, mint fotokémiai rendszer”, tartalmazza az alapvető fotokémiai elméleteket, foglalkozik a fotokémiai (kvantumkémiai) törvényekkel, valamint a fényelnyelés jól ismert Lambert — Beer törvényével. A továbbiakban a Nap sugárzására illetve ennek spektrumára tér ki, majd a légköri összetevők fényelnyelésének abszorpciós koeficienseinek (amely a fényelnyelés mértéke) elméleti kvantummechanikai tárgyalásával fejeződik be.

A következő rész a kísérleti módszerek és műszerek leírásáé.

A negyedik fejezetben részletesen ismertetik a kemoszféra összetételét, dinamikáját, felsorolják a légköri kémiai reakciók fontosabb típusait, levezetik a fizikai transzportfolyamatokat, majd a légkör nyom-alkotórészeinek (molekuláknak és szabad gyököknek) képződési és fogyási folyamatainak ismertetésére térnek ki.

Az ötödik fejezetben olvashatunk a gerjesztési folyamatok részletes kvantummechanikájáról, majd a gerjesztett állapot két lehetséges megszűnéséről, nevezetesen az abszorpciót követő emisszióról, amelynek a légköri fényjelenségek is tulajdoníthatók, és a fényabszorpció hatására bekövetkező kémiai reakciókról.

Az ionoszféra tulajdonságai nagymértékben eltérnek az alsóbb szférák tulajdonságaitól, ezért a szerzők külön fejezetet szánnak ennek tárgyalására. Foglalkoznak az elektronkémiaiával, valamint az ionok nappali és éjszakai keletkezésével, reakcióival. Igen részletesen tárgyalják az ionoszféra D, E és F régióinak ionkémiaját, majd kitérnek az exoszféra rövid ismertetésére.

A nyolcadik fejezet külön tárgyalja a szennyezett levegő kémiáját, főleg a nitrogén-oxid és a kén-dioxid fotokémiai reakcióit a troposzférában, de a szerzők nem feledkeznek meg a szennyezett sztratoszférában lejátszódó folyamatokról sem.

Végül az utolsó fejezet a Naprendszer többi bolygójának, főleg a Marsnak és a Vénusznak a légkörével foglalkozik.

A könyv egyik legfontosabb része a függelék, amely több száz légköri kémiai folyamatot sorol fel, a megfelelő sebességi állandóval együtt.

Az idézett mintegy ötszáz irodalmi munka különösen értékesé teszi a könyvet azok számára, akik a levegőkémiával elméleti szinten foglalkoznak.

A könyv végig igen magas szakmai színvonalon foglalkozik a légkör kvantummechanikájának egyre fontosabbá váló kérdésével.

Horváth László

ЕФАНОВА, А. В.: *Холодные зимы на континентах северного полушария (Hideg telek az Északi félgömb kontinensein.)* Leningrad, 1976. Gidrometeoizdat, 115 oldal ára 81 kopek.

Ez a monográfia a Geofizikai Főobszervatórium kiadásában jelent meg. A szerző kilenc évtizedes időszakból vizsgálja meg a hideg telek lefolyását (1881 — 1970), és azt, hogy hogyan alakul az általános cirkuláció a hideg telek során. Vizsgálatához a Vangengeim — Girsz-féle és a Szerdzejevszkij-féle osztályozást veszi alapul. Katalógust közöl a nagy negatív anomáliájú hónapokról és területekről tizenegy nagyobb földrajzi körzet számára. Bizonyos szabályszerűségek olvashatók ki, az egyes körzetek között szinkronizmus, más területek között pedig aszinkronizmus mutatkozott a hideg telek bekövetkezésében. A táblázatos anyag 20 nyomtatott oldalnyi a könyvben. Az irodalmi jegyzék 104 hivatkozást tartalmaz, ezekből 88 szovjet szerzőké.

A könyv 4 fejezetre tagozódik: 1. A hideg telek klimatológiai jellegének meghatározása az Északi félgömb kontinensein (11 — 17. old.); 2. A hideg hónapok és telek alapvető klimatológiai jellemzői (18 — 28. old.); 3. A hideg telek megoszlása az Északi félgömb szárazföldi részének körzetei között (29 — 50. old.); 4. A légköri cirkuláció állapota és a tengerek feletti levegő hőmérsékleti anomáliái az Északi félgömb hideg telein (51 — 86. old.).

Aujeszký László

AZ MTA METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS BIZOTTSÁGÁNAK ÜLÉSE

A Meteorológiai Tudományos Bizottság 1977. január 26-án *Czelnai Rudolf* levelező tag elnöketével ülést tartott. Az ülés napirendjén a meteorológiai felsőoktatás helyzetét tárgyalták meg. A vitaindító előadást *Dobosi Zoltán*, az ELTE Meteorológiai Tanszékének tanszékvezető docense tartotta. A bevezető előadás korreferensei *Péczely György* és *Szász Gábor* egy. tanárok voltak. A bizottság beható vita után az alábbi határozatot fogadta el:

A bizottság a meteorológiai felsőoktatás hazai helyzetét elemezve az alábbiakat állapította meg:

1. Feltétlenül azonnali lépéseket kell tenni annak érdekében, hogy legkésőbb 1980-ban újra megindulhasson az ELTE keretében az *önálló* 5 éves meteorológusképzés, olyan tananyaggal, amely megfelel az ágazati igényeknek és a korszerű (nemzetközi szintű) követelményeknek. Ezzel kapcsolatban az előzmények, adottságok és teendők az alábbiak:

1.1. Az ELTE keretében az egyetemi szintű *önálló* meteorológusképzés először 1950-ben indult meg, viszonylag magas (évi 35–40 fő) létszámmal. A négy éven át folytatott oktatás akkor megoldotta ugyan a szakember-utánpótlás kérdéseit, de negatív hatásként azt vonta maga után, hogy a rendszeres meteorológusképzést több évre le kellett állítani, és ebből eredően a meteorológusok kormegoszlása igen egyenetlenné vált (jelenleg a 41–45 éves korosztályok képezik a szakemberek nagy többségét);

1.2. Ez a probléma eleinte nem volt égető. Azonban 1973 óta a meteorológus szakemberek iránti igény ismét növekszik. Jellemző, hogy az OMSZ által 1973-ban készített felmérés még csak évi 4–5 fő igényt mutatott ki, az 1976-ban hivatalosan közölt, s ma is érvényes igény viszont az alábbi keretszámokat tartalmazza:

	évente:	öt év alatt:
1981–85	7–10 fő	35–50 fő
1986–90	10–12 fő	50–60 fő
1991–95	12–15 fő	60–75 fő

Összesen: (15 év alatt) 145–185 fő

Ezekben a számokban kifejezésre jut, hogy 1985 és 1995 között az OMSZ jelenlegi szakember-állományának zöme szinte egyszerre megy nyugdíjba. Éppen ezért az is belátható, hogy a kérdést legkésőbb 1980-ig megfelelő módon meg kell oldani!

1.3. Az ELTE a meteorológus szakemberképzéssel kapcsolatos igény kielégítését – más szakmák hasonló igényeinek megoldására is törekedve – a kombinált, ún. „földtudományi alapképzés” megindításával kísérte áthidalni. A Bizottság által végzett alapos elemzés azonban arra az *egyhangúlag* elfogadott következtetésre vezetett, hogy ez a kombinált képzés a korszerű meteorológusképzés követelményeit nem tudja kielégíteni, tehát az *önálló* meteorológus szak újraindítása elkerülhetetlen. Az is kiderült az elemzésből, hogy 1980-tól az *önálló* meteorológusképzés kb. 15 fős létszámmal indulhat (az OMSZ igénye mellett az OVH és az MN igényét is tekintetbe véve). Az e képzéssel szemben támasztandó követelményeket a Bizottság (a Meteorológiai Világszervezet „meteorológus I” kategóriájú szakemberekkel kapcsolatos oktatási irányelveinek alapján) az alábbiak szerint foglalta össze:

- a) Igen alapos matematikai, fizikai és légkörtudományi képzés;
- b) Erős áttekintő képzés az operatív meteorológiai ismeretekről (a meteorológiai tevékenység elméletéről és technológiájáról);
- c) Tömör *áttekintő* képzés a meteorológia alkalmazásairól;
- d) Speciális képzés – szabadon választható kollégiumok formájában – különösen (de nem kizárólagos) tekintettel az agro-, hidro-, repülési-, ipari-, építészeti-, levegőtisztaságvédelmi (alkalmazott) meteorológiai ismeretekre.

2. Ezen túlmenően a Bizottság – tekintetbe véve az Országos Meteorológiai Szolgálat, a Magyar Néphadsereg és az Országos Vízügyi Hivatal igényeit – szükségesnek tartja a „meteorológus II” nemzetközi kategóriának megfelelő 3 éves üzemmeteorológus-képzés megindítását. Ezzel kapcsolatban jó kiindulópontnak tekinti az 1976-ban megindított 2 éves képzés MN által kidolgozott tantervét, de azt az OMSZ és az OVH igénye alapján kiegészítendőnek tartja, olyan módon, hogy a specializálódás a III. évben történjen.

3. Az 1. és 2. pontban leírt oktatási formák

feltételeinek biztosítása érdekében a Bizottság az alábbi intézkedéseket tartja szükségesnek:

a) Sürgősen meg kell indítani a tankönyvek és segédletek felülvizsgálatát és a hiányzó tankönyveket legkésőbb 1980-ig ki kell adni!

b) Tekintetbe véve, hogy az 1. pontban leírt 5 éves önálló meteorológusképzés a korszerű meteorológiai gyakorlattal összefüggésben számos speciális tárgy oktatását igényli, *lehetővé kell tenni, hogy a kötelező szaktárgyak képzésével kapcsolatban is szoros együttműködés jöjjön létre az OMSZ és a Tanszék között.*

c) Gondoskodni kell az ELTE Meteorológiai Tanszékének megfelelő megerősítéséről, tekintetbe véve, hogy ennek a tanszéknek az előbb vázolt feladatok mellett el kell látnia a földrajztanárok meteorológiai képzését is.

4. A Bizottság végül szükségesnek tartja a nem meteorológus szakosok számára történő meteorológiai felsőoktatás helyzetének rendezését is.

Ilyen oktatás az alábbi területeken folyik:

1. Tudományegyetemeken a földrajztanári szakon.

2. Agráregyetemeken és főiskolákon.

3. Tanárképző főiskolákon a földrajztanári szakon.

4. A műszaki egyetemen hidrológus mérnökök számára.

A meteorológiai közműveltség emelése szempontjából különösen fontos a meteorológia és klimatológia kellő mélységben és óraszámban történő oktatása a tudományegyetemek földrajztanári szakán. E téren a tudományegyetemeken egységes tanterv nincsen, a megfelelő tankönyvek hiányoznak, megfelelő jegyzetek is csak a szegedi JATE-n állanak rendelkezésre. A Bizottság kívánatosnak tartja annak a kísérleti oktatási modellnek az átvételét és általános bevezetését, amelyet a szegedi JATE-n dolgoztak ki. Ennek koncepciója az, hogy az oktatást „általános meteorológia” kollégiummal célszerű elkezdeni a meteorológia alapfogalmainak megismertetése céljából. Erre épül fel a második félévben a „fizikai klimatológia”, majd a kellő meteorológiai és klimatológiai alapok ismeretében a harmadik félévben a „Föld és hazánk éghajlata” c. regionális klimatológiai kollégium. A gyakorlati órákon a főbb meteorológiai műszerekkel, a hagyományos éghajlati észlelésekkel és adatfeldolgozással, valamint az éghajlatban alkalmazott fontosabb matematikai-statisztikai módszerekkel ismerkedtek meg a hallgatók. A három félévben összesen rendelkezésre álló óraszám heti 7. A Bizottság kívánatosnak tartja, hogy az anyagból mielőbb egyetemi tankönyv álljon a földrajzoktatás rendelkezésére.

Az agráregyetemeken és főiskolákon a meteorológia oktatása sok kívánnivalót hagy maga után, elsősorban a tárgykörben kvalifikált oktatók és tanszékek hiánya miatt. Az oktatás tartalmi színvonala és a rendelkezésre álló óraszámkeret évről évre kedvezőtlenebbé

válik. Agrár-szakembereink meteorológiai oktatásának rendbetétele igen fontos megoldandó feladat.

A tanárképző főiskolán a meteorológia és klimatológia számára külön kollégiumok nincsenek, bizonyos alapismeretek oktatása a természeti földrajz keretében folyik. Eredményessége, hatékonysága teljes mértékben az oktató hozzáállásától, felkészültségétől függ. Tankönyv ugyan van, de az meteorológiai és klimatológiai vonatkozásaiban korszerűtlen, sok kívánnivalót hagy maga után.

Bodolai I.

✱

FELHŐFIZIKAI SZEMINÁRIUM BUDAPESTEN

A szocialista országok 1974. évi (XIII.) igazgatói konferenciáján elfogadott munkatervnek megfelelően 1977. február 22–24-e között felhőfizikai szeminárium megrendezésére került sor Budapesten, az OMSZ székházában.

A vitaülés az RGKNIR—3 témakörében („Felhőfizikai folyamatok kutatása és mesterséges időjárás-módosítási kísérletek módszereinek kidolgozása”) főleg a légköri kondenzációs és jégképző magvaknak a felhőcseppek, jégkristályok ill. a jégeső keletkezésében játszott szerepével foglalkozott.

A megbeszéléseken a meghívott magyar szakembereken kívül a Szovjetunió, Bulgária, Lengyelország és Románia megfelelő munkacsoportjainak vezetői, illetve kutatói vettek részt.

Az ülésszakot az OMSZ elnökhelyettese, *Kozák Béla* nyitotta meg, majd *G. Milosev* professzor (Szófia) elnökletével két előadásra került sor.

Először *Mészáros Ernő* adott áttekintést a kondenzációs magvak kutatásának utóbbi évtizedeiről, részletezve a magyarországi vizsgálatok eredményeinek felhőfizikai és levegőkémiai kapcsolatait is. *Wirth Endre* összefoglaló előadásában a légköri jégkristályok keletkezési lehetőségeit rendszerezte és ezzel kapcsolatban elemezte az ún. természetes jégképző magvak mérési nehézségeit. Az első nap programja városléssel fejeződött be.

A következő napon *Mészáros Ernő* elnökletével *V. M. Voloscsuk*, az obnyinszki Kísérleti Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettese (társ szerző: *Ju. Sz. Szedunov*) tartotta meg „Turbulens légkörben levő felhők mikrostruktúrájának evolúciója” c. előadását azzal a tiszteletre méltó célkitűzéssel, hogy — legalábbis formálisan — teljes egyenletrendszerbe foglalja az ún. „meleg” felhők éseppspektrumának változását a kondenzáció és koaguláció folyamatainak eredményeképpen. Ezután *K. Haman*, a Varsói Egyetem Geofizikai Intézetének docense számolt be kötetlen formában kutató-

csoportjuk munkájáról, amely korábban főként a konvektív felhők dinamikájára, újabban a mikrofizikai folyamatok vizsgálatára irányul. A befejező előadást V. G. Horguáni, az észak-kaukázusi Magashegyi Geofizikai Intézet Mikrofizikai Laboratóriumának vezetője előadásában hallhatták a résztvevők: „Aeroszol-részecskék a jégeső csíráiban és ezek jégképző hatása” címmel, amely arra a meglepő kísérleti eredményre hívta fel a figyelmet, hogy a „jégeső-embriókban” számos nagyméretű (30 μm -nél is nagyobb részecske) található: ezek már viszonylag magas, negatív hőmérsékleteknél képesek elősegíteni a jégfázis megjelenését.

A szeminárium eredeti célkitűzésével összhangban minden előadást számos kérdés és élénk vita követett. A délutáni ülészak az RGKNIR—3 témában a résztvevő országok kutatói előtt álló teendőket, a további együttműködés módjait megbeszélésével folytatódott. *Milosev* professzor beszámolt arról, hogy a KAPG keretein belül új munkacsoport alakult a felhők és csapadékok mikrofizikai vizsgálatára. Javasolta, hogy egyesítsük a meteorológiai szolgálatok és akadémiai intézmények hasonló témára irányuló kutatási erőfeszítéseit, ez új, jelentősen megnövelné az együttműködés és a kutatói esere lehetőségeit. Ennek megfelelően a szeminárium résztvevői kérték az RGKNIR elnökét, hogy a javaslatot terjessze a legközelebbi igazgatói konferencia elé.

Február 23-án a vendégek jó hangulatú kirándulást tettek Pécsre és Siklóra, amelynek keretében tájékoztatást kaptak a baranyai jégesőelhárításról is.

Wirth E.

✱

VISSZAEMLÉKEZÉS NEUGEBAUER TIBORRA

1977. január 8-án elhunyt *Neugebauer Tibor* Kossuth-díjas, a fizikai tudományok doktora, a budapesti Eötvös Lóránd tudományegyetem elméleti fizika tanszékének nyugalmazott egyetemi tanára. Szakmai pályafutását a meteorológiai szolgálat keretében, az akkori Előrejelző osztályon kezdte meg. Innen került *Ortvay Rudolf* professzor mellé az egyetemi fizikai tanszékre. Fél évszázados szakmai tevékenysége eredményeként sok atomfizikai és szilárdtest-fizikai jelenség számára dolgozott ki elméleti értelmezést, és ezzel világszerte ismertté tette a nevét. Egész pályafutása alatt megtartotta a meteorológiai folyamatok iránti érdeklődését. A meteorológián belül is a megoldatlan problémák foglalkoztatták. Ennek tulajdonítható, hogy huzamos időn át foglalkozott a gömbvillám mibenlétének kérdéseivel. Az *Időjárás* 1937. évi kötetének 193–197. oldalán jelent meg nagy feltűnést keltő első dolgozata:

„A gömbvillám elmélete a hullámmechanika alapján”. Elméletét röviddel ezután külföldön is publikálta. Természettudományi érdeklődését a sokoldalúság jellemezte. Szívesen foglalkozott a fizika biológiai alkalmazásaival. Nevezetesen a rovarok és lepkék valódi és látszólagos (interferenciából eredő) színeire vonatkozó vizsgálatait. Elhunytával a magyar tudományos élet egy sokoldalú és színes egyéniséget veszített el, és a meteorológia barátainak tábora is szegényebb lett egy értékes személyiséggel.

Aujeszky L.

✱

A METEOROLÓGIAI TUDOMÁNY HELYZETÉNEK MEGVITATÁSA AZ MTA X. OSZTÁLYÁNAK ÜLÉSÉN

A Magyar Tudományos Akadémia osztályai, az előre kidolgozott részletes munkatervet követve, ezekben a hónapokban vitatják meg az egyes tudományterületek helyzetét. Ennek a munkának részeként került sor a meteorológiai tudomány helyzetének megvitatására az MTA X., Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának 1977. január 24-én tartott ülésén.

A vitaindító anyagot *Czelnai Rudolf*, az MTA X. Osztály Meteorológiai Tudományos Bizottságának elnöke terjesztette elő. A helyzetkép anyaga a *Meteorológiai Tanulmányok* sorában megjelent 12. füzet tartalmának rövidített változata volt. Az anyag kiegészítésképpen *Czelnai Rudolf* tájékoztatta a X. Osztály tagjait arról, hogy a beterjesztett helyzetképpel egyidőben elkészült egy igen részletes OMFb tanulmány a „Meteorológiai Szolgáltatások Fejlesztése” címmel, amely részletezi a meteorológiai szolgáltatásokkal kapcsolatos társadalmi elvárásokat a legfontosabb népgazdasági ágazatok szerint. Elmondotta, hogy emiatt a „helyzetkép” azokra a kutatási feladatokra tér ki nagyobb súllyal, amelyek a társadalom által igényelt szolgáltatások hosszabb távú megalapozásához szükségesnek látszanak. Ennek kapcsán kiegészítő tájékoztatást adott az ICSU és WMO égisze alatt szervezett Globális Léggörkutató Program (GARP) jelentőségéről a hazai kutatások és meteorológiai szolgáltatások szempontjából.

Az előterjesztett anyaghoz a vita során *Béll Béla* akadémikus, *Kovács György* (OVH), *Grasselly Gyula* akadémikus, *Csaplak Andor* (HM), *Pécsi Márton* akadémikus és *Fülöp József* akadémikus szólott hozzá.

A vitában elhangzottakat *Martos Ferenc* akadémikus, osztályelnök foglalta össze, kérve az előterjesztőket, hogy az osztályülésen elhangzottakat figyelembe véve egészítsék ki a helyzetképet azokról a kutatásokról szóló bővebb tájékoztatással, amelyek a meteorológiai szolgáltatások fejlesztését célozzák, külön-

nös tekintettel természeti erőforrásaink hasznosításának meteorológiai vonatkozásaira. Elfogadásra ajánlott egy határozati javaslatot a meteorológiai tárgyú tudományos cikkek publikációjával kapcsolatban. E határozat értelmében az Osztály indokoltan tartja, hogy a nemzetközi érdeklődésre számot tartó meteorológiai tanulmányok az Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica c. akadémiai kiadványban növekvő mértékben kerüljenek közlésre.

Ezzelegyidejűleg az Osztály kéri az OMSZ-ot, hogy vizsgálja meg a lehetőségeket az „Időjárás” c. hivatalos szakmai folyóirat bizonyos profil módosítására vonatkozóan, a hazai olvasókörzöset (fizika- és földrajztudományok, érdekelt népgazdasági szakemberek stb.) részére nyújtandó szakmai ismeretterjesztés és tájékoztatás javítása érdekében.

Ennek kapcsán az Osztály tudomásul vette azt a tényt, hogy az „Időjárás” c. szakfolyóirat jelenleg a nemzetközi meteorológiai kiadványcsere alapja, s a folyóirat esetleges profil módosításával kapcsolatban erre a körülményre is felhívta a figyelmet.

A nagy érdeklődéssel kísért tartalmas vita kellően bizonyította, hogy a meteorológiai tudomány iránti társadalmi érdeklődés az utóbbi években rohamosan növekedett. A helyzetkép a hazai meteorológiai tudomány megoldatlan kérdéseinek kidomborítására helyezte a súlyt, ezeken keresztül érzékeltette a meteorológiai tudomány dinamikus fejlődését.

(Szerk.)

✱

AZ MMT TISZTÚJÍTÓ KÖZGYŰLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1977. január 27-én tartotta 45. rendes, tisztújító közgyűlését a MTESZ Anker közli székházában. *Béll Béla*, az MMT elnöke megnyitó beszédében részletesen elemezte a meteorológiai tudományok művelőire, a közművelődésben váró feladatokat. Szólt az MMT feladatairól is, kiemelve, hogy az 50 éves Társaságnak és a több mint 100 éves intézményes magyar meteorológiának a közművelődés terén nagyon tiszteletreméltó és követendő, de egyben fejlesztendő hagyományai vannak. E hagyományok ápolása, fejlesztése a jövőben is a társaság legfontosabb feladata lesz.

Az elnöki megnyitó után a MTESZ vezetőségének jókívánásait tolmácsolta *Szigeti György* akadémikus, *Czelnai Rudolf* akad. lev. tag, az OMSZ elnöke pedig a meteorológiai szolgálat nevében üdvözölte a közgyűlést.

A tisztújító közgyűlés hagyományainak megfelelően, *Szakály József* főtítkárral először az 1976-ban végzett munkáról számolt be, majd – mivel az 1974-ben megválasztott vezetőség mandátuma lejárt – áttekintette a Társaság tevékenységét a legutóbbi választás óta eltelt

időszakban. A főtítkárral beszámolójában szólt a XVI. Meteorológiai Világnap alkalmából megrendezett sikeres ünnepi ülésről, a társasági előadói ülésekről, ismertette a szakosztályok tevékenységét, hangsúlyozva, hogy az MMT vidéki csoportjaiban igen eredményes munka folyik. A továbbiakban beszámolt még a társaság vezető szervezeti és bizottságainak munkájáról, a taglétszám alakulásáról, a rendezvények látogatottságáról, valamint tájékoztatást adott a társaság hazai és nemzetközi kapcsolatairól; befejezésül pedig a társaság utóbbi három évben végzett tevékenységének főbb állomásait, emlékezetes megmozdulásait elevenítette fel.

A közgyűlés egyperces néma felállással, kegyelettel emlékezett meg *Páter János* professzorról, a Tudomány Tanács tagjáról, a hazai orvosmeteorológiai kutatás vezető egyéniségéről, *Mándy Györgyről*, a DATE tanszékvezető professzoráról, aki az agrártudományok meteorológiát értő, propagáló és kutatásai során szakszerűen alkalmazó kiváló kutató és oktató tagja volt társaságunknak, valamint *Szilber Jenő* jogászról társaságunk alapító tagjáról, akiktől az elmúlt év folyamán vettünk örökre búcsút.

A főtítkárral beszámoló után *Gaál Elek*, a Gazdasági Bizottság elnöke számolt be a Társaság 1976. évi bevételeiről és kiadásairól. *Simon Antal* titkárral előterjesztésében a közgyűlés megvitatta az alapszabály módosítását. Két lényeges pontja volt a módosításnak: az Ellenőrző Bizottság létrehozása és az elnökségben, valamint a szakosztályokban és vidéki csoportokban a vezetők számának újbóli megállapítása. Mindkét módosítást az MMT bővülő feladatai indokolják. A közgyűlés az alapszabály módosítását egyhangúlag elfogadta.

Következő napirendi pontként *Aujeszký László*, a „Steiner Lajos emlékérem” odaítélő bizottság elnöke terjesztette a bizottság javaslatait a közgyűlés elé. A közgyűlés a javaslatokat elfogadta, és *Csaplak Andor* meteorológust, a meteorológiai tudomány és a gyakorlati szolgáltatás szervezés terén kifejtett kimagasló tevékenységének elismeréséül, *Fekete Zoltán* egyetemi tanárt, társaságunk korábbi elnökét, a meteorológiára és a mezőgazdasági tudományok határterületén kifejtett kiemelkedő munkásságának elismeréséül Steiner Lajos emlékéremmel tüntette ki.

A szakirodalmi nívódíj bizottság javaslatát az 1976-os nívódíj odaítéléséről *Mészáros Ernő*, a bizottság elnöke ismertette. Ennek alapján a közgyűlés az 1976. évi nívódíjat „A nap rövidhullámú sugárzásának elnyelődése a légkörben” című munkájáért *Major Györgynek* ítélte.

Az MMT Elnöksége az 1976. évben végzett kiemelkedően eredményes tudományos-társadalmi munka elismeréseként a 45. Közgyűlésen a következő tagtársakat részesítette jutalomban: *Antal Emánuel*, *Felméry László*, *Vadas-*

falvy Lajosné, Fodor István, Kozma Ferencné, Simon Antal, Dunay Sándor, Kiss Lajosné, Simon Antalné, Weingartner Ferencné.

Ezután a beszámoló feletti vita következett, melyben *Aujeszky László, Czelnai Rudolf, Götz Gusztáv, Kakas József és Láng Sándor* fejtegette ki véleményét, és segítette hasznos javaslataival a közgyűlés munkáját. A főtitkári beszámólót és a Gazdasági Bizottság jelentését a közgyűlés egyhangúlag elfogadta. A továbbiakban *Aujeszky László* elnökletével folytatódott az ülés. A jelölő bizottság nevében *Dobosi Zoltán*, a bizottság elnöke tett javaslatot az új tisztikarra. A titkos szavazás után *Gajzágó László*, a szavazatszedő bizottság elnöke ismertette a szavazás végeredményét: valamennyi jelölt megkapta a szükséges szavazatokat, így a Magyar Meteorológiai Társaság tisztikara a következő három évre:

Elnök: *Béll Béla*. Társelnökök: *Bodolai István, Kéri Menyhért, Zách Alfréd*. Tudományos Tanács: *Czelnai Rudolf, Csaplak Andor, Dobosi Zoltán, Mészáros Ernő, Péczely György*. Főtitkár: *Szakály József*. Titkár: *Simon Antal*. Szerkesztő: *Felméry László*. Jegyző: *Bozó Pál*. Ellenőrző Bizottság: *Gaal Elek* elnök, *Gajzágó László, Kovács Pálné, Lóránt Zoltán* tagok. Fegyelmi Bizottság: *Kleszky István* elnök, *Kallós Imréné, Simon József* tagok, *Mezősi Miklósné, Szilágyi Tibor* póttagok. Választmány: *Ambrózy Pál, Antal Emánuel, Barát József, Bartáné Kmettykó Katalin, Bódy Károly, H. Bóna Márta, Bucsy József, Czövekné Kaba Magdolna, Dévényi Dezső, Endrődi Gabriella, Flórián Endre, Fodor István, Jeney Csaba, Justyák János, Kakas József, Kozmáné Tóth Erzsébet, Kapovits Albert, Koppány György, Körösi György, Makainé Császár Margit, Mezősi Miklós, Major György, Nagy István, Ozorai Zoltán, Pletser János, Papp László, Predmerszky Tibor, Rákóczi Ferenc, Szabó Gyula, Szakácsné Farkas Amália, Szász Gábor, Szepesi Dezső, Tanczer Tibor, Varga Haszonits Zoltán, Wirth Endre* tagok, *Csomor Mihály, Iványi Zsuzsa, Kiss Árpád, Mahler Aranka, Sándor Valéria* póttagok.

A Társaság új, hazai tiszteletbeli tagjai: *Aujeszky László, Hille Alfréd, Kérdő István, Láng Sándor, Salamin Pál*.

Új külföldi tiszteletbeli tag: prof. Dr. Dr. h. c. *Alfred Mäde*, az NDK Meteorológiai Társaságának elnöke.

Utolsó napirendi pontként a közgyűlés *Bragovác Márkot, Györe Simont, Kóbor Jenőt, Kőhegyi Istvánt, Lantos Tamást, Losánia Mihályt, Matiovits Ferencet, Márki-Zay Lajost, Simándi Lászlót, Szöcs Róbertet, Szurofka Istvánt, Vástyán Zoltánt, Watter Teréz és Túttó Lászlót* felvette az MMT tagjainak sorába.

Végül *Béll Béla*, a Társaság ismét megválasztott elnöke mondott zárszót, és ezzel a Magyar Meteorológiai Társaság 45. közgyűlése befejeződött.

Bozó P.

CZELNAI RUDOLF SZÉKFOGLALÓ ELŐADÁSA AZ AKADEMIÁN

Czelnai Rudolf levelező tag, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke 1977. március 15-én tartotta meg székfoglaló előadását a Magyar Tudományos Akadémián.

Megnyitó szavaiban *Martos Ferenc* akadémikus, az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának elnöke azt a gondolatot fejtegette, hogy a meteorológia az időjárás megfigyelését tekintve ősi, az emberiséggel egyidős tudomány, ám ugyanakkor modern értelemben – tehát ha a fizika, a matematika és a kémia eredményeinek a légkör törvényszerűségeire történő alkalmazását tekintjük – a természettudományok egyik legfiatalabb, rohamosan fejlődő ága. *Czelnai Rudolf* jelentősen, nemzetközileg is elismert szerepet vállalt ennek a fejlődésnek az előmozdításában: tudományos vonalon – a meteorológiai mezők statisztikus szerkezetének a kidolgozásában –, a szervezés területén – mint a meteorológiai szolgálat vezetője és a WMO európai asszociációjának elnöke –, valamint az egyetemi meteorológiai oktatásban egyaránt fáradhatatlan, eredményes tevékenységet fejt ki.

Légköri folyamat-rendszerek modellezése című előadásán *Czelnai Rudolf* azt a vezérgondolatot vezette végig, hogy a meteorológia két fő problémája (az időjárás különböző érvényességi idejű előrejelzése, valamint az éghajlati rendszer megismerése és lehetséges változásainak prognosztizálása) *egységes fizikai-matematikai alapon értelmezhető*, s a teljes problémakör *zárt logikai rendszerben tárgyalható*. A vizsgált téridő skálák függvényében az alkalmazott matematikai apparátus természetesen módosul, a meteorológiai folyamatokról kialakított világkép (nevezetesen, hogy minden légköri esemény a környezettel való bonyolult interaktív hatások láncolatán keresztül jön létre és változik) ugyanaz marad. Az időjárás előrejelzésének esetében – amikor a légköri események konkrét időbeli menetét kívánjuk leírni – nem szorítkozunk a folyamatokat kormányozó *dinamikai törvények* felhasználására, hanem mindig nagymértékben támaszkodunk a légköri „tömegesemények” törvényszerűségeit kifejező *statisztikai törvényekre* is. Másrészt, amikor az éghajlat előrejelzését tűzzük ki feladatul – tehát azt kutatjuk, hogy miként változnak az éghajlati rendszer állapotainak halmazát leíró statisztikai paraméterek – nem szorítkozhatunk a *statisztikai törvényekre*, hanem nagymértékben támaszkodunk kell az éghajlati rendszer belső kölcsönhatásaiban és a rendszert érő külső kényszerekben megnyilvánuló *dinamikai törvényekre* is.

Az előadás a meteorológiának a karakterisztikus tér- és időskálák szerint három részre tagolódását – az időjárási folyamatok tanul-

mányozását, az általános légkörzés vizsgálatát és az éghajlat fizikai alapjainak elemzését — a *matematikai modellezés* szemszögéből tekintette át. Ismertette az egységes közelítés általános elveit, az egyes részterületeken felvetődő specifikus problémákat, s azokat a területeket, ahol a széles körű nemzetközi összefogást igénylő erőfeszítésekbe a hazai meteorológiai kutatás is megkísérel szerényen közreműködni. Az elhangzottak legfontosabb kicsengése az volt, hogy a légköri folyamatok és folyamat-rendszerek matematikai modellezése ma egyértelműen a meteorológia tudományának legidőszerűbb feladatát képezi. Az e téren történő előrehaladás a feltétele annak, hogy eddig megszerzett részismereteinket rendszerbe foglalhassuk, az időjárás- és éghajlatváltozások előrejelzése terén tovább haladhassunk, s a légköri folyamatokba történő aktív beavatkozási kísérleteket megalapozhassuk.

A székfoglaló ünnepélyes záróakkordjaként *Martos Ferenc* akadémikus osztályelnök átnyújtotta *Czelnai Rudolf* akadémikusnak a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagságát tanúsító oklevelet.

Götz G.

*

A LÉGSZENNYEZŐDÉS METEOROLÓGIAI ASPEKTUSAI

c. szimpóziumot a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálat 1977. március 10–19. között rendezte Leningrádban. Az összejövetelen 23 ország kereken 300 képviselője vett részt. Magyarországot *Dunkel Zoltán* tudományos gyakornok (ELTE) és *Szepesi Dezső* az OMSZ Központi Légkörfizikai Intézetének osztályvezetője képviselte.

A szimpóziumon 3 szekcióban 94 előadás hangzott el a légköri diffúzió, levegőminőségi adatok analízise, műszerek és mérési módszerek és a légszennyező anyagok átalakulása tárgykörökben. Az OMSZ részéről a szimpóziumon két előadás hangzott el:

a) A kén-dioxid nagy távolságú transzmissziója,

b) A városi légszennyeződés meteorológiai szimulálása.

Az előadásokhoz hozzászólt *E. L. Gyenikho-vics, M. I. Jugyin* (SZU) és *E. Robinson* (USA).

A kén-dioxid nagy távolságú terjedéséről igen sikeres előadást tartott a szovjet *Veltiscseva*, aki a norvég Levegőkutató Intézet által készített európai emissziókataszterből kiindulva számítógépes trajektória módszer segítségével határozta meg Észak-Európára a kén-dioxid és a szulfát aeroszolkoncentrációját.

A szimpózium végén a szocialista országok képviselői a légszennyeződés aktuális problémáját munkacsoport értekezleten vitatták meg. A szimpóziumot tudományos kirándulások és számos szervezett kulturális program gazdagította.

Szepesi D.

BAROMÉTEREK ÖSSZEHASON- LÍTÁSA LENINGRÁDBAN

A barométerek 10 évenkénti ellenőrzése céljából *Horváth Emil* és *Weingartner Ferenc* az OMSZ munkatársai az elmúlt év december 6–18-a között az Országos Meteorológiai Szolgálat utazónormál barométereit (Fuess 524 sz. és Fuess 864 sz.) a leningrádi Geofizikai Főobszervatórium 4 sz. etalonjával hasonlították össze.

A műszerek összehasonlítását, kiszállítást előtti, a hazai főnormál barométerrel is elvégezték, először az utazónormál barométerek higanynak tisztítása nélkül, majd a tisztítás végrehajtása után. Mindkét esetben két sorozat mérést végeztek.

Az utazás és a műszerek szállítása repülőgépen történt.

A leningrádi összehasonlító leolvasásokat december 8–9–10-én, a számításokat 13–14–15-én végezték el. Ezek eredményeként kitűnt, hogy a Fuess 524-es 0,12 Hgmm-rel, a Fuess 864 számú 0,01 Hgmm-rel mutat az etalonnál alacsonyabb értéket.

A hazaszállítás után újabb két sorozat leolvasást végeztek. Ennek eredményeként a hazai főnormál barométer korrekciója +0,21 Hgmm.

Tekintettel arra, hogy a Fuess 9401 sz. főnormál barométer korrekciója túlságosan nagy, új főnormál barométer beszerzésig a Fuess 864 számú utazónormál barométerrel folyik a hitelesítés, mert ennek a korrekciója a leningrádi 4. sz. etalonhoz +0,01 Hgmm.

Weingartner F.

*

„FIATAL ALMAÁLLOMÁNY EVAPOTRANSPIRÁCIÓJA

a meteorológiai elemek függvényében' címen *Stollár András* (Központi Légkörfizikai Intézet) és *Gergely István* (Gyümölcs- és Dísznövénytermesztési Kutató Intézet) előadást tartott a METESZ Anker közeli székházában az Agrometeorológiai Szakosztály februári ülésén.

Az evapotranspirométerekben és almaültetvényekben végzett mérések célja a fiatal — még nem termő — almafák vízfelhasználásának, valamint az időjárás tényezők vízfogyasztásra gyakorolt hatásának vizsgálata volt. A kutatás során kitűnt, hogy négyéves almafák átlagosan 4–5 m²-es lombfelületet fejlesztenek. A mérések szerint ennek a lombzatnak a transpirációja, valamint az evapotranspirométerek talajának evaporációja együttesen 400–600 mm vizet használt fel egy tenyészidőszakban. Ugyanakkor a fóliával takart evapotranspirométerben tenyésző almafa 1 m²-es lombfelületének vízfogyasztása 50–60 mm/tenyészidőszaknak adódott. Ez utóbbi azt bizonyítja, hogy fiatal

almafák esetében a potenciális vízellátású talaj evaporációja még igen jelentős tényező.

Egy-egy tenyészidőszak folyamán az almafák vízfogyasztása a maximumát júliusban és augusztusban érte el, amikor a lombzata már teljesen kifejlődött, bár az egyes levelek transzpirációjának intenzitása a fejlődés kezdeti szakaszában a legnagyobb, később azonban a levél öregedésével csökken.

A szerzők számításokat végeztek bizonyos éghajlati elemek és az evapotranspiráció kapcsolatának felderítésére is. Eredményeik szerint az almafák vízfogyasztására — a meteorológiai tényezők közül — a legnagyobb hatást a levegő hőmérséklete és telítési hiánya gyakorolja. Érdekes módon a globálsugárzással gyengébb kapcsolat mutatkozott. A csapadék és az evapotranspiráció között pedig csak abban az esetben volt szorosabb összefüggés, amikor az evapotranspirációban (a még fejletlenebb lombfelület miatt) a talaj evaporációja jelentős tényező.

Az evapotranspirációs mérések eredményei jól felhasználhatók almaállományok öntözésének előrejelzésére. Az előadást követő hozzászólások rámutattak a téma fontosságára, valamint arra, hogy az ilyen irányú kutatások nagymértékben hozzájárulnak a gyümölcstermesztés terén éghajlati adottságaink jobb kihasználásához.

Dávid A.

✱

ÚSZÓ METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁSOK A DÉLI FÉLTEKÉN

A *Weather* c. angol folyóirat híradása szerint 1976 elején Ausztráliától délre, az Antarktisz körülvéő óceáni övben úszó bóják vízrebocsátását kezdték meg. Úgy várják, hogy a tengeráramlások és a szél hatására ezek lassan nyugat felé sodródnak.

A bójákon minden nap délelőtt 10 óra körül fényérzékeny kapcsoló helyezi üzembe az akkumulátorral működő adót, amely 4 órán keresztül percenként egyszer ad egy másodperc időtartamban hőmérsékleti és légnyomási információkat. A jeleket a NIMBUS-6 mesterséges hold fogja fel, melyeket a bója pozíciójával együtt az egyesült államokbeli követő állomásra továbbítják. Az adatok feldolgozás után a telekommunikációs hálózaton keresztül jutnak el Ausztráliába.

Néhány évvel ezelőtt hasonló kísérletek már folytak ugyanebben az övezetben 12 km magasságban úszó léggömbökkel (*Időjárás*, 70. évf. 318. o.). Mindkét rendszer — felhasználva a műholdas adatgyűjtést és továbbítást — idővel a WWW integráns részévé válhat, mint azt a tervek kezdetétől fogva tartalmazták

Ambrózy P.

HŐMÉRSÉKLETI ANOMÁLIÁK STATISZTIKAI ELEMZÉSE

1977. január 13-án *Péczely György* szegedi tanszékvezető egyetemi tanár az *észak-atlanti — európai térség havi hőmérsékleti anomáliáinak szerkezetéről* tartott előadásában bevezettként röviden áttekintette azokat a vizsgálatokat, amelyek egy-egy hosszú sorozatú megfigyelőhely hőmérsékleti anomáliáinak statisztikai elemzésére vonatkoznak, s felhívta a figyelmet e vizsgálatok távprognosztikai szempontból korlátozott voltára, majd ismertette azokat a kutatásait, amelyek az észak-atlanti — európai térség 29 hosszú sorozatú állomásának alapján a havi középhőmérsékletek anomáliáinak területi szerkezetére irányulnak. Elemezte az anomáliák megmaradási valószínűségének idő- és térbeli rendszerét, majd bemutatta azokat a kapcsolatokat, amelyek Budapest adott hónapokra vonatkozó hőmérsékleti anomáliái és a vizsgált térség állomásainak 1–8 hónappal megelőző havi hőmérsékleti anomáliái között fennállanak. A rendelkezésre álló terjedelmes statisztikai anyagból több olyan reális kapcsolat választható ki, amely a biztosított időelőny miatt alkalmas lehet a magyarországi havi hőmérsékleti anomáliák 2–8 hónapos előrejelzésére. Végezetül röviden vázolta a szegedi tudományegyetem éghajlattani tanszékének kutatókollektívája által folytatott azon vizsgálatokat, amelyek az elemzett térség hőmérsékleti anomáliáinak objektív tipizálására s az analóg helyzetek számítógépes felismertetésére vonatkoznak, s érintette e kutatások realizálható távprognosztikai vonatkozásait.

A nagy érdeklődéssel kísért előadás után élenk vita alakult ki, amelyben *Béll Béla*, *Berkes Zoltán*, *Koppány György*, *Kéri Menyhért*, *Predmerszky Tibor* és *Szakács Györgymné* szóltak fel. *Béll Béla* akadémikus elnöki zárszavában méltatta az előadás új eredményeit, s annak a reménynek adott kifejezést, hogy a tanszék kutatókollektívája későbbiekben részletesen megvilágítja majd a kapott eredmények cirkulációs hátterét és fizikai-éghajlattani okait.

Károssy Cs.

✱

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA

1976. október 21-én tartotta rendes negyedévi ülését. Elsőként a főtítkár számolt be 1976 második felének munkatervéről, illetve a már lezajlott rendezvényekről. Az 1977. évi munkatervben a szokásos rendezvények sorát a városklíma témája és az ifjúsággal való fokozott törődés teszi teljessé.

A főtítkár ezután a 45. közgyűlés előkészítésének feladatait sorolva fel javaslatot tett a közgyűlést előkészítő bizottságok összetéte-

lére és vezetőire. A választmány a javaslat alapján a közgyűlésen lezajló tisztújításra a jelölő bizottságot, valamint a Steiner Lajos-emlékérmet és a szakirodalmi nívódíjat odaítélő bizottságok tagjait és elnökeit kérte fel a munkában való aktív részvételre. A választmány a bizottságok javaslatait december havi ülésén kívánja tárgyalni.

A XIX. (V.) Vándorgyűlés előkészületeiről az elnök számolt be. Az elnökség három tagja f. év október 7—8-án Pozsonyban járt, és ott a Szlovák Meteorológiai Társaság vezetőségével egyeztettek az 1977. évi közös rendezvény tematikáját, időpontját és technikai részleteit. A választmány a beszámolót elfogadta és a vándorgyűlés szervezésének állását megfelelőnek találta.

A választmány végül *Leéb Józsefet, Nagy Iréni, Dr. Urbán Zsuzsannát, Dr. Draskóczy Jánost és Dr. Tarr Károlyt* felvette a társaság tagjai sorába.

Simon A.

*

AZ ORVOSMETEOROLÓGIA ÉS VÁRHATÓ FEJLŐDÉSE

Predmerszky Tibor kandidátus, az Országos Sugárbiológiai és Sugáregészségügyi Kutatóintézet igazgatóhelyettese ezen a címen tartott a Magyar Meteorológiai Társaság Orvosmeteorológiai Szakosztályában március 9-én előadást. A nagy érdeklődéssel kísért és nagy-

sikerű előadás annak a széles körű felmérésnek az eredményeit ismertette, amelyet az előadó elgondolásai szerint az MTA Meteorológiai Tud. Bizottságának Orvosmeteorológiai Szakbizottsága gyűjtött össze. Ez az anyag lehetővé tette az előadó számára, hogy a hazai egészségügyi meteorológiai kutatás fejlődését az orvosmeteorológiai prognózis bevezetése, a gyógy- és üdülőhelyek éghajlati kérdéseinek, a környezetvédelem egészségügyi meteorológiai feladatainak és a lakások, valamint a munkahelyek klimatizálásának megoldása szempontjából közelítően előrejelezze. Az előadást követő vita — amelyben *Szádeczky-Kardoss Elemér, Aujeszky László, Kérdő István, Kéri Menyhért, Bánhidi László, Predmerszky Tibor, Bonyár Lajos, Horváth Endre, Perlaki Árpád* és *Tapfer Dezső* vett részt — olyan sok új gondolatot vetett fel, hogy anyagát beépítve a konklúziókba, az előadó indokoltan látja a fenti feladatokon kívül a geonómiai szemlélet általános alkalmazása mellett az elektro- és aeroionterápia, az integrált közérzetkutatás és a molekuláris biológia vizsgálati módszereinek bevezetését az egészségügyi meteorológiai kutatásokba.

Az előadóülés résztvevői egyhangú egyetértéssel emelték jogerőre a Társaság elnökségének a javaslatát, mely szerint a szakosztály ügyeit a jövőben *Kérdő István* és *Predmerszky Tibor* társelnökként irányítja *Bánhidi László, Gajzágó László, Merétey Klára, Örményi Imre, Várkonyi Tibor* tagokból álló Intéző Bizottság közreműködésével.

Kéri M

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Levél cím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel: 353-500

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



77.0890 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

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

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

