IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:
DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:
LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

76. ÉVFOLYAM
1972

BUDAPEST 1973

76. kötet (1972. évfolyam)

TARTALOMJEGYZÉK

I. Önálló nagyobb dolgozatok

Ambrózy Pál: Hideg légpárna oszcillációjának egy esete 68
Antal Emánuel (—Endrődi): A burgonya vízigénye és öntözővíz-szükséglete 223
Antal Emánuel (—Posza—Tóth): A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai 302
Bacsó Nándor: Az ember környezetének meteorológiai tényezői 197
Borbély Edit: A meteorológiai elemek mezőinek tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában 351
Bónis Katalin: Ammónium-szulfát és nátrium-klorid oldatcseppek fagyásának laboratóriumi vizsgálata (angol nyelven) 290
Budyko, M. I. (Leningrád): A jelenkori éghajlat állandósága (angol nyelven) 9
Čadež, M. (Belgrád): Néhány gondolat a légköri határfelületekről és határrétegekről (német nyelven) 30
Czelnai Rudolf: Meteorológiai megfigyelő rendszerek tervezése Magyarországon (angol nyelven) 54
Császár Margit: Az általános cirkuláció egyensúly-követelményeiről 234
Császár Margit: Orográfiai hatások elemzése a hasznosítható potenciális- és kinetikai energia változásában 334
Csomor Mihály: A magyarországi zúzmaramérések első eredményei 151
Davitaja, F. F. (Tbiliszi): A Föld légkörének keletkezése és fejlődésének jelenkori szakasza (orosz nyelven) .. 25
Doneaud, A. (Bukarest): A rendezett függélyes sebesség új profilja az orográfia hatásának bevezetésére az abszolút örvényességi egyenletbe (francia nyelven) 34
Dvorcsák István: A középső sztratoszféra termobárikus- és szélmezejének tavaszi átváltódása az északi félgömbön 241
Endrődi Gabriella (—Antal): A burgonya vízigénye és öntözővíz-szükséglete 223
Götz Gusztáv: A latens hő felszabadulásának szerepe a szinoptikus skálájú mozgásrendszerek fejlődésében (angol nyelven) 79
Götz Gusztáv (—Szalay): Felhőutak az észak-atlanti térségben (német nyelven) 298
Helbig, A. (Berlin): Csapóesőmérések épületeken (német nyelven) 282
Időjárás Szerkesztő Bizottsága: Dési Frigyes 60 éves (magyar, angol és orosz nyelven) 51
Kaba Magdolna: Sugárzási mezők kutatása meteorológiai műholdak mérési adatai alapján 160
Konček, M. (Bratislava): A XVIII. század végén, Pozsonyban végzett legelső meteorológiai észlelésekről (német nyelven) 51
Koppány György (—Róth): Nyomás- és hőmérséklet-mezők felbontása természetes ortogonális összetevőkre 133
Krasztanov, L. (Szófia): A jég képződésének mechanizmusa idegen kristályos magvakon (angol nyelven) 265
Kriston Ilona: A szélirány változása a légkör alsó 300 méteres rétegében Budapesten 112
Lenart, W. (—Okolowicz) Varsó: A felhőmennyiség mérése különböző módszerekkel (orosz nyelven) 46
Logvinov, K. T. (Kijev): A meteorológiai elemek változásának jellege a sztratoszférában (orosz nyelven) ... 271
Mészáros Ernő: A légköri vízgőz koncentrációja egyenletes felületű magvakon 93
Nagy Ágnes: A látástávolság és relatív nedvesség kapcsolatának fizikai értelmezése 101
Okolowicz, W. (—Lenart) Varsó: A felhőmennyiség mérése különböző módszerekkel (orosz nyelven) 46
Olberg, M. (Berlin): Egy mondat a légköri horizonális potenciál-áramlásmező elméletéhez (német nyelven).. 278
Ozorai Zoltán: Magasságszámítás ellenőrzése TEMP-táviratoknál 326

Péczely György: Rövid idő alatti maximális csapadékok Magyarországon .. 320
Posza István (—Antal—Tóth): A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai 302
Róth Renáta (—Koppány): Nyomás- és hőmérséklet-mezők felbontása természetes ortogonális összetevőkre 133
Steinhauser, F. (Bécs): Az 5 és 10 °C feletti hőmérsékletű időszakok tartamának összehasonlítása a ≧5 és ≧10 °C középhőmérsékletű napok számával hegyvidéken (német nyelven) 41
Szalay Gabriella (—Götz): Felhőutak az észak-atlanti térségben (német nyelven) 298
Szász Gábor: A talajfelszín közelében képződő csapadékmennyiség meghatározása 208
Szepesi Dezső: Területi forrás általánosított modellje 73
Takács Olga: A teljes besugárzás függőleges felületeken 175
Takeuchi, K. (Osaka): A levegő-felszín kölcsönhatások kutatásának jelenlegi helyzete Japánban (angol nyelven) 19
Tänczer Tibor: Felhőrendszerek horizontális kiterjedése műholdfelvételek alapján 314
Tóth Erzsébet (—Antal—Posza): A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai 302
Varga-Haszonits Zoltán: Az őszi búza érési időpontjának előrejelzése meteorológiai adatok alapján 146
Várhelyi Gabriella: Természetes és mesterséges eredetű szennyezőanyagok a légkörben 341
Dési Frigyes: A magyar meteorológiai szolgálatban folyó makro- és mezoskálájú időjárási analízis- és előrejelzési kutatásokról (német nyelven) 364

II. Irodalom

a. belföldi

Justyák J. (szerk.): In memorian Prof. Dionysii Berényi (Kakas József) ... 367
Réthly A.: Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1701—1800-ig (Láng Sándor) 119

b. külföldi

Dmitriev, A. A. (szerk.): A sugárzásviszonyok és a csapadék Moszkvában (Láng Sándor) 369
Glagolev, A. Ju.: A légkör fizikai paramétereinek kézikönyve (Aujeszky László) 370
Herman, N. M.—Zillhardt, J.—Lalande, P.: Az afgán meteorológiai állomások adatainak gyűjteménye (Tóth Pál) 368
Hoffmann, K.: Agrometeorológiai vizsgálatok a gyümölcstermesztés termőhely kutatásához fenológiai megfigyelések alapján (Szakály József)... 181
Palmen, E.—Newton, C. W.: Légköri cirkulációs rendszerek (Császár Margit) 249
Pancsev, Sz.—Bozsikov, R.: Általános meteorológia (Rákóczi Ferenc) 250
Seyfert, F.: Fenológiai viszgálatok az Érchegységben (Szakály József) ... 119

III. Krónika

Ambrózy Pál: Ozorai Zoltán angliai tanulmányútja 124
Ambrózy Pál: A WMO Európai Régiójának ülése 252
Ambrózy Pál: Meteorológusok kormánykitüntetése 253
Ambrózy Pál: A tudományos kutatásokat koordináló munkacsoport ülése Budapesten 254
Ambrózy Pál—Galló Vilmos—Tänczer Tibor: Űrkutatási ülések Budapesten és Bukarestben 255
Ambrózy Pál: A Magyar Meteorológiai Társaság évvégi záróülése 257
Ambrózy Pál: Újabb tervek a GHOST programban 384
Ambrózy Pál: Mezősi Miklós WMO-szakértői megbízatása 387
Antal Emánuel: A WMO Hidrológiai Bizottsága 187
Barát József: A szocialista államok Meteorológiai (Hidrometeorológiai) Szolgálatainak Igazgató Konferenciája Ulánbátarban 371
Bán Mihály: Épületklimatológiai kollokvium Stockholmban 387
Békeffy Judit—Szakály József: A XII. Meteorológiai Világnap 184
Bodolai István: Zách Alfréd nyugalomba vonult 251
Bónis Katalin: Adatok és elképzelések a Mars légköréről 128
Bónis Katalin: Jégeső-kutatás és jégeső-elhárítás Olaszországban 187
Bónis Katalin: Levegőkémiai kutatások az NSZK-ban 358

Borbély Edit: A kozmikus meteorológia témáinak tanulmányozása a Szovjetunióban 186
Borbély Edit: Kozmikus meteorológiai értekezlet Kijevben 190
Borbély Edit: Ózonszimpozium Arosában 387
Bozó Pál: Az MMT Agrometeorológiai Szakosztályának ülése 184
Csomor Mihály: Zúzmara-szimpozium az NDK-ban 127
Csomor Mihály: Műszerek és mérőmódszerek egységesítése 260
Czelnai Rudolf: Nemzetközi tudományos szimpozium Lipcsében — megemlékezés a 100 éve tartott nemzetközi meteorológiai konferenciáról .. 375
Dési Frigyes: M. Čadež 60 éves 374
Endrődi Gabriella: Az MMT előadóülése 258
Endrődi Gabriella: Agrometeorológiai tanulmányút a Szovjetunióban 389
Farkas Amália—Jakus Emma: Szimpozium a csapadék hegyvidéki eloszlásáról 384
Felméry László: W. Okolowicz professzor Magyarországon 379
Gajzágó László: Van-e összefüggés a 3 Hz-en mért légköri elektromágneses sugárzás és a közlekedési balesetek előfordulása között 125
Gajzágó László: RGK ülés Szófiában.. 127
Galló Vilmos—Ambrózy Pál—Tänczer Tibor: Űrkutatási ülések Budapesten és Bukarestben 255
Götz Gusztáv: Szakértői munkacsoportértekezlet Brünnben 253
Götz Gusztáv: A számszerű időjárás-előrejelzés ötven éve 256
Götz Gusztáv: Felhőfizikai konferencia Londonban 381
Gubola Mária: Légszennyeződés-meteorológiai tanulmányút Angliában 126
Jakus Emma—Farkas Amália: Szimpozium a csapadék hegyvidéki eloszlásáról 384
Justyák János: Berényi Dénes 1900—1971 184
Kapovits Albert: A szinpotikus és repülésmeteorológiai munkacsoport (RGSAM) V. ülése 123
Kapovits Albert: Radarmeteorológiai szimpozium és szakértői ülés 380
Kerényi Nárcisz: Szinoptikai tanulmányút Franciaországban 386
Kéri Menyhért: 100 éves a Magyar Földrajzi Társaság 190
Kéri Menyhért: Prof. Dr. Franz Baur 85 éves 253
Kéri Menyhért: A meteorológia a 22. Nemzetközi Földrajzi Kongresszuson 380
Kéri Menyhért: Aeroion-terápiás szimpozium 383
Kéri Menyhért: A Magyar Balneoklimatológiai Egyesület 386
Koppány György: Aujeszky László doktori értekezésének vitája 127
Koppány György: Távprognosztikai szimpozium és témaértekezlet Moszkvában 258
Lépp Ildikó: A Repülésmeteorológiai Bizottság V. ülése 121
Lépp Ildikó: Az MMT választmányi ülése 188
Lépp Ildikó: Az RGMT VIII. ülése ... 188
Lépp Ildikó: Az európai régió Távközlési Munkacsoportjának X. ülése ... 189
Lépp Ildikó: Az MMT Repülésmeteorológiai Szakosztályának előadóülése 190
Lőrincz Anna: Meteorológiai kollokvium Belgrádban 373
Major György: A WMO VI. Régiójának Sugárzási Munkacsoportja 187
Major György: A szocialista országok sugárzási szimpoziuma 382
Mohácsi Mária: Kína felvétele a WMO tagállamok közé 379
Ozorai Zoltán: A repülésmeteorológiai szerkesztőkollégium I. ülése 124
Péczely György: W. Böer emlékezete .. 125
Péczely György: Wagner Richard 1905—1972 185
Péczely György: A Dunabizottság ülése 259
Róth Renáta: Távelőrejelzési tanulmányút a Német Demokratikus Köztársaságban 188
Simon Antal: Alacsonyszintű jet-ek és vertikális szélnyírás a Kárpát-medencében 254
Simon Antal: A légköri radioaktivitás kutatása Olaszországban 258
Szakály József: A Magyar Meteorológiai Társaság előadóülése 126
Szakály József: Az MMT Agrometeorológiai Szakosztályának előadóülése 128
Szakály József—Békeffy Judit: A XII. Meteorológiai Világnap 184
Szakály József: Az MMT Agrometeorológiai Szakosztályának előadóülése 259
Szakály József: XII. Nemzetközi Alpi Meteorológiai Konferencia 372
Szakály József: Ankét a balatoni viharjelzésről 378
Szakály József: Szakmai- és élménybeszámolók a Magyar Meteorológiai Társaságban 383
Tardos Béla: Az időjárási elemek kapcsolata földmágneses háborgással 260
Tänczer Tibor—Ambrózy Pál—Galló Vilmos: Űrkutatási ülések Budapesten és Bukarestben 255
Torma Júlia: Repülésmeteorológiai tanulmányút a Német Demokratikus Köztársaságban 259
Várhelyi Gabriella: Levegőkémiai tanulmányút 192

Vissy Károly: Négy hónap a „Vize Professzor" nevű tudományos kutatóhajón 376
Wágner Magdolna: A légszennyeződés éghajlatmódosító hatása 387
Wirth Endre: A jégeső elleni védekezés hazai megszervezéséről 385
Zách Alfréd: 100 éves a hurbanovói (ógyallai) meteorológiai állomás ... 191

TÁRGYMUTATÓ[1]

Acta Geographica Debrecina 367+
Aeroion-terápia 383
Afgán meteorológiai szolgálat 368+
Agrometeorológia 128, 146, 181+, 208, 223, 302, 389
Állomáshálózat-rendszer tervezése 54
Állomáshálózat sűrűsége 54, 127
Alpok meteorológiája 41, 372
Általános cirkuláció 234, 241, 249+
Általános meteorológia 250+
Ammonium-szulfát oldatcseppek fagyása 290
Átváltódás a sztratoszférában 241, 351
Aujeszky László doktori értekezése 127
Automatizálás a meteorológiai mérések terén 260

Balatoni viharjelzési ankét 378
Balneoklimatológiai Egyesület (Magyar) 386
Barlangklíma 126, 367+
Baur, Franz 85 éves 253
Belgrádi meteorológiai kollokvium 373
Berényi Dénes emlékezete 187, 367+
Böer, W. emlékezete 125
Budapest fölötti légréteg szélirányai 112
Burgonya vízigénye 223
Búza érésének előrejelzése 146

Čadež, M. 60 éves 374
Cirkulációs rendszerek a légkörben 241, 249
Csapadék hegyvidéken 384
Csapadékképződés a talajfelszínnél 208
Csapadékmaximumok Magyarországon 320
Csapóesőmérések épületeken 282

Dési Frigyes 60 éves 5
Dinamikus meteorológia 30, 34, 68, 79, 93, 234, 278, 334
Dunabizottság ülése (XXX.) 259

Éghajlatváltozás 9, 367+
Elemi csapások Magyarországon 119+
Élménybeszámolók az MMT-ben 383
Előrejelzés 133, 146, 253, 364
Ember és környezete 9, 25, 73, 197, 341, 380
Energetikai számítások légkörre 79, 93
Épületeken végzett csapóesőmérések 282
Épületekre eső sugárzás
Épületklimatológiai kollokvium 387
Észlelések a XVIII. sz.-ban 51, 119
Európa Éghajlati Atlasza 252
Evapotranspiráció 223, 302

Felhőfizika 93, 381
Felhőképződés 93
Felhőmennyiség mérése 46
Felhőrendszerek kiterjedése 314
Felhőutak az észak-atlanti térségben 298
Fenológia 119+, 146, 181
Fő-izobárszintek magassága 326
Fotókémiai szmog 341
Föld légköre 9, 25, 30, 234
Földmágneses háborgások és időjárás 260

Földrajzi Kongresszus (22.) Montrealban 380
Földrajzi Társaság (Magyar) 100 éves 190
Földtágulás elmélete 367+
Francia meteorológiai szolgálat 386
Frank Miklós emlékezete 386
Függélyes átvitel 19, 208
Függélyes sebesség 19, 34

GHOST (Global Horizontal Sounding Technik) program 384

Hajón végzett észlelések 19, 376
Harmatképződés 208
Harmatmennyiség számítása 208
Határfelület a légkörben 30, 68
Határréteg a légkörben 30,
Hideg légpárna 68
Hőmérséklet hegyvidéken 41

Időjárás és földmágneses háborgások 260
Igazgatói Konferencia IV. (XII.) Ulánbátarban 371
IMO (International Meteorological Organization) jubileuma Lipcsében 375
Inverzió 68

Jégeső elhárítás 187, 385
Jég-képződés mechanizmusa 265

Kárpátok meteorológiája 34, 68, 254

[1] Tárgymutatóban + = könyvismertetés

Kéndioxid koncentráció 9
Kénvegyületek a légkörben 341
Kína WMO tagállam 379
Kinetikus energia a légkörben 334
Klimatológia 9, 367+, 387
Kondenzáció a légkörben 79, 93
Kondenzáció a talajban 208
Kormánykitüntetés meteorológusoknak 253
Környezet és emberi tevékenység összefüggése 9, 25, 73, 197, 341
Kukorica vízigénye 302

Látástávolság és relatív nedvesség 101
Latens hő 79
Légkör egyensúlya 25, 234
Légkör fizikai paraméterei 370+
Légkör gázösszetétele 25
Légköri elektromosság és balesetek 125
Légköri mozgásrendszerek 241, 351
Légköri potenciál-áramlásmező 278
Légköri rádioaktivitás 258
Légkörszondázó rendszer (GHOST) tervei 384
Légrétegek egyensúlya 68, 112, 298
Légszennyeződés 9, 25, 73, 126, 197, 252, 341, 387
Levegőkémia 93, 192, 265, 290, 341, 385
Levegő-tenger kölcsönhatása 19

Magyar Meteorológiai Társaság
— agrometeorológiai szakosztálya 128, 184, 259
— előadó ülései 126, 187, 258, 260, 383
— évvégi záróülése 257
— orvosmeteorológiai szakosztálya 386
— repülésmeteorológiai szakosztálya 190, 254
— választmányi ülése 188
Mars bolygó légköre 128
Meteorológiai megfigyelések Afganisztánban 368+
Meteorológiai Világnap (XII.) 184
Meteorológiai Világszervezet
— Európai Régiójának rendkívüli ülése 252
— Európai Régiójának sugárzási munkacsoportja 187
— Európai Régiójának távközlési munkacsoportja 189
— Hidrológiai Bizottsága 187
— Ózonbizottságának XI. ülése 387
Mezoméretű időjárási jelenségek 364
Mezősi Miklós Ugandában 387
Moszkva éghajlata 369+
Műholdas mérések meteorológiai felhasználása 160, 298
Műszerek egységesítése 260

Nátrium-klorid oldatcseppek fagyása 290
Nemzetközi Meteorológiai Szervezet (IMO) jubileuma 375
Nitrogénvegyületek a légkörben 341
Növényfenológia 119+, 181+
Numerikus prognosztika 79, 124, 256, 364
Nyomáscentrumok mozgáspályája 241

Ógyallai meteorológiai állomás 100 éves 191
Okolowicz, W. professzor Magyarországon 379
Orografikus hatások 34, 41, 318, 334
Öntözés-meteorológia 223, 302
Őszi átváltódás a sztratoszférában 351
Őszi búza érésének előrejelzése 146

Paleoklimatológia 367+
Pólusvándorlás 367+
Potenciál-áramlásmező elmélete 278
Potenciális energia a légkörben 334
Pozsonyi észlelések a XVIII. sz.-ban 51

Radarmeteorológia 380
Relatív nedvesség és látástávolság 101
Repülésmeteorológia 121, 123, 124, 254, 259

Sarki jégtakaró változása 9
Statisztikai előrejelzés 133, 146
Sugárzáskutatás 160, 175, 382
Számítógép alkalmazása a meteorológiában 19, 54, 364
Számszerű előrejelzés 79, 124, 256, 364
Szarvasi agrometeorológiai kutatások 223, 302
Szélirány változása 112
Szélösszetevők napi menete a sztratoszférában 271
Szimpoziumok 127, 190, 255, 258, 375, 380, 382, 383, 384, 387
Szmog-képződés 341
Szocialista országok meteorológiai szolgálatainak együttműködése 127, 186, 188, 190, 253, 254, 255, 258, 260, 371, 380, 382
Sztratoszféra szélmezője 241, 271, 351
Sztratoszféra termobárikus mezője 241, 271, 351
Sztratoszférikus felmelegedés 271

Tanulmányutak 124, 126, 186, 188, 192, 258, 259, 386, 389
Tavaszi átváltódás a sztratoszférában 241, 351
Távelőrejelzés 133, 188, 258
Telekommunikáció 188, 189, 252
TEMP-táviratokban közölt magasságadatok ellenőrzése 326
Területi szennyezőforrás modellje 73

Ulánbátari Igazgatói Konferencia IV. (XII.) 371
Űrkutatás 160, 186, 190, 241, 255, 271, 351

Viharjelzés a Balatonon 378
„Vize Professzor" nevű szovjet kutatóhajó 376
Vízgőz-diffúzió a talajban 208

Zách Alfréd nyugalomba vonult 251
Zúzmaramérések 127, 151

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató
Index: 26.361

72.4076 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:
DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:
LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

76. ÉVFOLYAM

1-2

JANUÁR—ÁPRILIS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT · BUDAPEST
1972

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM

1-2

JANUÁR—ÁPRILIS

BUDAPEST
1972

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI:

M. I. BUDYKO, a matematikai és fizikai tudományok doktora, a Szovjet Tudományos Akadémia levelező tagja, a leningrádi Geofizikai Főobszervatórium igazgatója, *Leningrád;* K. TAKEUCHI dr., a tudományok doktora, Osakai Meteorológiai Obszervatórium, *Osaka;* F. F. DAVITAJA akadémikus, a tudományok doktora, a Grúz Tudományos Akadémia Földrajztudományi Intézetének elnöke, a „Vahusta" Földrajzi Intézet igazgatója, *Tbiliszi;* M. ČADEŽ dr., a belgrádi egyetem Meteorológiai Intézetének vezetője, *Belgrád;* A. DONEAUD dr., a Román SZK Meteorológiai Intézetének igazgatóhelyettese, *Bukarest;* F. STEINHAUSER dr., egy. tanár, a bécsi Központi Meteorológiai és Geodinamikai Intézet igazgatója, *Bécs;* W. OKOLOWICZ dr., a varsói egyetem Földrajzi Intézete Klimatológiai Tanszékének vezetője, *Varsó,* és szerzőtársa W. LENART, tud. munkatárs, *Varsó;* M. KONČEK dr., a Komensky Egyetem Meteorológiai és Klimatológiai Intézetének professzora, *Bratislava;* CZELNAI R. a földtudományok doktora, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatója, *Budapest;* AMBRÓZY P. dr., az Országos Meteorológiai Szolgálat tud. főosztályvezetője, *Budapest;* SZEPESI D. dr., kandidátus, a Központi Légkörfizikai Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest;* GÖTZ G., a Központi Előrejelző Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest;* MÉSZÁROS E. a földtudományok doktora, a Központi Légkörfizikai Intézet igazgatóhelyettese, *Budapest;* NAGY Á. tud. munkatárs, Központi Légkörfizikai Intézet, *Budapest;* KRISTON I. tud. munkatárs, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest.*

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Dési Frigyes 60 éves 5

Budyko, M. I.: A jelenkori éghajlat állandósága (angol nyelven) 9

Takeuchi, K.: A levegő-felszín kölcsönhatások kutatásának jelenlegi helyzete Japánban (angol nyelven) 19

Davitaja, F. F.: A föld légkörének keletkezése és fejlődésének jelenkori szakasza (orosz nyelven) 25

Čadež, M.: Néhány gondolat a légköri határfelületekről és határrétegekről (német nyelven) 30

Doneaud, A.: A rendezett függélyes sebesség új profilja az orográfia hatásának bevezetésére az abszolút örvényességi egyenletbe (francia nyelven) 34

Steinhauser, F.: Az 5 és 10°C feletti hőmérsékletű időszakok tartamának összehasonlítása a $\geqq 5$ és $\geqq 10$°C középhőmérsékletű napok számával hegyvidéken (német nyelven) 41

Okolowicz, W. — Lenart, W.: A felhőmennyiség mérése különböző módszerekkel (orosz nyelven) 46

Konček, M.: A XVIII. század végén, Pozsonyban végzett legelső meteorológiai észlelésekről (német nyelven) 51

Czelnai R.: Meteorológiai megfigyelő rendszerek tervezése Magyarországon (angol nyelven) 54

Ambrózy P.: Hideg légpárna oszcillációjának egy esete 68

Szepesi D.: A területi forrás általánosított modellje 73

Götz, G.: A latens hő felszabadulásának szerepe a szinoptikus skálájú mozgásrendszerek fejlődésében (angol nyelven) 79

Mészáros E.: A légköri vízgőz koncentrációja egyenetlen felületű magvakon 93

Nagy Á.: A látástávolság és relatív nedvesség kapcsolatának fizikai értelmezése .. 101

Kriston I.: A szélirány változása a légkör alsó 300 méteres rétegében Budapesten 112

Irodalom

Réthly A.: Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1701—1800-ig. *(Láng Sándor)* 119

Seyfert, F.: Fenológiai vizsgálatok az Érchegységben *(Szakály József)* 119

Krónika 121

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

F. Dési turned 60 5

Budyko, M. I.: Stability of the Climate of our Age (English Text)..... 9

Takeuchi, K.: Present Status of the Studies on Air-Surface Interaction in Japan (English Text) 19

Давитая, Ф. Ф.: Происхождение земной атмосферы и современный этап ее развития (По-русски) 25

Čadež, M.: Einige Gedanken über die Grenzflächen und Grenzschichten in der Atmosphäre (Deutscher Text)..... 30

Doneaud, A.: Un nouveau profil de la vitesse verticale generalisée pour introduire l'influence de l'orographie dans l'èquation tourbillonnaire absolue (Texte Francais) 34

Steinhauser, F.: Vergleich der Andauer der Temperatur über 5 und über 10°C mit der Zahl der Tage mit Temperaturtagesmittelwerten $\geqq 5$ und $\geqq 10$°C in einem Gebirgsland (Deutscher Text)..... 41

Околович, В.—Ленарт, В.: Об оценке количества облачности по разным методам (По-русски) 46

Konček, M.: Über die ersten meteorologischen Aufzeichnungen in Bratislava (Pressburg) aus dem Ende des 18. Jahrhunderts (Deutscher Text) 51

Czelnai R.: Planning of Meteorological Observing Systems in Hungary (English Text) 54

Ambrózy P.: A Case of the Oscillation of a Cold-Air Blanket 68

Szepesi D.: Generalized Model for Area Sources 73

Götz G.: On the Contribution of Released Latent Heat to Development of Synoptic-Scale Atmospheric Motions (English Text) 79

Mészáros E.: Condensation of Atmospheric Water Vapour on Nuclei with Uneven Surface 93

Nagy A.: Physical Interpretation of the Relation between Visual Range and Relative Humidity 101

Kriston I.: Change of Wind Direction Within the Lowest 300 m Layer of the Atmosphere at Budapest 112

Literature

Réthly A.: Witterungsereignisse und Elementarkatastrophe in Ungarn von 1701 bis 1800 *(Láng Sándor)* 119

Seyfert, F.: Phenologische Studien im Erzgebirge *(Szakály József)* 119

Chronicle 121

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM 1—2. SZÁM 1972. JANUÁR—ÁPRILIS



Dési Frigyes 60 éves

Örömmel és szeretettel köszöntjük folyóiratunk főszerkesztőjét, Dr. Dési Frigyes *egyetemi tanárt, a magyar meteorológiai szolgálat elnökét, aki 1972. január 11-én töltötte be 60. életévét.*

Dési Frigyes *1934-ben Budapesten, az akkori Pázmány Péter Tudományegyetemen fejezte be tanulmányait, amelynek eredményeként tanári oklevelet szerzett matematika-fizikából, majd később ugyanott doktorit, meteorológia-matematika-fizikából.*

1937-ig az akkori társadalmi-gazdasági rendszer által a pályakezdő diplomásoknak nyújtott nem túl fényes lehetősége szerint élt, több helyen dolgozott. 1937-ben került az Országos Meteorológiai Intézethez, majd a légierők alkalmazásába lépett. A háború és a hadifogság évei után 1948-ban a katonai meteorológiai szolgálat megszervezője és parancsnoka lett, 1950-ben az Országos Meteorológiai Intézet parancsnoka, majd 1953-tól igazgatója, 1970-ben pedig a szolgálat elnökévé nevezték ki. 1953-ban a Tudományos Minősítő Bizottság a fizikai tudományok kandidátusává, 1967-ben a műszaki tudományok doktorává minősítette. Közel 150 meteorológiai tárgyú tudományos munkája jelent meg, közöttük könyvek, folyóiratcikkek, de filozófiai értekezést, esszét, s népszerűsítő tanulmányokat is írt.

Vezetői, oktatói és tudományos működése mellett a magyar társadalmi és politikai életben is magas szinten tevékenykedett. 1958-tól 1967-ig országgyűlési képviselő, 1963-tól 1967-ig a Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsának tagja volt. Mindkét időszakban tagja az Interparlamentáris Unió magyar csoportjának is, 1960-tól mint az olasz—magyar tagozat elnöke.

Érdemei elismeréséül háromszor kapott állami kitüntetést, legutóbb 1970 áprilisában a Munka Érdemrend arany fokozatát, ezenkívül számos oklevelet és érdemérmet állami, társadalmi és tudományos szervezetektől.

Dési Frigyes *több mint két évtizede áll a magyar meteorológiai szolgálat élén, húsz éve vette át folyóiratunk szellemi irányítását, s ugyancsak két évtizede folytat a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetemen oktatói munkát. Így neve ebben a korszakban elválaszthatatlan a magyar meteorológiai szolgálat, az egyetemi meteorológiai oktatás, valamint az Időjárás c. folyóirat történetétől.*

Dési Frigyes *vezetői, tudományszervezői munkája eredményeként ma az Országos Meteorológiai Szolgálatban és három intézményében, a Központi Előrejelző, a Légkörfizikai és a Meteorológiai Intézetben, valamint nyolc obszervatóriumában, melyek mind az utóbbi húsz évben létesültek, színvonalas operatív, és — ami fő érdeme és kiváltképpen elismerésre méltó —, rendszeres, szervezett kutatómunka folyik.*

Oktatói tevékenysége folytán ma a szolgálatban több mint 120, matematikai-fizikai alapképzettségű szakmeteorológus dolgozik. Ez önmagában is jelentős fejlődés a húsz évvel korábbi állapotokhoz képest, amikor csak negyedennyien, bár közülük sokan kiválóan és példás hivatásszeretettel művelték a meteorológiát. De ami ennél több, a meteorológiai diszciplína matematikai-fizikai szemléletét oltotta a fiatal szakemberekbe, akikből később a rendszeres, szervezett kutatások megindításához szükséges személyi bázist teremtette meg.

Ez az általa tanítványaiba plántált szemléletmód hozhatott továbblépést a tudományban; a korábbi leíró, tapasztalati vagy kvalitatív jellegű eredmények kvantitatív közelítését, igazolását vagy cáfolatát tette lehetővé. Ez segítette elő az interdiszciplináris szakterületeknek, mint pl. hidrometeorológia, agrometeorológia, légkörfizika, stb. az utóbbi évtizedben történő nagyarányú felfejlődését is. Következetes, aktív együttműködése a Meteorológiai Világszervezettel a fiatal magyar meteorológusoknak világviszonylatban is egyedi, kedvező helyzetet biztosított azzal, hogy közülük már húsznál is többen, fél-, ill. egy éven át külföldön, a legfejlettebb szovjet, amerikai, japán, svéd stb. meteorológiai szolgálatoknál személyesen tanulmányozhatták a legmodernebb szakterületeket, mint pl. a műhold-meteorológia, légszennyeződés-meteorológia, numerikus előrejelzés, számítógépes programozás és feldolgozások, stb.

A hazai kutatások fejlesztésével és a szolgálat nemzetközi kapcsolatainak kiszélesítésével szoros összefüggésben tudományszervezői tevékenysége kiterjedt folyóiratunk szakmai-tartalmi színvonalának és nemzetközi publicitásának emelésére is.

E számunkat szerkesztő bizottságunk külföldi tagjainak és Dési Frigyes *tanítványainak cikkeiből állítottuk össze, hogy — ha töredékesen is — képet nyújthassunk fő törekvéseinek megvalósulásáról, szellemi iránymutatásának követéséről.*

Végül őszinte szívvel kíván Dési Frigyesnek *ez alkalomból megelégedésére szolgáló, további munkás éveket*

az Időjárás Szerkesztő Bizottsága

*

F. DÉSI turned 60

On his 60th birthday on 11 January 1972 sincere congratulations are presented to the General Editor of our journal, Professor Dr. *Frigyes Dési*, President of the Meteorological Service of the Hungarian People's Republic.

F. Dési completed his studies in 1934 in Budapest (Pázmány Péter University) where he obtained middle school teacher's degree in mathematics and physics, and later, at the same university, doctor's degree in meteorology, mathematics and physics.

Up to 1937, under the narrow economic circumstances of those times, where hardly any places were offered to young scientists, he worked in several places. In 1937 he was employed by the Central Institute of Meteorology and later by the Air Forces. After the years of World War II and of captivity he organized the meteorological service of the Army and became chief of that service. In 1950, when the Central Institute of Meteorology was reorganized under the Ministry of Defence, he became commander, and in 1953 director of that Institute. In 1970 he has been nominated to the post of president of the Hungarian Meteorological Service. In 1953 he obtained the degree of candidate of physical sciences and in 1967 the degree of doctor of technical sciences. F. Dési published about 150 scientific meteorological works in the form of books and papers, but has also written papers on philosophy, essays and popular articles.

In addition to his activities as leading organizer, university professor and scientist he carried on also important roles in the social and political life of this country. From 1958 to 1967 he was Member of Parliament and from 1963 to 1967 Member of the Presidential Council of the Hungarian People's Republic. During both of these periods he was also member of the Hungarian Group of Interparliamentary Union and from 1960 chairman of its Italo-Hungarian section.

In acknowledgement of his merits he obtained, in addition to orders and distinctions received from different state, social and scientific organizations, three times the Gold Medal of the Hungarian Labour Order.

For more than 20 years *F. Dési* has been the leading person of the Hungarian meteorological service, general editor of our journal and professor of the Budapest University „Eötvös Loránd". Thus during that period his name became inseparable from the history and development of the Hungarian meteorological service, the university meteorological training and the redaction of "Időjárás".

As one of the most noteworthy results of F. Dési's work a well organized research activity is carried on — in addition to a high level operational work — within the Hungarian Meteorological Service and in its three institutes, viz. in the Central Institute of Meteorology, the Central Forecasting Institute and the Central Institute for Atmospheric Physics.

As a result of his activity in education more than 120 of his students, meteorologists with degrees of mathematics and physics, are working at present in this service. This, in itself, signifies a considerable development compared with circumstances of twenty years ago, when only about the fourth part of the above number of personnel worked in the Hungarian service, many of them excellently and at a high professional level, but without a systematic technical training, as they came to the meteorological service from other branches of science. But more important is that the young meteorologists trained by *F. Dési* have a fundamental and strong education in mathematics and physics which is an indispensable basis of modern systematical research work.

The spirit and the professional philosophy instilled into his students by *F. Dési* enabled them to revive and develop the meteorological science in Hungary by carrying on a quantitative approachment, verification or refutation of the former descriptive, empirical or qualitative results in meteorology. But it was also the factor that started the sudden development of the last decades in interdisciplinary fields such as hydrometeorology, agrometeorology, atmospheric physics etc. The continuous close co-operation of F. Dési with the World Meteorological Organization ensured an exceptionally favourable situation to young Hungarian meteorologists: more than twenty of them had obtained WMO fellowships offering them the unique opportunity to carry out ½ or 1 year studies with the most advanced meteorological services of the world, such as that of the USSR, the United States, Japan, Sweden etc., in the most up-to-date fields of meteorology like e.g. satellite meteorology, meteorological aspects of air pollution, numerical weather forecasting, computer programming and data processing etc.

In connection with his work of developing meteorological research work in Hungary and of the widening of international connections of this service, *F. Dési* payed the closest attention also to raise the scientific level and international publicity of our journal.

The present volume of "Időjárás" has been composed from articles of our esteemed foreign correspondents, and of former students of *F. Dési*, in order to give in this way at least some incomplete outlines of the realization of the ideas he has been continuously striving for.

On the occasion of the 60th birthday of *F. Dési* the most sincere wishes for many further years of activity are presented to him by

the Editorial Board of "Időjárás".

*

Фридешу ДЕШИ исполнилось 60 лет

Горячо поздравляем главного редактора нашего журнала, председателя венгерской метеорологической службы, профессора д-ра *Ф. Деши*, отметившего 11 января 1972 г. шестидесятилетие со дня своего рождения.

Ф. Деши кончил университетское образование в 1934 г. в Будапештском университете, носившем в то время имя П. Пазмана, и получил диплом преподавателя по математике и физике, а затем звание доктора по метеорологии и математике.

До 1937 г. он работал в нескольких местах и жил в не особенно блестящих условиях, определенных хозяйственно-общественным строем того времени. В 1937 г. он устроился на работу в Государственном метеорологическом институте, а затем поступил в военную авиацию. После годов войны и плена в 1948 г. он был организатором и комендантом военной метеорологической службы, в 1950 г. он был назначен комендантом, а в 1953 г. — директором Центрального метеорологического института и в 1970 г. — председателем Метеорологической службы. В

1953 г. высшая аттестационная комиссия присудила ему степень кандидата физических наук, а в 1967 г. — степень доктора технических наук.

Д-р *Деши* опубликовал почти 150 научных работ на метеорологические темы, в том числе книги и статьи, но он писал и философские труды, очерки и научно-популярные работы.

Кроме своей руководительской, преподавательской и научной деятельности он на высоком уровне участвовал и в общественной и политической жизни страны. С 1958 по 1967 гг. он был депутатом Парламента ВНР и с 1963 по 1967 гг. — членом Президиума ВНР. За оба периода он был также членом венгерской группы Межпарламентского Союза, с 1960 г. в качестве председателя итальянско-венгерской секции.

В признание его заслуг д-ру *Деши* был присужден 3 раза государственный орден, в том числе в последний раз, в апреле 1970 г. — золотая медаль Ордена труда; кроме того он получил ряд дипломов и медалей от различных государственных, общественных и научных организаций.

Ф. Деши болше чем два десятилетия возглавляет венгерскую метеорологическую службу, двадцать лет тому назад он взял на себя умственное направление нашего журнала и также два десятилетия он развивает свою преподавательскую деятельность в Будапештском университете им. Л. Этвеша. И так за этот период его имя неотделимо от истории венгерской метеорологической службы, университетского метеорологического обучения и журнала «Идёяраш».

В результате руководительской, научно-организаторской работы *Ф. Деши*, в настоящее время в Метеорологической Службе ВНР и в ее трех организациях: в Центральном институте прогнозов, Центральном институте физики атмосферы и в Центральном метеорологическом институте, а также в восьми обсерваториях, организованных за последние двадцать лет, проводится высококачественная оперативная и — что является основным достоинством д-ра *Деши* — систематическая, хорошо организованная исследовательская работа.

Благодаря его преподавательской деятельности, в настоящее время в метеорологической службе работает больше чем 120 специалистов-метеорологов с высокой физико-математической квалификацией. Это само собой значительное достижение по сравнению с состоянием, характерным для периода 20 лет тому назад, когда метеорология культивировалась в 4 раза меньшим количеством специалистов, среди них были выдающиеся специалисты с примерной любовью к профессии. Более того, д-р *Деши* привил молодым специалистам физико-математический подход к метеорологической дисциплине и из них он создал персональный штат, который позже стал необходимым для организации систематической и организованной исследовательской работы.

Привитый ученикам подход к метеорологии обусловил дальнейшее развитие этой отрасли науки. Это позволило количественно приблизиться к ранее полученным результатам описательного, эмпирического или качественного характера, подтвердить или отрицать их. Это способствовало также значительному развитию междисциплинарных отраслей, как напр. гидрометеорологии, агрометеорологии, физики атмосферы, имевшему место за последнее десятилетие. Последовательное, активное сотрудничество со Всемирной Метеорологической Организацией обеспечило благоприятное место в мировом масштабе для молодых венгерских метеорологов, поскольку уже больше чем 20 из них имели возможность лично изучать самые современные методы, как напр. спутниковую метеорологию, метеорологию загрязненности воздуха, численные методы прогноза, программирование и проведение обработки данных на ЭВМ и т. д. в самых развитых метеорологических службах СССР, Америки, Японии, Швеции и т. д. в течение полугода или года.

В тесной связи с развитием исследований, проводящихся в нашей стране, а также с расширением международных связей метеорологической службы, научно-организаторская деятельность д-ра *Деши* была направлена и на повышение научного уровня и международной публичности нашего журнала.

В настоящий номер журнала входят статьи иностранных членов редакционной комиссии и учеников *Ф. Деши*, чтобы дать, хотя и неполную, картину об осуществлении его основных намерений, о следовании его умственному направлению.

В заключение искренне желаем *Ф. Деши* дальнейших творческих лет.

Редакционная комиссия журнала
«Идёяраш»

Stability of the Climate of our Age

M. I. BUDYKO, *Main Geophysical Observatory, Leningrad*

Устойчивость современного климата. Рассматриваются влияние человеческой деятельности на климат, через приток тепла за счет искусственного выделения энергии и через увеличение концентрации CO_2 и загрязненности воздуха. Указывается на неустойчивость климата и делается вывод о значительном влиянии хотя и небольшого, но длительного изменения притока тепла в системе Земля-атмосфера на распространение ледников и на температуру Земли. В основу проведенных вычислений были положены уравнения теплового баланса системы Земля - атмосфера [Формулы (1) и (2]. После эмпирического определения входящих в уравнения членов выводятся формулы (11—16), определяющие среднюю температуру по широтам и для всей Земли. С использованием приведенной модели и с учетом изменений элементов земной орбиты, а также земной оси, и вычисляются средние температуры на географических широтах для случая исчезновения ледяных покровов на полюсах. По мнению автора, при воздействии человеческой деятельности, приводящей к загрязнению воздуха и выделению энергии, это состояние может возникнуть уже в следующем столетии, в связи с этим необходимо всемерно проверять воздействие человеческой деятельности на климат путем проведения систематических измерений.

*

Among various ways of man's activities influence upon climate the growth of energy production, the increase of carbon dioxide concentration in the atmospheric air and the rise of dust concentration in the atmosphere may be most important for the change of global climatic conditions.

Information available shows that present production of energy gives an additional heat gain at the level of the Earth's surface of about 0.01 kcal/cm^2 year for the whole planet. With the existing rate of energy production growth this value will reach 0.1 kcal/cm^2 year in approximately fifty years and 1.0 kcal/cm^2 year in less than a hundred years. Since the latter value corresponds approximately to the present level of energy production in developed industrial regions, it is quite a possible estimate for the conditions of not very far future (*Budyko*, 1962, 1971).

The calculations made by us have shown that an additional heat income of 0.1 kcal/cm^2 year can raise the mean temperature at the Earth's surface by about 0.1°, and 1.0 kcal/cm^2 year by about 1°.

As a result of combustion of different kinds of fuel the carbon dioxide concentration has grown progressively during recent decades. The available calculations have shown that by the year 2000 its value can reach 380 PPM (the present value is 320 PPM). This may increase the mean temperature at the Earth's surface by approximately 0.5° (Man's impact on the global environment, 1970). The problem on subsequent changes in atmospheric carbon dioxide concentration is not clear since in the 21st century energy production may be connected to a smaller degree with fuel combustion.

The least clear is possible influence that dust concentration variations in the atmosphere connected with man's activities exert upon climate.

On the one hand, it is difficult to estimate how the dust concentration will change in future since the growth of this concentration as a result of economic activities can be later on stopped by special measures that are now carried out in a number of countries. On the other hand, the effect of dust on thermal regime is ambiguous – it depends on its particle size and on the position of par-

ticles in the atmosphere, in some cases dust propagation can increase the air temperature and in other cases it can decrease the temperature. Thus, it would be better for now to abstain from estimation of the influence of dust propagation in the atmosphere on the future climate.

Considering that the growth of energy production and the increase of carbon dioxide concentration can change the mean atmospheric temperature during the next decades by a value of several tenths of a degree, it should be evaluated to what further climatic changes such an initial temperature change could lead.

An idea on the instability of present climate was suggested in the author's work *(Budyko,* 1968) dealing with the problem on causes of glacial epochs origin. This idea was based on the investigation of influence of polar ice covers upon atmospheric thermal regime when it was established that small changes in heat income to the Earth's surface could result in ice cover displacement over large distance, which is followed by a considerable change in the air temperature at the Earth's surface.

In the above work there was computed an atmospheric thermal regime for mean annual conditions, later on similar calculation was performed for different half-years *(Budyko, Vasishcheva,* 1971). The main idea of the latter calculation is as follows.

To compute the mean latitudinal temperature values of the lower air layer, let us use the equation of heat balance of Earth-atmosphere system in the form:

$$Q_T (1 - \alpha_T) - I (T_T) = A_T + B \tag{1}$$

$$Q_x (1 - \alpha_x) - I (T_x) = A_x - B \tag{2}$$

where Q = radiation coming to the outer atmospheric boundary, α = albedo of Earth-atmosphere system, $I(T)$ = outgoing long-wave radiation at the outer atmospheric boundary depending on the temperature T of lower air layer, A = horizontal heat transfer in the atmosphere and hydrosphere, B = gain and loss of heat due to cooling or warming of Earth-atmosphere system that is determined mainly by the process of cooling or heating the ocean.

The values in these formulae, that realte to the warm and cold half-years, are denoted by indices T and x.

To determine terms $I(T)$, A and B, let us use the empirical relations found in previous works:

$$I = a + bT - (a_1 + b_1 T) \cdot n \tag{3}$$

where T = temperature in degrees centigrade, n = cloudiness in fractions of unity;

$$A = \beta(T - T_p) \tag{4}$$

where T_p = mean temperature for the whole globe;

$$B = S\gamma(T_{wT} - T_{wx}) \tag{5}$$

where T_w = mean latitudinal temperature of oceanic water surface for the cold and warm half-years, S = the ratio of oceanic area in a given latitudinal zone to the whole area of the latitudinal zone.

To calculate the oceanic surface temperature, we use the equation of heat balance of oceanic surface in the form:

$$R_{wT} = LE_T + P_T + \frac{B}{S} \tag{6}$$

$$R_{wx} = LE_x + P_x - \frac{B}{S} + B_1 \tag{7}$$

where R_w = radiation balance of oceanic surface, LE = heat loss for evaporation, P = turbulent heat flux between the oceanic surface and the atmosphere, B_1 = heat transfer by sea currents.

For determination of values LE, P and B let us use the approximate relations:

$$LE = fT_w \tag{8}$$

$$P = C(T_w - T) \tag{9}$$

$$B_1 = \beta' (T_x - T_p) \tag{10}$$

where T_w = temperature of oceanic water surface in degrees centigrade.

Numerical coefficients in the above formulae, when determining the values of heat fluxes in kcal/cm² month, have the following values: $a = 14.0$; $b = 0.14$; $a_1 = 3.0$; $b_1 = 0.10$; $\gamma = 3.0$; $f = 0.4$; $\beta_T = 0.22$; $\beta_x = 0.27$ for the northern hemisphere southward of the mean boundary of arctic ice, $\beta_x = 0.40$ for the southern hemisphere northward of the mean boundary of antarctic ice, $\beta_x = 0.22$ for zones with ice cover, $\beta' = 0.14$ for the northern hemisphere and 0.20 for the southern hemisphere, $C = 0.84$.

From the above relations it is possible to obtain formulae for determining the mean latitudinal temperatures for the northern hemisphere

(11)

$$T_T = \frac{Q_T(1-\alpha_T) - a + a_1 n_T + \beta_T T_{p1} - \frac{\gamma S}{f+C+2\gamma}\left[R_{WT} - R_{WX} - \beta' T_{p2} + (\beta' - C)\frac{Q_T(1-\alpha_T) + Q_X(1-\alpha_X) - 2a + a_1 n_T + a_1 n_X + \beta_T T_{p1} + \beta_X T_{p2}}{b - b_1 n_X + \beta_X}\right]}{b - b_1 n_T + \beta_T + \frac{\gamma SC}{f+C+2\gamma} - \frac{\gamma S(\beta' - C)(b - b_1 n_T + \beta_X)}{(f+C+2\gamma)(b - b_1 n_X + \beta_X)}}$$

(12)

$$T_X = \frac{Q_X(1-\alpha_X) - a + a_1 n_X + \beta_X T_{p2} + \frac{\gamma S}{f+C+2\gamma}\left[R_{WT} - R_{WX} - \beta' T_{p2} + C\frac{Q_T(1-\alpha_T) + Q_X(1-\alpha_X) - 2a + a_1 n_T + a_1 n_X + \beta_T T_{p1} + \beta_X T_{p2}}{b - b_1 n_T + \beta_T}\right]}{b - b_1 n_X + \beta_X + \frac{\gamma S(C - \beta')}{f+C+2\gamma} + \frac{\gamma SC(b - b_1 n_X + \beta_X)}{(f+C+2\gamma)(b - b_1 n_T + \beta_T)}}$$

T_{p1} and T_{p2} in formulae (11) and (12) denote the mean latitudinal temperatures for the globe during the warm half-year in the northern hemisphere (T_{p1}) and during the warm half-year in the southern hemisphere (T_{p2}).

Formulae (11) and (12) may be also used for computing the mean latitudinal temperatures in the southern hemisphere, assuming in this case that T_{p1} relates to the cold half-year in the southern hemisphere and T_{p2} to the warm half-year in the same hemisphere.

For a zone with ice cover formulae (11) and (12) are slightly simplified.

Taking into account that in this zone the annual variation of heat content

in the Earth-atmosphere system is insignificant and the meridional heat transfer by currents is small or equal to zero, we find that for the indicated zone the following formulae may be used:

$$T_T = \frac{Q_T\,(1-\alpha_T) - a + a_1 n_T + \beta_T\,T_{p1} - lh}{b - b_1\,n_T + \beta_T} \tag{13}$$

$$T_x = \frac{Q_x\,(1-\alpha_x) - a + a_1\,n_x + \beta_x\,T_{p2} + lh}{b - b_1\,n_T + \beta_T} \tag{14}$$

where lh = income (loss) of heat due to cooling (or heating) of ice cover and freezing (or melting) of ice.

Since quantity lh is relatively small, we shall restrict ourselves to consideration of its mean value for all latitudinal zones that equals 0.8 kcal/cm² month.

To determine mean planetary temperatures, we use formulae that can be obtained from (11) and (12), taking into account that for the planet as a whole the meridional heat exchange is equal to zero.

$$T_{p1} = \frac{Q_{p1}(1-\alpha_{p1}) - a + a_1 n_{p1} - \dfrac{pS_p}{f+C+2p}\left[R_{Wp1} - R_{Wp}{}^2 + C\,\dfrac{Q_{p1}(1-\alpha_{p1}) + Q_{p2}(1-\alpha_{p2}) - 2a + a_1 n_{p1} - a_1 n_{p2}}{b - b_1 n_{p2}}\right]}{b - b_1 n_{p1} + \dfrac{\gamma S_p C}{f+C+2\gamma} + \dfrac{\gamma S_p C\,(b - b_1 n_{p1})}{(f+C+2\gamma)\,(b - b_1 n_{p2})}} \tag{15}$$

$$T_{p2} = \frac{Q_{p2}(1-\alpha_{p2}) - a + a_1 n_{p2} + \dfrac{\gamma S_p}{f+C+2\gamma}\left[R_{Wp1} - R_{Wp2} + C\,\dfrac{Q_{p1}(1-\alpha_{p1}) + Q_{p2}(1-\alpha_{p2}) - 2a + a_1 n_{p1} + a_1 n_{p2}}{b - b_1 n_{p1}}\right]}{b - b_1 n_{p2} + \dfrac{\gamma S_p C}{f+C+2\gamma} + \dfrac{\gamma S_p C\,(b - b_1 n_{p2})}{(f+C+2\gamma)\,(b - b_1 n_{p1})}} \tag{16}$$

where index p denotes values relating to the whole planet, index 1 values relating to the warm half-year of the northern hemisphere and to the cold one of the southern hemisphere, index 2 values relating to the cold half-year of the northern and to the warm one of the southern hemispheres.

Employing formulae (11), (12), (13), (14), it is possible to calculate the distribution of mean latitudinal temperatures for each of hemispheres.

It was assumed in such a calculation that the border of polar ice corresponds to the warm half-year temperature equal to $-1°$. For the zones of polar ice the albedo of Earth-atmosphere system was considered equal to 0.62 for the northern hemisphere, 0.77 for the southern hemisphere. The albedo of latitudinal zones, where snow and ice cover is absent, was estimated from the data of *table I*.

TABLE I

Albedo of latitudinal zones

Latitude	65°	55°	45°	35°	25°	15°	5°	5°	15°	25°	35°	45°	55°
	North latitude							South latitude					
1 half-year	0.49	0.40	0.35	0.29	0.27	0.27	0.29	0,25	0.25	0.29	0.40	0.46	0.53
2 half-year	0.54	0.48	0.45	0.40	0.30	0.25	0.26	0.27	0.26	0.28	0.32	0.41	0.49

The above values of albedo have been obtained by the data of satellite observations.

When estimating the radiation amount coming to the outer boundary of the atmosphere, radiation flux incident upon surface element perpendicular to sun's ray was considered eqal to 1.92 kcal/cm² min („meteorological solar constant"). The mean latitudinal values of the oceanic surface radiation balance were taken from the data of „Atlas of Heat Balance" (1963).

The results of calculation carried out are given in *fig. 1* where they are designated by broken lines. For comparison, there is plotted in this figure

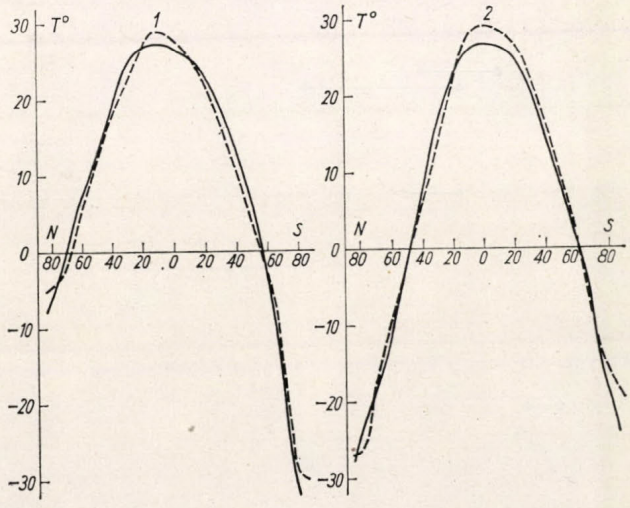


Fig. 1. Mean latitudinal distribution of air temperature at the earth's surface.

distribution of mean latitudinal temperatures, obtained from observation data. As is seen, the discrepancy between measured and calculated temperatures at different latitudes does not exceed, as a rule, 1 to 2°.

This model was applied for calculation of the thermal regime and polar ice position with changes in the Earth's orbit elements and the Earth's axis inclination which took place during the past hundreds of thousand years.

Some results of the calculations carried out are presented in the *table II*. The values included in this table are denoted as follows:

$\Delta\varphi°_N$ = displacement of the mean latitudinal limit of ice cover in the northern hemisphere,

$\Delta\varphi°_S$ = displacement of the mean latitudinal limit of ice cover in the southern hemisphere,

$\Delta T°_{65N}$ = temperature change at 65°N.

TABLE II

Climatic change in glaciation epochs

Time in thousands of years before 1800 A. D.	$\Delta\varphi°_N$	$\Delta\varphi°_S$	$\Delta T°_{N65}$
22.1 (Würm III.)	—8	—4	—5.2
71.9 (Würm II)	—10	0	—5.9
116.1 (Würm I)	—11	—2	—6.5
187.5 (Riss II)	—11	—3	—6.4
232.4 (Riss I)	—12	—5	—7.1

It is clear from the data given in this table that the variations of radiation regime caused by changes in the Earth's surface position with respect to the Sun led to substantial climatic changes.

In the times of glacial epochs the mean latitudinal limits of ice cover shifted 8 – 13° to the south from its present boundary located at 72°N. In the southern hemisphere in those epochs the limit of ice cover situated now at

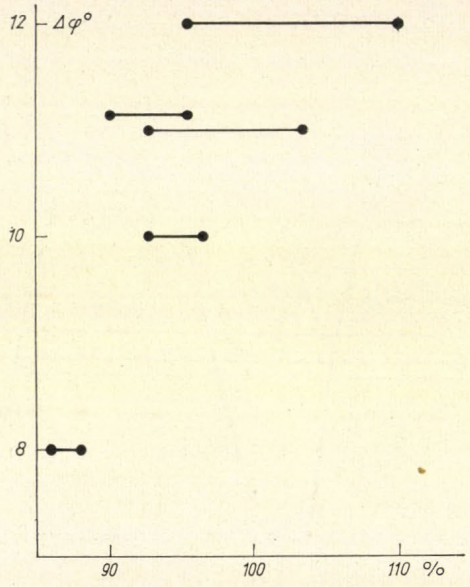


Fig. 2. Changes of glaciers boundaries in the glaciation epochs.

63°*S* shifted a far smaller value to the north that did not exceed 5°. It should be noted that, as is follows from the above calculations, the periods of maximum expansion of glaciations in the northern and southern hemispheres did not coincide.

It may be noted that the maximum calculated value of mean latitude which was reached by the ice cover in the northern hemisphere agrees well with empirical data.

For example, *Lamb* pointed out in his work *(Lamb*, 1964) that with maximum glaciation the mean ice limit in the northern hemisphere came up to 57°N, which corresponds to that limit shift, as compared with present conditions, by 15°. Similar value obtained in our calculation amounts to 12°, which is quite close to the value given by *Lamb*.

It is difficult to perform such a comparison for each of glacial epochs because of the absence of data on mean latitudinal boundaries of ice covers. It is, however, possible to use for this purpose the available data on ice cover limits in some regions of the globe. Thus, for example, in *Zeuner's* monograph *(Zeuner*, 1959) there are presented data on distances over which glaciers expanded in various epochs in Alps, Scandinavia and North Germany. These distances, that Zeuner expressed in percent of ice expansion in the epoch Mindel II, have been compared, in *fig. 2*, with calculated by us changes in the latitude of north polar ice boundary for epochs Riss I, Riss II, Würm I, Würm II and Würm III. Since for each of these epochs *Zeuner* gives some interval of values of ice expansion, the results of comparing the indicated values are shown in the

graph as line segments. It is seen from the data in *fig. 2* that there is a certain relationship between the considered values, which fact is indicative of a possibility to estimate correctly, by calculation method, comparative characteristics of different glaciations.

Now we shall dwell upon the question on causes of glaciations absence during hundreds of million years previous to quaternary glaciations had become possible as a result of the continent level rise in high latitudes of both hemispheres. Such a change in relief could reduce meridional heat flux coming to the high latitudes. The above assumption was confirmed by the calculations carried out with the help of a numerical model of the distribution of mean latitudinal air temperature *(Budyko,* 1969a). These calculations have shown that with an increase in the intensity of meridional heat flux the formation of polar ice due to changes in radiation regime, that could occur as a result of atmospheric transparency fluctuations, becomes impossible.

Employing the model, given here, one can perform such a calculation for the evaluation of astronomic factors effect on thermal and ice regime with meridional heat exchange.

It follows from the results of this calculation that a relatively small increase of coefficient β' characterizing the meridional heat exchange intensity in the ocean is sufficient to preserve a stable ice-free regime under any possible changes in the astronomic factors.

Thus, one may believe that astronomic factors began to affect the development of glaciations only after the decrease of meridional heat exchange that had occurred during the tertiary period.

Les us consider now the question on possibility of a substantial climatic change as a result of comparatively small initial changes in energy income or in air temperature.

The calculations carried out when using the above model lead to a conclusion that for a considerable shift of polar ice limits there are sufficient very small initial changes of heat income to the Earth's surface or of the mean planetary air temperature.

Thus, in particular with a 0.1% increase in solar energy income or with a 0.15° rise in the mean air temperature at the Earth's surface, north polar ice may completely disappear and south polar ice may recede by three degrees. With a 0.25% increase in radiation or with a 0.4° rise in temperature the south polar ice may completely melt.

These estimates relate to stationary conditions in view of which fact the ice cover boundaries changes corresponding to them can be achieved only with long-term anomalies in the values of energy income or air temperature.

It is evident that to change the position of large continental glaciations with a great thermal inertia, a very long period of time is needed.

However, one should think that sea ice the mean thickness of which does not exceed several metresc can noticeably change its position for time periods not longer than some decades.

In particular, the area of north polar ice somewhat reduced in the 20-es to 30-es of our century when the global radiation mean value increased by several tenths of a percent, and the mean air temperature at the Earth's surface rose by several tenths of a degree *(Budyko,* 1969).

Thus, it might be supposed that the change of mean planetary temperature by the value of order 0.5°, as well as the change in energy income by several tenths of a percent of the solar radiation value, will soon lead to climate changes

similar to the changes that took place in the 20-es – 30-es. However, unlike the warming-up in the first half of our century that stopped in the 40-es the warming-up due to man's activities will gradually increase.

The first stage of this warming will end with melting of sea ice in the Arctic, which will be accompanied by climatic changes at a considerable portion of the planet.

The character of these changes is seen from the data given in *fig.* 3 in

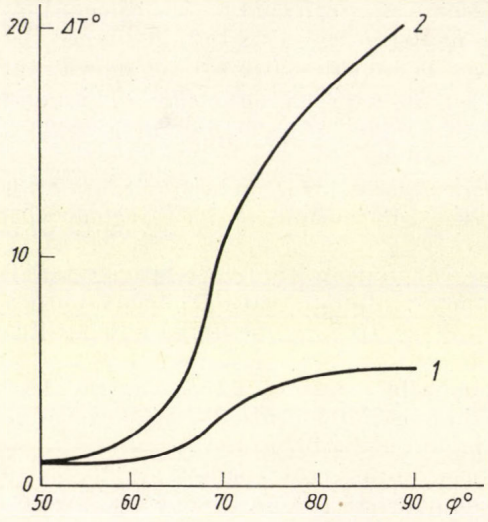


Fig. 3. Changes in temperature after the Arctic ice melting.

which there are shown changes, found with the help of the above model, of mean latitudinal temperature in the warm half-year (line 1) and the cold half-year (line 2) for temperate and high latitudes in the Northern Hemisphere.

With disappearance of north polar ice the air temperature in high latitudes increases by the value up to 20° in the cold period of year and up to 5° in the warm one. Warming in latitudes lower than 50° will not exceed 1° both in the warm and cold period of year.

Simultaneously with warming of the Arctic a noticeable change in the distribution of falling precipitation due to a decrease in temperature meridional gradients will occur, which may be of a substantial practical importance.

Considering the modern rate of development of man's activities influence on climate, it is possible to think that if no measures are taken on climate control, the melting of north polar ice should occur during the next century.

It should be noted that the conclusions set forth are in many respects tentative. Further study of the problem on man's activities effect upon climate is necessary with the use of more general models of the atmospheric thermal regime.

It should be, however, thought that the conclusion on a great instability of modern climate will hardly be changed in subsequent investigations, since only with consideration of this instability it turns out to be possible to explain the origin of quaternary glaciations without any artificial hypotheses.

Since the model used here satisfactorily describes the changes of ice cover limits during quaternary period, one may believe that application of it allows us to obtain a realistic estimate of the present climate stability.

REFERENCES

Budyko M. I. (Ed.) Atlas of Heat Balance. 1963. Moscow.
Budyko M. I. 1962. Some ways of climate modification. Meteorologiya i Gidrologiya, No. 2.
Budyko M. I. 1968. On glacial epochs origin. Meteorologiya i Gidrologiya, No. 11.
Budyko M. I. 1969. Changes of climate. Gidrometeoizdat.
Budyko M. I. 1971. Climate and Life. Gidrometeoizdat.
Budyko M. I., Vasishcheva M. A. 1971. Astronomic factors effect on quaternary glaciations. Meteorologiya i Gidrologiya, No. 6.
Man's impact on the global environment. 1970.
Lamb H. 1964. The role of atmosphere and oceans in relation to climate changes and the growth of ice sheets on land. Problems in Paleoclimatology. Interscience Publishers. London N. I. Sydney.
Zeunez F. 1959. The pleistocene period. Hutchinson. London.

A JELENKORI ÉGHAJLAT ÁLLANDÓSÁGA

Az emberi tevékenységnek az éghajlatra kifejtett hatásai közül a mesterséges energiafelszabadítás, a CO_2 koncentráció és a légszennyeződés növelése a legjelentősebb.

Az energiafelszabadításból eredő hő a Föld egészére számítva jelenleg 0,01 Kcal/cm^2 év, a becslések szerint ez az elkövetkező 50 évben a tízszeresére, s már nagy valószínűség szerint 100 éven belül a százszorosára, vagyis 1,0 Kcal/cm^2 év mennyiségre növekszik. Ez utóbbi érték a fejlett ipari körzetekben, természetesen kicsiny területre koncentráltan, már ma is előfordul. Az előbbi többlet-energiák a földfelszín átlagos hőmérsékletét 0,1, illetve 1,0 C°-kal emelnék. A CO_2 mennyisége légkörünkben jelenleg 320 PPM (PPM = 10^6 térfogatban levő rész) értékűnek becsülhető, ez 2000-re várhatóan 380 PPM-re növekszik. A XXI. században tekintetbe veendő értékét a hőenergiákat felszabadító jelenlegi technikák (még jobbára tüzelőanyagok elégetése) várható gyökeres átalakulása miatt nem becsülhetjük meg. Mindebből az következik, hogy egyrészt nehéz előrelátni, mi módon változik majd az emberi tevékenység okozta légszennyeződés, másrészt e hatás kettős arculatú, bizonyos feltételek esetén emelheti vagy csökkentheti a hőmérsékletet.

A szerző 1968-ban a jégkorszakok eredetét tárgyaló dolgozatában rámutatott az éghajlat *instabilitására* s teoretikusan igazolta, hogy a Föld-légkör rendszer hőbevételének csekély, de huzamosabb időn át fennálló változása jelentősen megváltoztatja a sarki jégtakaró kiterjedését, s ezen át jelentős változást okozhat a Föld hőmérsékletében.

A számítások alapjául a Föld-légkör rendszer hőháztartási egyenletei (1 – 2) szolgáltak, ahol az egyenletekben szereplő tagok empirikus meghatározása (3 – 10 formulák) után a szerző levezeti a (11) és (12) formulákat, amelyek a különböző szélességi körök átlagos földfelszíni hőmérsékletének meghatározására felhasználhatók. Jéggel borított poláris területekre néhány egyszerűsítő feltétel figyelembe vételével a (13) és (14) egyenletek érvényesek. A földgömb átlagos hőmérsékletének kiszámítására a (15) és (16) egyenletek szolgáltak, amelyek a (11) és (12) formulákból vezethetők le, annak figye\e mbe vételével, hogy a földgömb egészére a meridionális hőcsere zérus. Az *I. táblázat* tartalmazza a számításokhoz szükséges szélességi körök szerinti átlagos albedókat a Föld-légkör rendszerre, mesterséges holdak mérései alapján. Az *1. ábrán* látható a formulák alapján számított átlagos hőmérsékleteloszlás és a valóságos hőmérsékleteloszlás, a különböző földrajzi szélességeken. A különbség mindössze 1 – 2 fokot ér el.

A bemutatott modell alkalmas arra, hogy figyelembe véve a Föld pályaelemeinek és a földtengely hajlásának változásait, meghatározzuk a sarki jégtakaró határának és egy adott szélességi kör (itt az N 65°) hőmérsékletének változásait az elmúlt százezer évekre. E számítások eredményeit a *II. táblázat* tartalmazza, ahol $\Delta\varphi$°N az arktikus jégtakaró átlagos déli határának a jelenlegihez (N 72°) viszonyított eltérése, $\Delta\varphi$°S az antarktikus jégtakaró ugyanezen jellemzője (a jelenlegi közepes határ S 63°). Látható, hogy az eljegesedés a két félgömbön nem volt koincidenciában a Würm és Riss jégkorszakok idején. Az északi féltekére vonatkozó számítások jól egyeznek a geológiai kutatások eredményeivel. A *2. ábra* feltünteti az eljegesedés változásait a vizsgált jégkorszakokban.

A bemutatott modellekkel végzett számítások azt mutatják, hogy a hőenergiafelvételnek vagy a Föld közepes hőmérsékletének már egy nagyon csekély megváltozása elég ahhoz, hogy a sarki jégtakaró helyzete jelentősen módosuljon. Így például az energiabevétel *hosszabb időn át* fennálló 0,1%-os növekedése vagy a Föld hőmérsékletének 0,15°-os emelkedése esetén az arktikus jég teljesen eltűnne, az antarktikus pedig 3 szélességi fokkal húzódnék vissza, míg 0,25%-os energianövekedés vagy 0,4°-os hőmérsékletemelkedés az antarktikus jégtakaró teljes elolvadásához vezetne.

A megfigyelések azt mutatták, hogy az arktikus jégtakaró már néhány évtizeden belül is észrevehető mértékben visszahúzódott, így 1920—1940 között, amikor a Föld középhőmérséklete néhány tized fokkal emelkedett.

Az arktikus jég elolvadása a Föld jelentős részén éghajlatváltozást idéz elő. E változást a *3. ábra* tünteti fel, amely a téli és nyári közepes hőmérséklet eloszlását mutatja az északi félgömbön. A sarki jég eltűnése után a magas szélességek téli hőmérséklete 20°-kal, nyári hőmérséklete 5°-kal emelkedik, míg az 50° alatti szélességeken a felmelegedés mindkét évszakban csak 1° körüli. Ez a folyamat a meridionális hőmérsékleti gradiens csökkenése miatt mélyreható változást idézne elő a csapadék eloszlásában. Az emberiség jelenlegi légszennyező és energiafelszabadító ténykedését figyelembe véve, ha ez mérések általi folyamatos ellenőrzés nélkül történne a jövőben, feltételezhető, hogy az arktikus jég elolvadása már a következő évszázadban bekövetkezhet. Jóllehet, a bemutatott modell sok szempontból csak kísérlet, s a levont következtetéseket a légköri hőrendszer jóval általánosabb modelljeivel kell majd megerősíteni, e további vizsgálatok a megfontolások lényegét, nevezetesen a jelenkori éghajlat instabil jellegét aligha fogják megcáfolni.

Present Status of the Studies on Air-Surface Interaction in Japan

K. TAKEUCHI, *Osaka District Meteorological Observatory, Osaka*

A levegő-felszín kölcsönhatások kutatásának jelenlegi helyzete Japánban. A szerző a levegő-felszín kölcsönhatásokkal kapcsolatos Japánban folytatott legújabb kutatásokról főként a megfigyelések szempontjából ad áttekintést. Az alábbi kutatási témák területén több intézet együttesen végzett széles körű megfigyeléseket: *1. A levegő—tenger kölcsönhatások egyesített megfigyelése:* A fluxus mérésére különböző módszereket próbáltak ki a nyílt tengeren a Hakuhó Maru kutatóhajó felhasználásával. A hajó mozgásából eredő hibákat digitális számítógéppel felszerelt érzékelő rendszerrel korrigálták, a hajónak a szélmérőre gyakorolt zavaró hatását pedig 10 m hosszú, vízszintesen lehajtható műszertartó rúd alkalmazásával csökkentették. *2. A planetáris határréteg egyesített megfigyelése:* Konvencionális szélmérő és hőmérő sorozatokat valamint szónikus szélmérőt helyeztek üzembe kb. 300 m magas toronyra szerelve. Ezenkívül újtípusú rádiószondákkal felszerelt kötött léggömböket bocsátottak fel 500 m vagy annál nagyobb magasságra. *3. A függélyes átvitel egyesített megfigyelése a Kasumigaura tó fölött:* A vertikális fluxus közvetlen mérése céljából az örvény-korrelációs módszert fejlesztették ki, amely pontos eredményeket nyújt, és pl. beépített analóg számítógép alkalmazása esetén ezek az eredmények azonnal hozzáférhetők.

*

Современное состояние исследований в Японии о взаимодействиях между воздухом и побстилающей поверхностью. Автор дает обзор новейших исследований и, особенно, наблюдений — проведенных в Японии — в связи с взаимодействиями воздуха и подстилающей поверхности. По нижеследующим объединенным темам обширные наблюдения проводились совместно несколькими институтами *1. Объединенное наблюдение взаимодействий воздуха-моря.* Для измерения турбулентного потока испытывались разные методы в открытом море, на исследовательском корабле Хакухо Мару. Погрешности, происходящие от движения корабля, были исправлены встроенным чувствительным устройством, которое заключало вычислительную машину; влияние корабля на приборы были уменьшено с помощью горизонтальной откидной штанги длиною в 10 м. *2. Объединенное наблюдение планетарного пограничного слоя.* Использовались согласованные анемометрические и термометрические установки, а также акустический анемометр и термометр, которые устанавливались на башнях высотой в 300 м. Кроме того выпускались баллоны с радиозондами нового типа, до высоты 500 м. или выше. *3. Объединенное наблюдение вертикального переноса над озером Кашумигаура.* Для прямого измерения вертикального потока разработан метод турбулентной корреляции, который может дать более точные результаты; с применением аналоговой вычислительной машины эти результаты получаются непосредственно.

*

1. Introduction

As is well known, in order to understand the large-scale motion of the atmosphere, it is urgent to clarify the transfer mechanism of momentum and both sensible and latent heat in the planetary boundary layer which plays a very important part in the energy budget in the atmosphere. The study on air-surface interaction, however, is still in an early stage. Difficulties of the measurement even of vertical transfer have been obstacles in progress, not to speak of complicated surface condition of the earth.

Accordingly, the simplest case is mostly investigated in Japan as in the other countries: the stationary vertical transfer over the flat plain or over the calm ocean. However, some complicated cases are also treated.

A brief review of recent studies on air-surface interaction in Japan is presented below mainly from an observational point of view.

2. *Main Projects and Joint Observations*

We have in Japan "Research Group on Atmospheric Turbulence" which was established 20 years ago as one of activities of the Meteorological Society of Japan. The Group has been playing an important role in bringing about closer relations between the researchers on atmospheric turbulence. Recently, however, under some integrated themes many institutes have remarkably developed their activities. Their investigations have been better organized, their

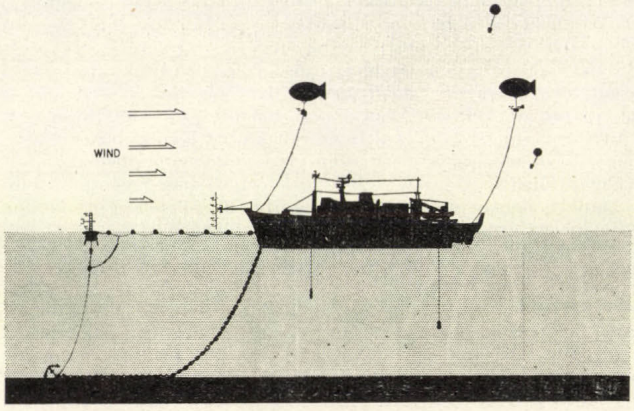


Fig. 1. Silhouette of the R. V. Hakuho Maru with scientific equipments during the GARP observation

fields of study more extended, and their relations more promoted with other fields of meteorology.

The main projects which have been carried out for the last few years in connection with the studies on air-surface interaction are as follows: (1) "Water Loss due to Evaporation and its Suppression" supported by the Ministry of Education, (2) "Study on Air-Surface Interaction" by the Ministry of Education, and (3) "Study on Atmospheric Dispersion of Pollutants" by the Science and Technology Agency. Under these projects some joint observations have been carried out.

2. 1. Joint observation on air-sea interaction, under the project of „Study on Air-Surface Interaction"

Since 1968 the special observation has been made in the East China Sea as a provisional experiment of the Global Atmospheric Research Programme (GARP). Its aim is to clarify the mechanism of air-sea interaction and to understand the structure of heavy rain at the end of Bai-u (i.e. the rainy season in Japan), as well. Joint observations were carried out by both groups of University of Tokyo and Kyoto University in the summer of 1968. In the following two years many institutes cooperatively made well-organized observations by the use of the Research Vessel Hakuho Maru. A main theme was for measurement of the vertical flux in the surface boundary layer: a comparison was made of different methods for flux measurement (e. g. *Takeuchi,* 1968) to obtain an adequate one on shipboard. Weather was, however, not always favorable for that purpose. Summary of the joint observation (1968 – 1970) is given in *Fig. 1* and *Table (Ogura* and *Takeda,* 1969).

2. 2. Joint observation on planetary boundary layer, under the project of "Study on Atmospheric Dispersion of Pollutants"

In 1967 – 1969 the experiment was carried out mainly by the National

Research Center for Disaster Prevention, the National Institute for Pollution and Resources, and the Meteorological Research Institute. It was divided into two parts: diffusion experiment with tracers on meso-scale (height of the source: about 300 m, observation range: 12 km) and simultaneous observations on the structure of planetary boundary layer in which the dispersion took place (N.R.C.D.P., 1970).

In order to obtain the profiles of wind and temperature, some sets of sensitive anemometer with wind vane and platinum resistance thermometer were installed along the NHK Broadcasting Tower in Kawaguchi City next to Tokyo.

TABLE

Joint observation on air-sea interaction using the research vessel (1968—1970)

Institute	Study item—Method (platform)	1968	1969	1970
Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo	Vertical transfer — Turb. (boom)	X	X	X
	Wave (boom)		X	X
	Water surface temp.		X	X
	Weather obs.		X	X
Kyoto Univ.	Vertical transfer — Turb. (mast, boom)	X	X	X
Kagoshima Univ.	Vertical transfer, Structure — Turb., Profile (buoy)		X	X
Nat. Res. Inst. for Poll. and Res.	Vertical transfer, Structure — Turb., Profile (tethered balloon)		X	X
MRI and JMA	Vertical transfer, Structure — Profile (mast, boom)		X	X
Tohoku Univ.	Turb. structure — Turb. (mast)		X	X
Kyoto Univ.	Vertical transfer of droplet		X	X
Nat. Res. Center for Disaster Prev.	Wave		X	X
JMA	Aerological obs.	X	X	X

Three sets of sonic anemometer-thermometer (SAT hereafter, *Mitsuta*, 1966) were mounted on the same tower to observe the fluctuations of wind and temperature. In addition, two sets of tethered balloon were sent up to measure the wind and temperature up to 500 m or more above the ground.

2. 3. Joint observation on vertical transfer at Lake Kasumigaura, under the project of "Water Loss due to Evaporation and its Suppression"

Since 1970 the joint observation has been carried out mainly on the lakeside by Tohoku University and other six institutes. Its aim is to estimate the water loss due to evaporation from both water and land surface and also to obtain an effective method for its suppression.

For the purpose of direct measurement of the verical flux, the eddy correlation method (e. g. *Dési* and *Rákóczi*, 1970) is being developed so that more accurate results be obtained in real time. On the other hand, the microstructure right above the water surface is being studied to improve the aerodynamic

method. During the observation a comparison of different methods for flux measurement is also being made to obtain an adequate method for estimating the evaporation.

Effectiveness of some chemicals for suppression of evaporation is being investigated: for example, outflow and dispersion of the chemicals over the water.

3. Study Items in Some Detail

Many items have been studied by different institutes under the projects mentioned above. Several items are described in some detail.

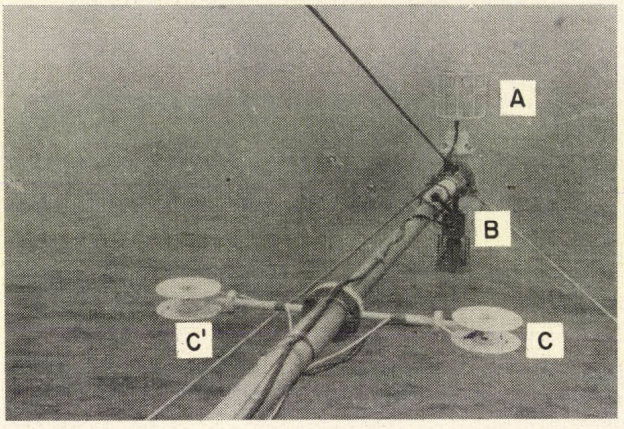


Fig. 2. Sonic anemometer-thermometer *(A)*, sonic wave gauge *(B)* and a pair of pyrheliometers *(C* and *C')* mounted on the bow-boom

3. 1. Flux measurement with a shipborne sensor system, made by University of Tokyo and Kyoto University

In order to make an accurate measurement of vertical transfer in the open sea by the ordinary research vessel, there are serious problems: errors due to ship motion and influence of the ship upon the general wind field to be observed. The former problem can be solved with a shipborne system which contains SAT, gyroscopes and a digital computer. Signals from SAT which are obtained on the coordinate system fixed on the ship, are converted in real time to the data with respect to the earth. The influence of the ship upon the field can be minimized with a sensor mounted on a bow-boom about 10 m long (see *Fig. 2).* This has been confirmed both by measurement on the real ship and by model experiment in the wind tunnel. The above investigations have been carried out by Ocean Research Institute, University of Tokyo.

For the purpose of flux estimation the group of Kyoto University has measured the wind fluctuation with SAT, and the fluctuations of temperature and humidity with a thermojunction psychrometer. Errors due to ship motion has been corrected by the use of the inclinometer recently developed.

3. 2. Flux and profile measurement with buoy, by Kagoshima University

Two types of buoy are being developed: a buoy on which three sets of aerovane and psychrometer are mounted at heights of 0.5, 1.2 and 4 m above the sea level, and the other on which SAT is installed with a sea anchor for stabilization.

They did not succeed in observation at the East China Sea because of bad weather, but they have obtained some results from the observation which was

made afterwards at Kagoshima Bay. One of the results: whitecaps are found everywhere when the vertical transfer of monumentum exceeds 0.55 dyne/cm^2, while they disappear when it is less than 0.25 dyne/cm^2.

3. 3. Study on the structure of planetary boundary layer, by the National Research Institute for Pollution and Resources

In connection with the air pollution, they have made an extensive experiment to clarify the structure of planetary boundary layer, using towers and tethered balloons.

Two kinds of newly developed radio sonde are sent up by the tethered balloons: one for profile measurement of wind, temperature and humidity with a cup anemometer and a psychrometer, and the other for fluctuations of wind and temperature with a bi-vane, a light cup anemometer and a thermistor thermometer *(Yokoyama,* 1969). An accurate measurement can be made almost free from noise up to a height of 500 m or more when the surface wind is less than 10 m/s.

Three sets of SAT are installed at heights of 45, 180 and 313 m along the NHK Broadcasting Tower in the suburbs of Tokyo. In addition, the mean wind and temperature are measured there at heights of 10, 45, 90, 180 and 313 m.

One of the results: under the neutral stability a constant flux layer exists up to 150 m above the ground, while in the layer higher than 200 m the wind speed may obey the velocity defect law *(Yokoyama,* 1971).

3. 4. Profile measurement of wind, temperature and humidity over the open sea, by the Meteorological Research Institute and the Japan Meteorological Agency

They have made profile measurement of wind, temperature and humidity over the open sea with the sets of 3-cup anemometer and aspirated psychrometer, which are installed at heights of 4, 5, 6.25, 8 and 10.25 m above the mean sea level by means of the bow-boom about 10 m long. Errors due to ship motion is corrected by the data obtained by the group of University of Tokyo.

3. 5. Study on the structure of surface layer, by the National Research Center for Disaster Prevention.

They have measured simultaneously the fluctuations of wind and wave height at the observational tower established in the open sea. They have found the wind fluctuation induced by the wave *(Kondo et al.,* 1972). In the layer near the water (that is, $C > U$, C: mean phase velocity of the wave, U: mean wind velocity), a light wind is at the ridge of the wave and a strong wind at the bottom, while in the higher layer a strong wind is found at the top of the wave. At the medium height where $U \approx 1.3\,C$, the induced wind is neglegible.

They have also investigated the radiation effect on the surface layer under the very stable condition, and found that the hypothesis of constant flux does not hold any more *(Kondo,* 1971).

3. 6. Other items

Other study items are just listed below. (1) Observation on sea waves with a shipborne wave-recording system with digital processing (see *Figure 2, Taira et al.,* 1971), (2) Observation on the surface temperature with an infrared radiation thermometer *(Ogura et al.,* 1969; *Kimura* and *Misawa,* 1970), (3) Estimation of the dissipation rate of turbulent energy through the power spectrum of wind fluctuation, (4) Estimation of the wide-range spectrum of the wind *(Ishizaki et al.,* 1969), (5) Study of the vertical transfer of droplet from the sea *(Toba* and *Kunishi,* 1970), and so forth.

1. Concluding Remarks

Technique of measurement and data processing has recently made a rapid progress. Modern techniques have naturally been introduced into our research works. For example, SAT of impulse type which was developed in Japan, has been used in the field observation by many institutes and has played a great part, say, in estimating the vertical transfer by the eddy correlation method. A tethered balloon with the radio-sonde also developed in Japan, has been sent up with ease to observe the more detailed structure of the layer up to 500 m or more. In addition, a digital computer has made us process the observational data in real time, though its use is still limited in the field work. On the other hand, a portable analog computer has been utilized for rather simple calculation in the field.

By the use of modern techniques it is urgent to establish a simple and accurate method of estimating the transfer from the conventional observation in the constant flux layer, while in the whole planetary boundary layer it is still important to gather the data as many as possible to prepare for further progress.

REFERENCES

Dési, F. and Rákóczi, F., 1970: „A légkör dinamikája", VIII, Tankönyvkiadó, Budapest, 483 pp. (in Hungarian)

Ishizaki, H., Mitsuta, Y. and Sano, Y., 1969: On the long period fluctuation of surface winds (2). Annals, Disaster Prevention Res. Inst., Kyoto Univ., *29* A, 227—235. (with English summary)

Kimura, R. and Misawa, N., 1970: Observation of sea surface temperature by an infrared radiation thermometer. J. Oceanogr. Soc. Japan. *26*, 22—37.

Kondo, J., 1971: Effect of radiative heat transfer on profiles of wind, temperature and water vapor in the atmospheric boundary layer. J. Meteor. Soc. Japan, *49*, 75—94.

Kondo, J., Fujinawa, Y. and Naito, G., 1972: Wave-induced wind fluctuation over the sea. J. Fluid Mech., 51, 751—771.

Mitsuta, Y., 1966: Sonic anemometer-thermometer for general use. J. Meteor. Soc. Japan, *44*, 12—24.

National Research Center for Disaster Prevention, 1970: Experimental Data of Atmospheric Diffusion — Project Kawaguchi Tower. — N.R.C.D.P., Science and Technology Agency, 40 pp. (in Japanese)

Ogura, Y. and Takeda, A. (ed.): Preliminary Report of Hakuho Maru Cruise KH—69—3. Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, 63 pp.

Ogura, Y., Takeda, A., Kimura, R., Taira, K. and Nakai, S., 1969: Survey of sea surface temperature of the Tsushima Warm Current with seaborne and airborne radiation thermometer. J. Meteor. Soc. Japan, *47*, 310—318.

Taira, K., Takeda, A. and Ishikawa, K., 1971: A shipborne wave-recording system with digital data processing. J. Oceanogr. Soc. Japan, *27*, 175—186.

Takeuchi, K., 1968: "Eddy Transport Theory", in Tech. Report of JMA, No. 66, 400—407. (in Japanese)

Toba, I. and Kunishi, H., 1970: Breaking of wind waves and the sea surface wind stress. J. Oceanogr. Soc. Japan, *26*, 71—80.

Yokoyama, O., 1969: Measurement of wind fluctuations by a vane mounted on the captive balloon cable. J. Meteor. Soc. Japan, *47*, 159—166.

Yokoyama, O., 1971: An Experimental Study on the Structure of Turbulence in the Lowest 500 Meters of the Atmosphere and Diffusion in It. National Res. Inst. for Pollution and Resources, 118 pp.

Происхождение земной атмосферы и современный этап ее развития

Ф. Ф. ДАВИТАЯ, *Институт Географии Академии Наук Грузии, Тбилиси*

A Föld légkörének keletkezése és fejlődésének jelenlegi szakasza. A szerző bemutatja, hogy milyen irányú változásokat mutat a légkör gázösszetétele a fokozódó emberi tevékenység következtében. Rendszabályokat javasol, amelyekkel biztosítani lehet a légkör természet által megszabott egyensúlyát.

*

Origin of the Atmosphere of the Earth, and the Present Stage of its Development. The author discusses the trends in the variation of the gas composition of the atmosphere that arise as a consequence of the constantly growing activities of mankind. Measures to be taken are proposed in order to assure the Nature-determined balance of the atmosphere.

*

Атмосфера представляет собой одну из геосфер и, по-видимому, имеет общность происхождения с другими сферами Земли — литосферой и гидросферой. По современным научным воззрениям [2] геосферы образовались в результате выпавления и дегазации вещества мантии. Дифференциация продуктов выплавления происходила по механизму так называемой зонной плавки. При этом процессе, как известно, поднимаются вверх не более легкие, а более легкоплавкие компоненты. До образования дифференцированной земной коры, конечно, не могло быть на нашей планете высокомолекулярных органических соединений и тем более белковой жизни.

Начало формирования земной коры геология наших дней относит к периоду, удаленному от нас более чем на 3,5 млрд. лет. Некоторые ученые удлиняют этот период еще на 1 млрд. лет. Полагают, что первичная атмосфера существенно отличалась от современной как по массе, так и по газовому составу. Однако она уже представляла, в комплексе с другими компонентами природной среды, благоприятные условия для возниконовения примитивных форм жизни, а позднее и биосферы. Последняя также насчитывает несколько миллиардов лет. Эволюция жизни на первых порах ее развития проходила крайне медленно. Столь же медленно изменялась и атмосфера. Эволюционируя во времени, она пришла в динамическое равновесие. Большинство исследователей полагает, что такое равновесие было достигнуто к началу палеозоя (500 млн. лет назад). Существует, однако, крайняя точка зрения [7], согласно которой масса атмосферы и его газовый состав все еще изменялись до триаса (240 млн. лет назад). После этого атмосфера находится в состоянии динамического равновесия и не испытывает направленного изменения.

Взаимодействуя между собой в течение длительного периода, атмосфера и биосфера стали пригнанными одна к другой. Существующий ныне круговорот азота в природе обеспечивает его неизменное содержание в атмосфере (75,5% по весу) среди других составных частей воздуха. Другая важнейшая часть — кислород — занимает 23,15%, аргон — 1,29%, углекислый газ — 0,05% и т.д. Таково было соотношение различных газов в атмосфере не только сейчас, но и в течение последних сотен миллионов лет. В частности, в отношении двух важнейших для жизни газов — кислорода и углекислого газа — установилось динамическое равновесие, обусловившее их постоянство в течение столь продолжительных геологических периодов. Сколько выделялось кислорода, главным образом, в процессе фотосинтеза наземных растений и фитомассы мирового океана, столько поглощалось при дыхании, гниении и других окислительных процессах, непрерывно протекающих в природе. То же равновесие обусловливало неизменность содержания углекислого газа, которая иногда нарушалась сильными вулканическими извержениями.

Согласно многим исследованиям, свободный кислород поступает в атмосферу в результате, главным образом, фотосинтеза путем разложения воды, а не углекислого газа, как считалось раньше. Ныне это подтверждено и изотопными анализами. Образованный таким путем кислород составляет в атмосфере более 99% его общего количества. Менее 1% кислорода поступает в атмосферу в результате фотохимического разложения водяного пара в верхних слоях атмосферы.

Таким образом, атмосферный кислород является в основном биогенным.

Это, однако, не означает, что количество свободного кислорода в атмосфере может измениться, если существенно будет уменьшена или увеличена растительная масса земного шара. Вместе с тем бесспорно, что выделение кислорода происходит пропорционально количеству фитомассы. Последнее же изменяется с изменением соотношения суши и моря. В пределах между полярными кругами северного и южного полушарий (66,5°) ныне суща занимает 29%, а океан — 67% площади Земли. При этом на суше ежегодно продуцируется в 2,9 раза больше фитомассы и, следовательно, кислорода, чем с поверхности мирового океана. Однако в различные геологические эпохи соотношение площадей суши и моря существенно менялось.

К сожалению, нет точных сведений какое количество кислорода выделяется ежегодно с поверхности суши и моря раздельно. *Райтер* [11] оценивает эту величину в $1{,}5.10^8$ тонн для мирового океана. Не углубляясь в проблему насколько эта цифра является достоверной, мы можем принять ее за единицу для современной эпохи. Для других геологических эпох, по-видимому, можно полагать, что соотношение в продуцировании кислорода на поверхности суши и моря оставалось таким же, как и в настоящее время, начиная, по крайней мере с Триаса. При таких допущенных нами произведены подсчеты, результаты которых представлены в *таблице I*.

Из таблицы следует, что количество кислорода в атмосфере должно было уменьшиться почти вдвое от позднетриасовой эпохи к позднемеловой и увеличиться примерно на 20% от позднемеловой эпохи к современной. Этого, однако, не случилось. Количество кислорода не изменялось.

Известно, что в истории Земли накопление органического вещества за счет фотосинтеза увеличивалось от эпохи к эпохе. По данным палеобиологов [1] нарастание массы растений за каждые 10 млн. лет составляло около 3%. Тем не менее в последние, по крайней мере, 200 млн. лет, содержание свободного кислорода в природе оставалось стабильным.

ТАБЛИЦА I

Количество ежегодно образующегося свободного кислорода в процессе фотосинтеза

Геологическая эпоха (период)	Летоисчисление в миллионах лет		Процент площади между полярными кругами (66,5°) северного и южного полушарий от всей площади Земли		Количество ежегодно выделенного кислорода в процессе фотосинтеза в кратных величинах $1{,}5.10^8$ т с поверхности		
	конец-начало (от совр.) эпохи)	продолжительность	суши	моря	суши	моря	всей земли
Современная	0	—	25	67	2,9	1,0	3,9
Позднемеловая	67—105	38	18	73	2,1	1,1	3,2
Позднетриасовая	195—210	15	43	49	5,0	0,7	5,7
Позднепермская	240—265	25	44	48	5,1	0,7	5,8
Ордовик	440—500	60	27	65	3,1	1,0	4,1

За последние 10 тысяч лет было сведено почти 2/3 всех лесов [6]. По данным различных авторов было уничтожено лесов на площади от 50 до 80 млн. км². Последняя цифра, по-видимому, преувеличена, но и первая представляет собой внушительную величину. Уничтожение лесов несомненно могло уменьшить выделение кислорода. Тем не менее содержание кислорода в атмосфере было неизменным в последние тысячелетия. Дело в том, что леса не только выделяют кислород, но и поглощают его в процессе диссимиляции. Уничтожение лесов привело к обеднению фауны — потребителя кислорода, уменьшило расходование кислорода на гниение и другие окислительные процессы. В итоге динамическое равновесие природы опять-таки обеспечило устойчивый баланс, газовый состав атмосферы остался неизменным.

Выше указывалось, что в результате фотохимического разложения водяного пара в верхних слоях атмосферы, поступает менее 1% свободного кислорода. Этот процесс происходил во все геологические эпохи, но оказывал ничтожное влияние на общее динамическое равновесие. Если сделать совершенно невероятное допущение, что в ближайшие десятилетия указанный процесс будет ослаблен

или усилен в несколько раз, даже при этом невозможном случае его эффект окажется практически незаметным.

Поскольку в природе нет других источников кислорода сверх того, что требуется для природно обусловленного равновесия, то свободный кислород должен уменьшиться в атмосфере точно на ту же величину, которая безвозвратно расходуется на искусственно поддерживаемое горение и переходит в связанную форму.

Кислород стал расходоваться на искусственно поддерживаемое горение как только человек выделился из остальной природы и научился добывать огонь (начало антропогена). Ничего подобного никогда не было в геологической истории Земли. Пожары, вызванные естественными причинами (атмосферные разряды, вулканические извержения и др.), во-первых, происходили во все времена и, во-вторых, затраченный при этом кислород не мог нарушить динамического равновесия, т. к. точно такое же количество кислорода могло быть израсходовано на процессы гниения сгоревшей биомассы.

Несмотря на то, что появление человека внесло принципиально новые элементы в экологическую среду, производимый им расход кислорода также не нарушал природного равновесия до последних десятилетий. Дело в том, что кислород, затраченный на сжигание дров и других растительных материалов, аналогично сказанному выше, мог быть израсходован на их гниение. Это тем более обосновано, что население земного шара даже в неолите (10—7 тысяч лет назад) насчитывало всего лишь несколько миллионов человек. К началу нашей эры численность его стала 150—200 млн. чел. и только к десятому столетию после нашей эры оно достигло 300 млн. чел.

Ныне при общей численности населения 3,6 млрд. чел. безвозвратный расход кислорода на сжигание ископаемого горючего (главным образом угля, нефти, газа) составляет огромную величину. Нами подсчитано [3, 4, 5], что за все время человеческой деятельности (около 1 миллиона лет) безвозвратный расход кислорода на искусственно поддерживаемое горение составляет округленно 280 млрд. тонн, из них за последние 50 лет (вплоть до 1970 г.) израсходовано 260 млрд.т, или около 0,02% его общего количества. Это уменьшает свободный кислород на 0,004% в смеси других газов атмосферного воздуха. Это эквивалентно повышению концентрации CO_2 на 12%. Ныне во всем мире в один год расходуется свыше 13 млрд. т. кислорода и это количество ежегодно увеличивается на 6%. В ближайшие же годы прирост может достигнуть и 10% [3, 4, 5]. Столь значительное потребление кислорода идет сверх его естественного расхода (дыхание, гниение и другие окислительные процессы), покрываемого главным образом фотосинтетической деятельностью растений, а также диссоциацией водяного пара в верхних слоях атмосферы. Это нарушает существовавшее за последние геологические эпохи природно-обусловленное равновесие между выделением и потреблением кислорода, которое обеспечивало его неизменность в атмосфере.

Уменьшение свободного кислорода в атмосфере, хотя и столь незначительное, что экспериментально пока еще не может быть подтверждено, может вызвать ряд изменений в цепи природных связей; например, увеличение углекислого газа (состав его в воздухе уже повышен на 10—12%), подъем температуры, сероводородное заражение мирового океана, в частности, подъем его уровня в Черном море и др. Из расчетов следует, что при экстраполяции современных темпов безвозвратного расходования кислорода на будущее, 2/3 его количества в атмосфере будет исчерпано в ближайшие 100 лет. Это может привести к гибели современной биосферы, включая и человека [3, 4, 5]. При этом в ближайшие 50 лет, начиная с 1970 года, кислород будет уменьшен всего лишь менее чем на 1%. Такой, казалось бы, парадокс объясняется тем, что прирост расхода кислорода носит экспоненциальный характер.

Возникает вопрос хватит-ли горючего для израсходования столь огромного количества кислорода? Наши расчеты показывают, что полное сожжение всех разведанных ныне ресурсов угля, нефти и газа уменьшит кислород атмосферы всего лишь на 0,5%. Величины такого же порядка получены и американскими исследователями [8, 9, 10]. На этом основании они полагают, что не существует проблемы кислорода, по крайней мере, в настоящее время. С таким выводом едва-ли можно согласиться. Дело в том, что разведанное количество горючего в недалеком будущем может увеличиться на несколько порядков. Даже в таких регионах мира, как США, Европа и СССР, где казалось бы, все залежи недр разведаны, ежегодно открывают новые месторождения горючего сырья; все еще мало тронуты в этом отношении Азия, Африка, Латинская Америка, другие территории континентов; почти не тронуты шельфы; совершенно не тронуто ложе океанов и мо-

рей. Даже в наиболее развитых странах горючее сырье разведано лишь в самом поверхностном слое земной коры на глубину лишь нескольких километров.

По теоретическим расчетам за прошлые геологические периоды и эпохи захоронено органического углерода около $6 \cdot 10^{15}$ т. Для их сжигания потребуется $16 \cdot 10^{15}$ т кислорода или в 10,7 раз больше, чем содержится в земной атмосфере. Это не считая расхода кислорода на сжигание водорода (который содержится во всех углеводородистых соединениях) и образование водяного пара, а также серы и некоторых других горючих частей ископаемого сырья.

При современном уровне науки и техники, и тем более при ожидаемом их развитии, все ископаемое горючее может оказаться доступным. Несомненно, что подавляющая часть горючего, идущая ныне на сжигание для добычи энергии, постепенно будет уменьшаться, а ничтожная ее часть, используемая в настоящее время для синтезирования более сложных соединений, соответственно будет увеличиваться. Однако как бы она не увеличилась, для производства синтетических материалов нужна энергия с затратой свободного кислорода. При идеальной технологии, количество последнего будет примерно равно тому же количеству кислорода, которое требуется на сжигание горючего сырья. При неизбежно менее совершенной технологии оно будет больше. Следовательно, убывание свободного кислорода, хотя и является проблемой XXI столетия, но уже сейчас надо искать пути сохранения неизменным газового состава атмосферы.

Человек может не только не допустить существенного изменения газового состава воздуха и, следовательно, гибели современной биосферы, включая самого себя, но и превратить Землю в рай и обеспечить существование этого рая бесконечно долго.

Нужно искать новые виды энергии, не требующие расхода кислорода. Таковы, например, водная, ветровая и ядерная энергии, а для дальней перспективы — энергия реакции вещества и антивещества. Потенциальные водноэнергетические ресурсы в среднем для всего мира оцениваются величиной около 15% в производстве только электроэнергии. Доля их в общем энергетическом балансе во много раз меньше. Ресурсы ветровой энергии пренебрежимо малы. Использование ядерной энергии в мирных целях, по-видимому, будет быстро возрастать и, по имеющимся прогнозам, в ближайшие десятилетия достигнет примерно половины традиционно вырабатываемой энергии. Это, однако, не решает, проблемы. Любая из искусственно вырабатываемых энергий служит дополнением к солнечной радиации. Сумма этих дополнений, при современных темпах их роста в ближайшие же десятилетия достигнет такой же величины, как и поступающая на Землю солнечная радиация. Это может вызвать перегрев Земли и привести к ряду отрицательных последствий.

Наиболее перспективным представляется прямое использование солнечной радиации и преобразование ее в различные виды энергий. Человечество пока использует только ту часть солнечной энергии, которую преобразует сама природа. К ней относится энергия биосинтеза современной флоры и фауны, водная и ветровая энергии. Однако сумма этих энергий сравнительно мала. Растительность, например, связывает в процессе фотосинтеза обычно менее 1% солнечной энергии, падающей на ее поверхность. Столь малая величина утилизации солнечной радиации, по-видимому, объясняется тем, что для развития органического мира больше и не требуется. Она достаточна для воспроизводства потомства и обеспечения непрерывной эволюции как живой, так и неживой природы. Человек до сих пор обращал взоры лишь на преобразованную энергию солнца и пока практически ничего не сделал для прямого ее пспользования. Энергия, добываемая ныне применением различных гелиотехнических приборов и установок совершенно ничтожна. Если проблема прямого использования солнечной энергии будет признана важнейшей для современной цивилизации и усилия науки будут направлены на ее решение, то человек за короткий срок может сделать во много раз больше, чем могла сделать живая природа примерно за 3 миллиарда лет ее развития и совершенствования.

Научная мысль должна быть направлена также на разработку такой технологии создания материальных ценностей, при которой поглощался бы углекислый газ и выделялся кислород, как отход производства. Такая организация промышленности моделирует природные процессы, в которых расходование и восстановление кислорода сбалансированы.

Несомненно, что наукой будут разработаны меры, осуществление которых

приведут к разумной эксплуатации природы, позволяющей не только не истощать, но и, напротив, обогащать ее ресурсы даже при максимальном их использовании. Это следует считать одной из важнейших задач современной науки.

ЛИТЕРАТУРА

[1] *Алпатьев А. М.:* Влагообороты в природе и их преобразования. Л., 1969, стр. 1—324.
[2] *Виноградов А. П.:* Геохимические проблемы и эволюции океана. Второй Международный Океанографический Конгрес. Тезисы докладов. М., 1966, стр. 89—90.
[3] *Давитая Ф. Ф.:* История атмосферы и динамика ее газового состава. Метеорология и Гидрология. 1971, № 2, стр. 21—28.
[4] *Давитая Ф. Ф.:* Загрязнение земной атмосферы и изменение ее газового состава. Известия АН СССР, Серия геогр., 1971, № 4, стр. 5—17.
[5] *Давитая Ф. Ф.:* Загрязнение земной атмосферы и проблема свободного кислорода. Вестник АН СССР, 1971, № 7, стр. 66—71.
[6] *Яблоков А. В.:* Охрана природы в зарубежных странах. М., 1960, стр. 1—34.

[7] *Berkner L. V. and Marshall L. C.:* The History of Growth of Oxygen in the Earth's Atmosphere. The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans; Proceedings of a conference held at the Goddard Institute for Space Studies National Aeronautics and Space Administration, New York, April, 8—9, 1963.
[8] *Broecker W. S.:* Man's Oxygen Reserves. Science, 1970, Vol. 169, No 3939, pp. 1537—1538.
[9] *Machta L. and Hughes E.:* Atmospheric Oxygen in 1967 to 1970. Science, 1970, Vol. 168, No 3939, pp. 1582—1584.
[10] Man's Impact on Global Environment, Assessment and Recommendation for Action. The MIT Press. Cambridge, Massachusetts and London, England, 1970, 319 pp.
[11] *Ryther I. H.:* Is the World's Oxygen Supply Threatened? Nature, 1970, Vol. 227, No 5256, pp. 374—375.

Hibaigazítás — Corrections

In No. 5/6 Vol. 1971 of our journal on p. 284 Table II appeared erroneously. The correct Table is the following:

TABLE II.

Analysis of Variance

(x Significant at 5% level, xx Significant at 13% level, xxx Significant at 0,1% level)

No of Levels	Source of Variation	404			204			402			202		
		a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
		S d	S d	d	S d	S d	d	S d	S d	d	S d	S d	d
3	HC 1	xxx x	xxx xxx	xxx	xxx xxx	xxx –	xxx	xxx –	xxx xxx	xxx	xxx x	xxx xx	xx
3	NO_2 2	– –	xxx xxx	xxx	x –	x xxx	xxx	– xxx	xx xxx	xxx	– –	xx xxx	xxx
3	Latex 3	x –	– xxx	xxx	xxx –	xxx xxx	xxx	xxx –	xxx xxx	xxx	xxx –	xxx xxx	xxx
	1×2	– x	– xxx	xxx	– xxx	– –	xxx	x x	– x	xxx	– –	– –	–
	1×3	x xxx	xxx x	xxx	– xxx	– –	xxx	– xxx	– xx	xxx	– –	– –	xxx
	2×3	x x	xxx xxx	xxx	– xxx	x xxx	xxx	xxx –	xxx xxx	xxx	xxx –	x xxx	xxx
	1×2×3	xxx –	xx xxx	xxx	x xxx	– xxx	xxx	xxx xxx	x xxx	xxx	xxx –	xx xxx	xxx

Einige Gedanken über die Grenzflächen und Grenzschichten in der Atmosphäre

M. ČADEŽ, *Meteorologisches Institut der Belgrader Universität, Belgrad*

Néhány gondolat a légköri határfelületekről és határrétegekről. Az időjárás fejlődésére és a légmozgások dinamikájára vonatkozó rendszeres vizsgálatainkból kitűnik, hogy a légköri diszkontinuitási felületekre vonatkozóan különböző problémák még nyitva állnak. Ezekről számolunk be röviden ebben a munkában.

*

Некоторые мысли о поверхностях раздела и пограничных слоях атмосферы. Результаты систематических исследований, направленных на изучение развития погоды и динамики движения воздуха показывают, что ряд вопросов о поверхностях разрыва в атмосфере все еще остается нерешенным. В настоящей работе коротко излагаются эти вопросы.

*

1. *Einleitung*

Die Atmosphäre ist in einzelne Luftmassen mit spezifischen physikalischen Eigenschaften geteilt. Die Luftmassen sind durch mehr oder weniger ausgeprägte Grenzflächen voneinander getrennt. Solche Teilung stellt eine der Grundeigenschaften der Atmosphäre dar.

Dem Problem der Grenzflächen (Diskontinuitätsflächen) in der Atmosphäre war besonders zwischen den zwei Weltkriegen grosse Aufmerksamkeit gewidmet, u. zw. in Zusammenhang mit der *Bjerknes*schen Wellentheorie der Zyklone. Nach dem Zweiten Weltkriege sind in den ersten Plan die Probleme der numerischen Lösung der dynamischen und thermodynamischen Gleichungen gestellt und die Grenzschichten treten in verschiedenen Modellen oder überhaupt nicht oder nur approximiert auf. Dabei wird vorausgesetzt, dass überall im Felde alle karakteristischen Grössen stetige Funktionen der Raumkoordinaten und der Zeit sind. Modelle mit Grenzflächen können wir nur ausnahmsweise finden (z.B. *Kasahara* und Autoren, 1965, *Ritter*, 1970). Um überhaupt die Lösung der Gleichungen zu ermöglichen, war alles dies notwendig.

In solchen Modellen treten die approximierten Grenzflächen nicht als Sperrschichten zwischen zwei Luftmassen, durch welchen „keine wesentliche Mischung" stattfindet, auf *(Bjerknes*, 1933). Wir erwarten neue wesentliche Verbesserungen, wenn es gelingen wird die erwähnte Grundeigenschaft der Atmosphäre in verschiedene numerischen Modelle der Atmosphäre zu berücksichtigten.

Auf Grund der systematischen Untersuchungen der Wetterewicklung in Jugoslawien und in den umgebenden Gebieten im Rahmen der Unternehmen der internationalen Tagungen für Karpaten-Balkan- und Alpinenmeteorologie hat sich immer wieder gezeigt, dass die Grenzflächen oder Übergangsschichten in der Atmosphäre unsere besondere Aufmerksamkeit verdienen. Wir wollen hier auf verschiedene diesbezügliche charakteristische Erscheinungen hinweisen.

2. *Grenzschichten und Grenzflächen als Abbild verschiedener Charakteristika der Luftmassen*

1. Im Westteil Jugoslawiens herscht bei den NW-Lagen oft ein ruhiges antizyklonales Wetter, im Ostteil ist es dagegen kälter, oft bewölkt mit Nieder-

schlägen und NW-Winden. So eine Wetterlage, die oft sehr stabil ist, können wir erklären unter der Annahme, dass im Westen (wegen der Staueffekte auf der Leeseite der Alpen) warme Luft in Form eines Keiles neben der kälteren Luft liegt (Čadež, 1961).

Warme Luft kann in Form eines Keiles stabil neben der kälteren nur dann liegen, wenn zwischen den beiden Massen eine Übergangsschicht besteht, in welcher der vertikale Temperaturgradient kleiner als der adiabatische ist.

2. Die zweite Möglichkeit, dass in der Atmosphäre die warme Luft in Form eines Keiles unter der kalten liegt, besteht in Gebieten, wo sich die Luft wegen des Schmelzens der fallenden Scheeflocken abkühlt *(Čadež,* 1965). Das sind Gebiete, wo gleichzeitig in der Höhe wegen des Freiwerdens der Verdampfungswärme während der Bildung der Schneeflocken die Luft wärmer wird, was alles auf die weitere Wetterentwicklung von wesentlicher Bedeutung sein kann. Im Zusammenhang damit erinnern wir uns der Gleichungen

$$pdV = \frac{\varkappa - 1}{\varkappa} (\delta Q - L dm) - \frac{1}{\varkappa} V\, dp + L_a dm \tag{1}$$

(p Luftdruck, V Volumen der Luftmasse m, L Verdampfungswärme, $L_a = 0{,}05\, L$ äussere Verdampfungswärme, $\varkappa = c_p/c_v = 1{,}4$ Quotient zwischen der spezifischen Wärmen der Luft, $-$ dm Verkleinerung der Luftmasse m wegen der Kondensation, δQ Wärme, die gleichzeitig der Luftmasse m zugeführt ($\delta Q > 0$) oder abgeführt ($\delta Q < 0$) wird) und

$$pdV = \frac{\varkappa - 1}{\varkappa} (\delta Q - L_s\, dm^*) - \frac{1}{\varkappa} V dp \tag{2}$$

(L_s Schmelzwärme des Wassers, $-dm^*$ Masse des geschmolzenen Schnees im Raum, wo sich die Luftmasse m befindet), welche sich auf die obere (Kondensation) bzw. untere Luft (Schmelzen) beziehen.

Die Ausdrücke (1) und (2) stellen den Transport der inneren und der kinetischen Energie vom Niederschlagsgebiet nach aussen dar. Unter Berücksichtigung der tatsächlichen Niederschlagsmengen können wir uns sofort überzeugen, dass solche Transporte eine hervorragende Rolle in der atmosphärischen Dynamik spielen.

3. Die Übergangsschicht soll mit zwei parallelen und ebenen Grenzflächen erster Ordnung in Bezug auf die meteorologische Grösse a begren t sein. Die Neigung einer solchen Schicht zur horizontalen Ebene wird

$$\frac{\Delta z}{\Delta x} = -\frac{\dfrac{\partial a_1}{\partial x} - \dfrac{\partial a_2}{\partial x}}{\dfrac{\partial a_1}{\partial z} - \dfrac{\partial a_2}{\partial z}} = -\frac{\dfrac{\partial a_2}{\partial x} - \dfrac{\partial a_3}{\partial x}}{\dfrac{\partial a_2}{\partial z} - \dfrac{\partial a_3}{\partial z}} = -\frac{\dfrac{\partial a_1}{\partial x} - \dfrac{\partial a_3}{\partial x}}{\dfrac{\partial a_1}{\partial z} - \dfrac{\partial a_2}{\partial z}} \tag{3}$$

(Δx und Δz Abständen der Grenzflächen in horizontaler x-bzw. z-Richtung). Die Indizes $i = 1{,}2{,}3$ beziehen sich der Reihe nach auf die Gebiete einerseits der Schicht, innerhalb und anderseits derselben. Die Komponenten des Gradientes ∇a sind tatsächliche oder Mittelwerte an den Abständen Δx und Δz *(Čadež,* 1964).

Wir setzen voraus, dass die Übergangschicht relativ dünn ist. Dort seien Windgeschwindigkeit und Temperatur lineare Funktionen der Raumkoordinaten. Wenn wir einen konstanten Austauschkoeffizient voraussetzen, dann gel-

ten im rechtwinkligen rechten Koordinatsystem mit der z-Axe in vertikaler Richtung nach aufwärts die Bewegungsgleichungen:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x} - 2\omega_z v - 2\omega_y w \tag{4}$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial z} - g - 2\omega_y u - 2\omega_x v$$

(u, v, ω Geschwindigkeitskomponenten, g Erdbeschleunigung, $\vec{\omega} = (\omega_x, \omega_y, \omega_z)$ Winkelgeschwindigkeit der Erde).

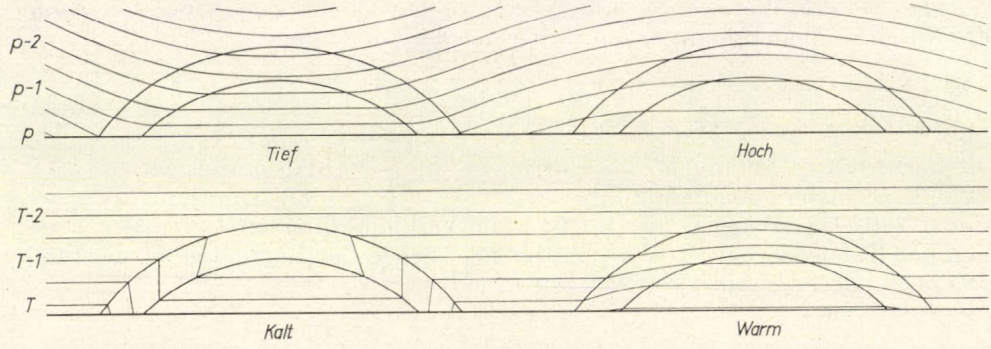


Abb. 1

Die Grenzschicht soll durch zwei Diskontinuitätsflächen erster Ordnung in Bezug auf die Temperatur und Windgeschwindigkeit begrenzt sein. Wenn wir unbeschleunigte Bewegungen voraussetzen, dann sind die beiden Flächen von zweiter Ordnung in Bezug auf den Luftdruck und erster bezüglich der Luftdichte.

4. Die *Abb. 1* zeigt uns eine theoretische Möglichkeit des Bestehens einer Kalotte warmer Luft im Bereich der dynamischen Antizyklone. Hier haben wir nicht die Möglichkeit zu zeigen, dass in der Atmosphäre solche Erscheinungen tatsächlich stattfinden können und dass gerade deswegen in Bereich der stationären dynamischen Antizyklone in den warmen Monaten relativ ruhiges Wetter herrscht. So wie die warme Luft in solchen Antizyklonen, sammelt sich die kalte Luft in den Zyklonen *(Abb. 1)*.

5. Endlich wollen wir auf die Möglichkeit der Zusammentreffen zweier Luftmassen mit gleicher Dichte und verschiedenen Luftdruckgradienten aufmerksam machen. So entsteht eine Grenzfläche erster Ordnung in Hinsicht auf den Luftdruck. In diesem Falle wird (aus (1) und (4))

$$\operatorname{tg}\Psi = -\frac{\dfrac{du_1}{dt} - \dfrac{du_2}{dt} - 2\omega_z(v_1 - v_2) - 2\omega_y(w_1 - w_2)}{\dfrac{dw_1}{dt} - \dfrac{dw_2}{dt} - 2\omega_y(u_1 - u_2) - 2\omega_x(v_1 - v_2)} \tag{5}$$

Wir sehen, dass hinsichtlich der Neigung solcher Flächen verschiedene Möglichkeiten bestehen und dass die Neigung in grosser Masse von der Orientierung

der Konvergenzfläche abhängt. So wird z.B. für eine Konvergenzfläche, die sich auf der geographischen Breite $\varphi = 45°$ in der Richtung vom Westen nach Osten erstreckt und wo die Bewegungen unbeschleunigt sind,

$$\mathrm{tg}\Psi = \frac{(v_1 - v_1) - (w_1 - w_2)}{u_1 - u_2} \tag{6}$$

Wenn sich die Konvergenzfläche in der Richtung vom Süden nach Norden erstrecken würde, dann würde unter derselben Bedingungen

$$\mathrm{tg}\Psi = -1 \tag{7}$$

LITERATUR

Bjerknes, V. und Autoren: Physikalische Hydrodynamik mit Anw. auf die dyn. Meteorologie, Springer Verlag, 1933, 787.

Čadež, M.: Quelques des influences obstacles orographiques sur les courants d'air. Geofisica e Meteorologia, Vol IX. (1961), 3—7.

Čadež, M.: Masses d'air conditionnées par la fonte des neiges. Pure and Applied Geophysics, 61 (1965), 232—245.

Čadež, M.: Sur les conditions limites des couches transitoires dans l'atmosphère. Geofisica e Meteorologia, Vol. XIII. (1964), 44—46.

Kasahara, A., E. Issacson and J. J. Stoker: Numerical studies of frontal motion in the atmosphere—I, Tellus XVII (1965), 261—276.

Ritter, Z. W.: A Lagrangian Method for Calculating Problems in Meteorology, Journal of Computational Physics 6 (1970), 510—526.

Un nouveau profil de la vitesse verticale generalisée pour introduire l'influence de l'orographie dans l'équation tourbillonnaire absolue

A. DONEAUD, *Institut de météorologie et hydrologie, Bucarest*

A rendezett függélyes sebesség új profilja az orográfia hatásának bevezetésére az abszolút örvényességi egyenletbe. A rácspontok valószínű geopotenciál értékeinek kiszámítására szolgáló numerikus modellekbe az orografikus hatások bevezetése úgy történik, hogy az abszolút örvényesség egyenletének jobb oldalához egy kiegészítő tagot csatolunk, hogy kifejezhessük a légrészecskék rendezett függélyes sebessége profiljának módosított változatát. A dolgozatban idézett korábbi szerzők a következő alakú kifejezést adták ennek a tagnak:

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = R\,(x, y, t)\; r(p),$$

ahol $R(x, y, t) = -\varrho \mathbf{V}\; k(x,y)$ és $r(p) = (p/p_o)^b$, b pedig állandó, és értéke 4-gyel egyenlő. Az alkalmazott x, y, p, t derékszögű koordinátarendszer a szokásos, ahol p a nyomás, $\omega = dp/dt$ a rendezett függélyes sebesség, R pedig olyan tényező, amely a talajfelszín egyenetlenségeit kifejező $Z = 1/g\; k(x, y)$ kifejezéstől, valamint a részecskék áthelyeződésének $\mathbf{V}$ sebességétől függ. Ugyanazon hegyláncnál mind a $\mathbf{V}$ = constans értéket azaz $R(x, y, t) =$ = constanst, mind pedig az ω sebesség profilt az $r(p) = (p/p_o)^4$ adja meg. A b együttható értékét az 500 és 700 mb-os szint 40 db bárikus topográfiatérképe segítségével számítottuk ki. Kitűnt, hogy ez nem független p-től. Azt találtuk, hogy a 700 mb-os szinten $b = 0{,}5$, az 500 mb-oson pedig $b = 5$. Kidolgoztuk továbbá $\omega\; p$ szerinti változásának grafikonját, rétegenként. A hegység feletti néhány ezer méterben ω-nak p szerinti csökkenése az orografikus turbulencia miatt lassúbb, majd pedig egy kisebb értékre való átmenet után — amely a Kárpátok esetében 600 és 500 mb között van — a csökkenést az $r(p) = (p/p_o)^5$ formula adja meg.

*

Новый профиль упорядоченной вертикальной скорости для введения влияния орографии в уравнение абсолютной турбулентности. В численные модели, служащие для вычисления вероятных величин геопотенциала для углов сетки, орографические эффекты вводятся путем прибавления к правой стороне уравнения абсолютной турбулентности дополнительного члена, позволяющего получить измененный вариант профиля упорядоченной вертикальной скорости частиц воздуха. Авторы ранее опубликованных работ выразили этот член в следующем виде:

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = R(x, y, t)\; r\,(p),$$

где $R(x, y, t) = -\varrho \mathbf{V}\; k\,(x, y)$ и $r(p) = (p/p_o)^b$, а b является постоянной и равной 4. Здесь применяется стандартная прямоугольная система координат x, y, p, t, где p — давление, $\omega = dp/dt$ — упорядоченная вертикальная скорость, а R — коэффициент, зависящий от выражения $Z = 1/g\; k\,(x, y)$, выражающего неодноронности поверхности земли, а также от скорости перемещения частиц $\mathbf{V}$. Для одной и той же горной цепи величина $\mathbf{V}$ = конст., т.е. $R\,(x, y, t)$ = конст., и профиль скорости ω получаются из уравнения $r(p) = (p/p_0)^4$ Коэффициент b был вычислен по картам 40 мб барической топографии поверхностей 500 и 700 мб. Обнаружено, что этот коэффициент не зависит от p. На изобарической поверхности 700 мб. b оказался равным 0,5 , а на поверхности 500 мб — $b = 5$. Был построен график изменения $\omega\; p$ в зависимости от p по слоям. Над горами на высотах до нескольких тысяч и величина ω снижается с p медленнее за счет турбулентности, затем, после перехода к пониженным значениям — для случая Карпат это происходит между 600 и 500 мб — снижение выражается формулой $r(p) = (p/p_o)^5$.

*

La pratique de l'élaboration des cartes prévues utilisant les méthodes numériques, les calculateurs électroniques ou les intégrations graphiques a

montré l'existence d'erreurs systématiques dans les zones des chaînes montagneuses, erreurs engendrées aussi bien par les effets mécaniques des montagnes sur les particules d'air en mouvement, que par les effets thermiques ou de turbulence. Les erreurs ont été constatées sur les valeurs prévues du géopotentiel absolu, calculées dans les points de grille situés au-delà d'une chaîne montagneuse par rapport à la circulation générale.

Les erreurs systématiques qui s'observent dans certaines zones géographiques en proximité des pics ne sont pas toutes attribuables aux facteurs orographiques. Des zones bien connues aux erreurs systématiques non-orographiques sont celles de cyclogenèse de l'Asie orientale, l'Est Nord-Américain, le bassin de la Mer Méditerranée, l'Islande; celles d'anticyclogenèse de l'Ouest Nord-Américain, des îles Azores, de l'Asie du Nord etc. Parfois ces erreurs s'associent à celles orographiques (bassin Méditerranéen) et dans ces cas il est très difficile d'établir la valeur de chacune de ces erreurs. Il existe cependant des points de grille qui se situent dans des zones géographiques d'erreur orographique systématique. L'analyse climatologique des erreurs dans ces points peut conduire à ce que l'on obtient des valeurs relatives des effets orographiques, s'ajoutant aux variations du géopotentiel et qu'on découvre par suite de nouveaux procédés d'inclusion de ces erreurs dans les calculs afin de les éliminer.

Que la variation du potentiel soit positive ou négative, l'effet orographique se traduira toujours par une variation supplémentaire négative de celui-ci. Ainsi, l'effet des montagnes conduit-il à une intensification de la cyclogenèse ou à une diminution de l'anticyclogenèse, et ceci en raison de la force ascendante supplémentaire engendrée par le contact des particules d'air avec la montagne, c'est à dire de l'effet mécanique de la montagne.

Des recherches concernant l'effet orographique sur l'évolution des champs du géopotentiel aux points de grille ont été effectuées aux États-Unis par *Thompson* et *Gates* [24] depuis 1956, sur un modèle thermotrope, par *Estoque* [9] depuis 1957 sur un modèle baroclin à deux niveaux et un modèle barotrope, par *Cressman* [4] depuis 1960 sur un modèle barotrope (ces essais ont été faits pour inclure les effets des Rocheuses dans le cas des circulations d'ouest). Des recherches similaires pour inclure l'effet des Alpes ou d'autres chaînes de montagnes ont été effectuées aussi dans des pays comme: l'Autriche depuis 1960 par *Reuter* [19, 20, 21], *Pichler* [15, 16], *Pock Frantz-Huber* [17, 18]; l'Italie depuis 1963 par *Palmieri* [13] et *Gazzola* [10]; l'Angleterre, depuis 1962 par *Greystone* [11] sur un modèle baroclin; la République Populaire de Chine depuis 1960 par *Du Sin Huan* [7, 8]; le Japon depuis 1963 par *Asai* et *Nitta* [1]; l'URSS depuis 1963 par *Bortnikov* [2]; la Tchécoslovaque depuis 1965 par *Cechova* [3]; pour ne donner que le nom de quelques-uns de ceux qui se sont occupés de ce problème. En Roumaine des études similaires remontent au 1962 (*Doneaud, Besleaga, Stoian* [5, 6, 22, 23]), mais elles n'ont pas recherché les effets mécaniques de la chaîne des Carpathes, ni les possibilités de corriger les variations du géopotentiel par l'inclusion d'une correction dans les équations de prévision. Nous essaierons de le faire dans ce qui suit, pour le cas d'une atmosphère barotrope.

Les auteurs précités ont utilisé dans le calcul de l'effet orographique les valeurs de la vitesse verticale W données par *Alaka* et *Küttner* et publiées dans la Note Technique de l'O.M.M. No.18. Ils ont proposé les valeurs suivantes de la vitesse verticale orographique:

$$W = 10/\text{sec entre } 4{,}6 \text{ et } 6{,}7 \text{ km.}$$
$$W = 5/\text{sec entre } 6{,}7 \text{ et } 7{,}5 \text{ km.}$$
$$W = 2/\text{sec au-dessus de } 10 \text{ km.}$$

Aussi, W se reduit à la moitié entre les surfaces isobariques de 500 et 400 mb et à un cinquième entre 500 et 300 mb.

Dans ce qui suit on présente une méthode améliorée de calcul de l'influence orographique sur les valeurs prévues du géopotentiel obtenues à l'aide du cas particulier de la chaîne des Carpathes. On emploie dans les calculs, au lieu de la vitesse verticale $W = dz/dt$, la vitesse verticale généralisée $\omega = dp/dt$, puisqu'on utilise le système de coordonées $x,y,\ p,t$. En effet:

$$\omega = \frac{dp}{dt} = -\varrho g \frac{dz}{dt} = -\varrho\, gW \tag{1}$$

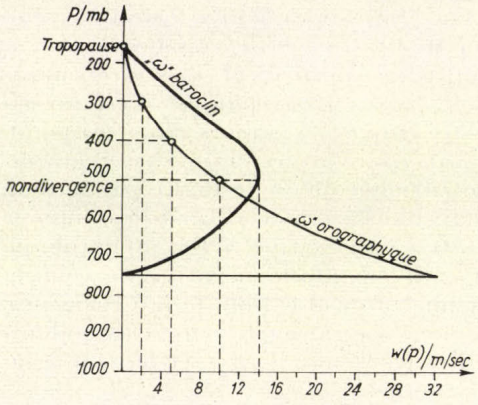


Fig. 1

On considère ainsi l'équation tourbillonnaire quasi-géostrophique dans le cas de l'atmosphère barocline:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_L \nabla\right)\left(\frac{1}{l}\nabla^2 H + l\right) = l\frac{\partial \omega}{\partial p} \tag{2}$$

où H représente le géopotentiel en décamètres, l'indice l la surface de non-divergence, les autres notations étant habituelles.

Pour intégrer l'équation (2) verticalement et par rapport au temps on utilise une grille carrée de points et on schématise le profil vertical de ω d'une manière acceptable par rapport à la structure de la couche atmosphérique choisie et à l'orographie du terrain.

La distance entre deux points de grille pour la grille carrée utilisée a été $d = 667$ km à la latitude de 60° Nord pour une carte en projection polaire stéréographique.

Soit:

$$\omega(x, y, p, t) = N(x, y, t)\ n\ (p) + R(x, y, t)\ r\ (p) \tag{3}$$

Le premier terme du membre droit de l'équation (3) exprime l'effet de la baroclinicité tandis que le deuxième terme, celui de l'orographie.

La variation de ω avec p produite par la baroclinicité diffère essentiellement de celle engendrée par l'orographie. Ainsi, si on suppose la variation de ω avec p, due à la baroclinicité, comme étant de forme sinusoïdale, on peut présenter les deux courbes de variation, de $n(p)$ et de $r(p)$, comme dans la *fig. 1*. On doit admettre alors — a priori — avec *Estoque* [9], *Reuter* [21], *Palmieri* [13] et d'autres, que r a la forme:

$$r(p) = \left(\frac{p}{p_0}\right)^b \tag{4}$$

où b exprime la vitesse de décroissance de l'ω orographique avec p. Acceptant les vitesses verticales orographiques données par *Alaka* et *Küttner*, $b = 4$. Ce n'est en effet que la valeur utilisée par les auteurs précités et d'autres pour les Rocheuses et les Alpes. Dans ce qui suit on présente les valeurs de b, calculées pour la chaîne des Carpathes de manière expérimentale en utilisant des cartes synoptique de l'Europe spécialement choisies. On a selectionné 40 cartes de topographie barique absolue — 20 au niveau de 500 mb et 20 au niveau de 700 mb — de manière à ce qu'aux niveaux respectifs l'atmosphère puisse être considérée barotrope dans la région de notre pays.

On a aussi supposé que la circulation générale de l'atmosphère dans le Sud-Est Européen est surtout zonale et que la vitesse de déplacement des particules d'air est assez grande (60 – 80 km/h) et relativement constante. Dans ces conditions la vitesse verticale généralisée reste seulement une fonction de p; voir la relation (3).

Soit donc:

$$\omega\,(x, y, p, t) = K \cdot r(p) \tag{5}$$

où

$$K = R(x, y, t) = -\varrho_0(\mathbf{V}_h \nabla k)_0 = \text{Const.} \tag{6}$$

où l'indice 0 définit les valeurs à la surface, $\mathbf{V}_h$ représente le vecteur vitesse horizontale et k est une fonction de x et y résultant de l'équation de la surface explicitée par rapport à z:

$$F(x, y, t) = gz - k(x, y) = 0 \tag{7}$$

En effet, $R\,(x, y, t)$ représente la valeur limite, à la surface, de la variation de ω orographique par rapport à p, puisque pour $p = p_0$, $r(p) = 1$.

Si la surface n'était pas dénivelée, $k(x, y)$ serait égal à 0 et donc $R(x, y,t) = 0$ et, enfin, ω orographique disparaîtrait.

Dans les conditions énoncées dans (2), (3) et (6)

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_L \nabla\right)\left(\frac{1}{l}\nabla^2 H + l\right) = -l\,\varrho_0\left(\frac{\partial r}{\partial p}\right)_L \mathbf{V}_0 \nabla\, k(x,y) \tag{8}$$

Si nous notons avec *Fjörtoft* [25]:

$$G(\varphi) = \int_0^{\varphi} \frac{\Omega^2 d^2 \sin\varphi \cos\varphi}{9{,}8}\, d\varphi \tag{9}$$

et

$$E = \frac{0{,}4\,\varrho_0 \cdot l^2 d^2}{4}\left(\frac{\partial r}{\partial p}\right)_L \tag{10}$$

et encore on écrit l'expression du tourbillon en différences finies à l'aide de la grille, on obtient finalement l'équation

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}^*_L \nabla\right)\left[\bar{H}_L - H_L + G(\varphi) + Ek\right] = 0 \tag{11}$$

ou

$$\mathbf{V}^*_L = -\frac{1}{l}\nabla\left[\bar{H}_L + G(\varphi)\right] \times \bar{k}\ ;\ \bar{k}\,(0{,}01) \tag{12}$$

La différence entre la relation (11) et celle similaire du modèle barotrope consiste dans le fait que la valeur du tourbillon subit une correction due au terme $Ek(x, y)$ qui, dans la zone montagneuse, diffère de 0. Après avoir effectué la correction des valeurs du tourbillon aux points de grille d'ou les masses d'air vont traverser la chaîne de montagnes par advection, le déplacement des valeurs corrigées peut s'effectuer de façon rigide comme dans le cas de l'atmosphère barotrope.

TABLEAU I

Les valeurs de η_f, η_i et Ek_0

Nr.	Periode t = 24 h; t_0 = 00 h + 12h TMG	500 mb			700 mb		
		η_i	η_f	Ek_0	η_i	η_f	Ek_0
		Decamètres géopotentiels					
1.	1—2 XI 1969	—7.5	—4.0	3.5	—3.5	2.0	5.5
2.	10—11 XI 1969	1.0	3.0	2.0	—1.5	3.0	4.5
3.	11—12 XI 1969	—1.0	2.0	3.0	—1.5	2.0	3.5
4.	13—14 XI 1969	—2.0	2.0	4.0	—4.0	2.0	6.0
5.	19—20 XI 1969	—1.5	3.5	5.0	—2.5	4.5	7.0
6.	20—21 XI 1969	—3.5	1.5	5.0	—4.0	2.5	6.5
7.	21—22 XI 1969	—5.5	—0.5	5.0	—2.5	4.5	7.0
8.	27—28 XI 1969	12.5	15.5	3.0	7.0	12.5	5.5
9.	28—29 XI 1969	—1.5	2.5	4.0	—3.0	2.5	5.5
10.	8—9 XI 1969	—3.5	10.0	13.5	1.0	18.0	19.0
11.	27—28 I 1970	—2.0	2.0	4.0	—0.5	6.0	6.5
12.	28—29 I 1970	0.5	4.5	4.0	—1.5	4.0	5.5
13.	29—30 I 1970	—4.0	4.5	8.5	—4.5	6.0	10.5
14.	30—31 I 1970	—1.0	2.0	3.0	—2.0	3.5	5.5
15.	3—4 II 1970	2.5	8.7	6.2	2.0	10.5	8.5
16.	4—5 II 1970	—0.5	3.0	3.5	—2.0	3.5	5.5
17.	5—6 II 1970	0.5	2.5	2.0	—0.5	3.5	4.0
18.	8—9 II 1970	1.0	4.0	3.0	—1.5	4.0	5.5
19.	10—11 II 1970	3.5	7.0	3.5	2.0	8.0	6.0
20.	23—24 II 1970	1.0	4.0	3.0	1.0	5.5	4.5
m	Moyenne $(Ek_0)_m$			4.4			6.6

Dans le calcul des variations de la valeur tourbillonnaire on a supposé que, en amont de la chaîne de montagnes, au moment initial t_i l'influence de celle-ci est nulle. En effectuant l'advection tourbillonnaire on a considéré comme moment de passage de la montagne le moment $t_0 = \frac{t_f - t_i}{2}$, à savoir, le moment représentant la moitié du chemin parcouru par la particule d'air dans l'intervalle Δt, t_f étant le moment final.

Les valeurs tourbillonnaires — soit η_i et η_f — ont été calculées d'après les valeurs aux points de grille des cartes choisies, aux moments initial et final, les premières valeurs étant considérées comme noninfluencées par la chaîne de montagnes, tandis que les dernières comme subissant cette influence.

On a pu supposer avec un suffisant degré d'exactitude que les variations des valeurs tourbillonaires seraient uniquement dues aux composantes verticales orographiques de la vitesse des particules d'air.

Les valeurs η_i, η_f et $\eta_i = Ek(x_0, y_0)$ calculées pour les 40 situations atmosphériques dans les conditions énoncées et supposant que la chaîne de montagnes formerait un mur de 2.500 m. situé perpendiculairement par rapport

à la circulation générale, sont présentées dans le *tableau 1*. On a choisi des situations d'hiver de la période novembre 1969 – février 1970.

À l'aide des valeurs du *tableau 1* et tenant compte des suppositions mentionnées on a calculé les valeurs de l'exposant b et respectivement de $r(p)$. On a élaboré ainsi un nouveau graphique de variation de la fonction $r(p)$ avec p *(Fig. 2)*. En effet, la courbe représente aussi la fonction $\omega(p)$ si on ne s'intéresse

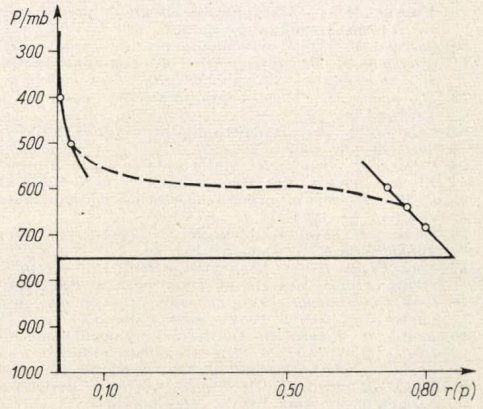


Fig. 2

qu'à l'allure, puisque le rapport $\omega(p)/r(p)$ dans les conditions expérimentales choisies est constant.

On a finalement constaté que:

1. Entre les niveaux de 750 mb (le pic de la montagne) et de 500 mb, *la fonction* r(p) *n'a plus l'exposant* b *constant*. Au niveau de 700 mb, $b = 0{,}5$ et au niveau de 500 mb, $b = 5$. En faisant la moyenne de b entre ces deux niveaux isobariques, on obtient $b_m = 2{,}5$. Cela se traduit en effet par une diminution beaucoup plus lente de $r(p)$ et respectivement de $\omega(p)$, avec p au niveau de 700 mb. qu'au niveau de 500 mb. et s'explique par l'existence de la turbulence orographique qui d'habitude est ressentie seulement à environ 1000 – 1500 m au-dessus de la chaîne des montagnes.

2. La valeur de r ou de ω devient tout d'un coup maximale au niveau de la montagne. J'ai considéré comme les auteurs précités qu'à *partir du niveau de 500 mb.* b *ne varie plus avec* p, donc que $r(p)$ ou $\omega(p)$ orographique diminuent paraboliquement avec p en hauteur à partir de ce niveau.

3. *La valeur de* r(p) *ou de* ω(p) *en proximité du niveau de 600 – 550 mb diminue brusquement et beaucoup*. Cette observation peut être mise en relation avec *la courbe des ions de Sagalyn et Faucher*, confirmant ainsi l'affirmation qu'aux environs du niveau de 500 mb. la turbulence orographique engendrée par des montagnes de 2 à 4000 m de hauteur faiblit brusquement.

A l'aide du nouveau graphique élaboré on peut calculer la correction orographique qui s'applique à la variation de la topographie barique aux niveaux compris entre 750 et 300 mb, niveaux auxquels une telle correction est obligatoire.

BIBLIOGRAPHIE

[1] *Asai, T., Nitta, H.:* Numerical test of the finite-difference from of the primitive equations for a barotropic model including orography. Papers meteo. and geoph. Tokyo, XIX (1963) nr. 1, 1963, p. 1–12, 9 fig., 9 ref. bibl.

[2] *Bortnikov, S. A.:* Ucet vliania orografii pri kratkosrocinom prognoze pogodi na osnove rusenia polnoi sistemi uravnenii ghidrotermodinamiki. Trudi Vicislit. meteor. tentra Vipusk 1/1963.

[3] *Cechova, E.:* Vliv topografického clenu na kvalitu numerické predpovedi. Meteor. Zpravy, Praga, 18 (1965) 1, s. 6–9

[4] *Cressman, G. P.:* Improved terrain effects in barotropic forecasts. Month. weather rev. 88 (1960) nr. 9, 12, p. 327–342
[5] *Doneaud, A., Besleaga, N., Stoian R.:* Sur l'instabilité dynamique barocline. Le calcul prevu de la quantité d'eau condensée, pour un interval de 24 heures, dans une atmosphére nonadiabatique. Société Hydrotechnique de France. VIII-émes Journée de l'Hydraulique, Liile – France, 1964 p. 1–6
[6] *Doneaud, A., Besleaga, N., Stoian R., Cristodor, E.:* L'expérimentation dans le Sud-Est Européen d'une méthode quantitative de prévision des précipitations, qui utilise les mouvements verticaux a grande échelle. La Météorologie, Paris-France, VII–84–1966 p. 335–343.
[7] *Du Sin Juan:* Utocinennaia shema uceta nerovnostei zemnoi poverhnosti v cislennih metodah prognoza. Trudi GGO fasc. 99, 1960, p. 43–47.
[8] *Du Sin Juan:* Prostranstvennaia zadacia cislennogo prognoza bariceskogo polia s ucetom cliania visokogornih plato. Acta meteo. Sinnica 31 (1960) nr. 2, p. 93–100, Trudi GGO fasc. 99, 1960, p. 93–104.
[9] *Estoque, M. A.:* A graphically integrable prediction model incorporating orographic influence. Journ. of Meteo., vol. 14, no. 4/1957 (aug.), p. 292–296.
[10] *Gazzola, A.:* Effetti delle montagne sulle correnti aeree. Riv. meteorol. aeron. XXIII (1963), nr. 2, p. 30–53.
[11] *Graystone, P.:* The introduction of topographic and functional effect in a baroclinic model. Quart. J. Royal Meteo. Soc. 88 (1962), nr. 377, p. 256–270.
[12] *Murakami, T.:* The topographical effect upon the stationary upper flow patterns. Pap. Met. Geophys., nr. 7, 1956, p. 69–89.
[13] *Palmieri, S.:* Esperimenti sulla introduzione della orografia nel modello barotropico. Associazione Geofisica Italiana, Roma, 1963.
[14] *Pichler, H., Reuter, H.:* Zur graphischen Integration der Wirbelgleichung mit Berücksichtigung orographischer Effekte. Archiv. Met. Geoph. Biokl. Seria A, Band 11, nr. 4, 1960.
[15] *Pichler, H.:* Der orographische Einfluss der Alpen auf eine westliche Höhenströmung. Pure and Applied Geophysics, vol. 59, 1964/III, p. 185–190.
[16] *Pichler, H.:* Zum Problem der Gebirgsüberströmung mit Berücksichtigung der Reibung. Archiv. Met. Geoph. Biokl. Seria A, 15, 1965, nr. 1, p. 26–31.
[17] *Pock Frantz-Huber:* Ein statistisches Verfahren zur Verbesserung und Beschleunigung der barotropen Wirbelgleichung. Archiv. Met. Geoph. Biokl. Seria A, Band. 11, nr. 1, 1959, p. 38–47.
[18] *Pock Frantz-Huber:* Vergleichende Untersuchungen zur graphischer Integration der barotropen Wirbelgleichung. Archiv met. Geoph. Biokl., Seria A, Band 11, nr. 1, 1959, p. 29–37.
[19] *Reuter, H., Pichler, H.:* On the orographic influence of the Alps. Tellus, Stockholm, 16 (1964), 1, p. 40–42.
[20] *Reuter, H., Pichler, H.:* Zur Stromfeldtheorie auf orographisch modifizierten isentropen Flächen. Beitr. zur Phys. der Atmosphäre 37 (1964) nr. 3, 3/4, p. 213–223.
[21] *Reuter, H.:* Probleme der alpinen Synoptik. Bericht über die VIII Internationale Tagung für Alpine Meteorologie. Villach 9–12 Sept. 1965 – 24 Sonderheft.
[22] *Stoian, R., Doneaud, A., Besleaga, N., Bocaniciu Iulia:* Influenta particularitatilor orografice ale teritoriului R.P.R. si a directiei de circulatie in prevederea precipitatiilor. Culegerea de lucrari prezentate la simpozionul international asupra precipitatiilor – Bucuresti 1964.
[23] *Stoian, R., Doneaud, A., Besleaga, N.:* Imbunatatirea hartilor probabile de topografie barica prin luarea in consideratie a influentelor suprafetelor subiacente si a orientarii circulatiei. Culegere de lucrari a Inst. de meteorologie, 1964.
[24] *Thompson, P. D., Gates, W. L.:* A test of numerical prediction methods based on the barotropic and two parameter baroclinic models. J. Meteor. 13, p. 127–141.
[25] *Fjörtoft, R.:* On numerical method of Integrating the Barotropic Vorticity Equation. Tellus, vol. 4, nr. 3/1952.

Vergleich der Andauer der Temperatur über 5 und über 10°C mit der Zahl der Tage mit Temperaturtagesmittelwerten ≧5 und ≧10°C in einem Gebirgsland

F. STEINHAUSER, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

Az 5 és 10 °C feletti hőmérsékletű időszakok tartamának összehasonlítása a ≧5 és ≧10 °C középhőmérsékletű napok számával hegyvidéken. Szerző az Alpok keleti részén, különböző magasságokon fekvő észlelőállomások megfigyelési anyagát használta fel összehasonlító vizsgálatához. Eredménye szerint az 5° feletti hőmérsékletű időszak tartama 2200 m magasságig jó közelítéssel azonosnak vehetők a ≧5° középhőmérsékletű napok számával. A 10° feletti hőmérsékletű időszak azonban csak 1500 m magasságig vehető jó közelítéssel azonosnak a ≧10° középhőmérsékletű napok számával. A kettő közötti eltérés 1500 m-től felfelé, néhány száz méter magasságig jelentősen nő. Az 5 és 10 °C feletti napok száma évi menetének meghatározása céljából 20 évi megfigyelési anyagból meghatározta e küszöbérték havi gyakoriságát is, majd ezeknek az évi meneteknek a nagyság szerinti változását tárgyalja.

*

In dem von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften herausgegebenen Atlas der Republik Österreich sind auch Karten der Zahl der Tage mit Temperaturen ≧5° und ≧10°C vorgesehen. Um dabei in einem Gebirgsland wie Österreich auch die orographisch bedingten besonderen lokalen Verhältnisse zur Darstellung bringen zu können, ist es notwendig, der Bearbeitung der Klimakarten Beobachtungsdaten von möglichst vielen Orten zugrunde zu legen. Da Häufigkeiten der Zahl der Tage mit Temperaturen über 5° und über 10°C von für den Entwurf von Klimakarten benötigten hinreichend langen Beobachtungsreihen im allgemeinen nicht zur Verfügung stehen und ihre Berechnung aus einer großen Zahl von Beobachtungsstationen eine sehr lange Zeit beanspruchen würde, wenn die Beobachtungsdaten nicht auf Lochkarten vorliegen und daher nicht maschinell berechnet werden können, mußte zur Gewinnung dieser Daten das in der Klimatologie gebräuchliche einfache Verfahren der Bestimmung der Andauer von Temperaturen über vorgegebenen Schwellenwerten aus den mittleren Jahresgängen der Temperatur benutzt werden. Dies bringt im Hochgebirge die Schwierigkeit mit sich, daß in Höhenlagen, in denen langjährige Monatsmittel der Temperaturwerte von 5° oder von 10° nicht mehr erreicht werden, dieses Verfahren nicht anwendbar ist, da sich dort daraus Andauerwerte der Temperatur über diesen Schwellenwerten nicht mehr ergeben würden, obwohl naturgemäß Tage mit Temperaturtagesmittelwerten über 5° oder über 10°C vorkommen. Aber auch in geringeren Höhenlagen wird mit der Methode die Bestimmung der Andauerwerte aus den Kurven der Jahresgänge nur die Zahl der Tage mit Temperaturen über 5 bzw. 10°C in der Zeit zwischen dem Tag der Überschreitung und dem Tag der Unterschreitung dieser Schwellenwerte bestimmt, wobei aber auch in dieser Zeit die Temperaturen nicht ohne Unterbrechung über diesen Schwellenwerten bleibt.

Wenn es sich nur um die Bestimmung der Zahl der Tage mit Temperaturen über 5 oder über 10°C im Jahr ohne Rücksicht auf ihre zeitliche Verteilung im Jahresablauf handelt, wie dies bei der Darstellung der Jahreskarten dieser Werte der Fall ist, kann die einfache Methode der Bestimmung der Andauerwerte als Ersatz für eine mühevolle und zeitraubende Auszählung der Häufigkeiten von Tagen mit Temperaturtagesmittelwerten ≧5° bzw. ≧10°C Anwendung finden, wenn die nach beiden Methoden bestimmten Anzahlen von Tagen übereinstimmen oder voneinander nur unerheblich abweichen. Um zu prüfen, wie weit diese Übereinstimmung zutrifft oder wie große Abweichungen

TABELLE I

Jahresgang der Zahl der Tage mit Tagesmittel der Temperatur ≧ 5°C (Mittel aus 1951–1970)

	Höhe m	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Wien–Hohe Warte	203	1,8	5,6	13,6	27,7	30,8	30,0	31,0	31,0	30,0	29,5	16,5	4,6	252,1
Retz	243	1,0	3,3	11,5	26,2	30,7	30,0	31,0	31,0	30,0	28,6	13,1	2,8	239,3
Linz–Hörsching	301	0,6	2,3	11,8	25,4	30,7	29,5	31,0	31,0	30,0	27,3	11,4	2,3	233,3
Graz	342	0,5	3.9	13,5	27,3	30,8	30,0	31,0	31,0	30,0	29,5	14,5	2,0	244,0
Bregenz	443	3,1	5,5	14,6	24,2	30,7	30,0	31,0	31,0	30,0	28,8	15,3	5,6	249,8
Salzburg	446	1,8	3,6	12,1	23,2	30,2	30,0	31,0	31,0	30,0	27,2	11,9	2,7	234,9
Klagenfurt	452	0,2	0,6	10,4	25,4	30,7	30,0	31,0	31,0	30,0	26,2	9,4	0,6	225,5
Bad Ischl	469	0,8	2,2	10,3	23,4	30,0	29,9	30,9	31,0	30,0	27,0	12,1	1,6	229,2
Kufstein	508	0,3	1,5	10,6	23,2	29,5	29,9	31,0	31,0	30,0	26,0	10,0	1,1	222,9
Stift Zwettl	511	0,6	1,6	5,8	20,1	29,7	30,0	31,0	31,0	28,4	22,7	8,1	1,6	210,6
Freistadt	548	0,2	1,3	7,4	21,0	29,8	29,8	31,0	31,0	29,7	24,0	7,8	1,4	214,7
Pabneukirchen	595	0,4	2,0	9,3	21,2	29,7	29,8	31,0	31,0	29,9	25,5	8,6	2,0	220,3
Innsbruck	598	0,9	3,3	14,9	25,2	30,5	29,8	31,0	31,0	29,5	27,4	10,4	1,9	236,2
Lunz a. See	615	0,6	1,5	6,6	19,3	29,3	29,8	31,0	31,0	29,8	24,0	7,9	1,9	213,0
Rauris	945	0,4	0,5	4,5	17,6	27,9	29,5	30,8	30,9	29,3	20.6	5,2	0,6	199,9
Döllach	1025	0,3	0,5	5,6	19,2	29,8	29,9	31,0	31,0	29,5	22,0	3,9	0,6	203,5
Präbichl	1227	–	0,3	1,7	9,5	20,7	27,9	30,2	30,5	27,0	15,5	3,5	0,1	167,0
Langen	1270	0,6	1,1	4,0	12,2	22,9	28,2	30,6	30,3	28,6	22,2	7,4	1,2	187,7
Schröcken	1300	1,0	1,3	3,8	12,2	23,8	28,7	30,7	30,7	28,7	20,3	5,8	1,5	188,5
Stolzalpe	1305	0,3	1,6	4,7	14,0	25,4	29,3	30,8	31,0	28,8	21,0	4,8	0,6	193,0
St.Jakob.i. Deffr.	1410	0,2	0,3	1,7	11,1	24,7	29,2	30,8	30,7	28,0	17,0	1,8	0,2	175,8
Schöckl	1444	0,4	0,9	2,9	11,0	20,5	27,8	30,2	30,1	25,9	17,2	5,4	1,7	173,2
Kanzelhöhe	1500	0,3	1,3	3,3	11,2	23,2	28,7	30,5	30,7	27,9	19,5	5,4	1,7	185,9
Feuerkogel	1598	0,6	1,3	3,5	9,0	17,0	24,6	28,6	28,4	23,0	17,8	6,6	1,9	162,5
Hahnenkamm	1665	0,8	1,7	3,2	8,1	16,2	24,5	28,3	28,2	24,3	18,1	7,5	2,6	161,9
Hochserfaus	1817	0,0	0,4	0,8	6,3	17,2	25,7	28,6	29,0	25,0	17,0	2,8	0,4	152,4
Obergurgl	1950	–	0,2	2,1	5,9	16,1	25,0	28,2	28,2	25,4	16,7	1,8	0,2	149,8
Schmittenhöhe	1964	–	0,2	0,8	5,4	12,4	21,3	25,3	26,0	22,2	15,0	3,4	0,6	133,6
Mooserboden	2036	–	0,2	0,4	2,9	10,2	19,9	24,7	25,0	20,8	13,5	3,0	0,4	121,7
Villacher Alpe	2140	0,1	0,1	0,2	1,1	7,3	19,5	25,3	25,3	18,9	8,3	0,8	0,1	107,0
Säntis	2500	–	0,0	0,1	0,3	4,4	12,3	18,2	16,1	13,2	5,4	0,4	–	70,4
Sonnblick	3106	–	–	–	–	0,2	1,2	5,8	4,4	1,4	0,1	–	–	13,1

TABELLE II

Jahresgang der Zahl der Tage mit Tagesmittel der Temperatur ≧ 10 °C (Mittel aus 1951–1970)

	Höhe m	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Wien–Hohe Warte	203	0,0	0,6	3,8	16,2	28,3	29,8	31,0	31,0	29,2	17,2	2,9	0,3	190,4
Retz	243	–	0,2	2,4	14,1	26,8	29,5	31,0	31,0	27,7	13,9	2,0	0,1	178,7
Linz–Hörsching	301	–	0,0	1,8	13,4	24,9	28,7	30,9	31,0	28,0	12,5	1,5	0,0	172,7
Graz	342	0,0	0,4	3,1	15,3	27,5	29,7	31,0	31,0	28,3	14,5	2,0	0,0	182,8
Bregenz	443	0,1	0,6	3,0	12,0	24,2	28,8	30,8	31,0	28,2	15,0	3,1	0,4	177,3
Salzburg	446	0,2	0,4	2,8	11,5	23,0	28,4	30,7	30,9	27,6	14,0	2,0	–	171,5
Klagenfurt	452	–	–	1,4	11,9	26,2	29,3	30,8	31,0	27,7	11,0	1,0	–	170,3
Bad Ischl	469	–	0,1	2,1	11,3	22,3	28,0	30,6	30,8	27,1	12,3	1,7	0,3	166,5
Kufstein	508	–	0,1	1,3	11,1	22,3	27,8	30,5	30,5	26,8	11,6	1,2	0,1	162,3
Stift Zwettl	511	–	–	0,4	6,0	18,4	28,2	30,8	30,3	21,2	7,4	0,6	–	143,3
Freistadt	548	–	–	0,4	7,9	20,3	28,3	30,6	30,6	24,2	8,7	1,2	–	152,2
Pabneukirchen	595	–	0,0	1,5	9,7	20,5	27,5	30,5	30,5	24,8	11,3	1,6	0,2	158,1
Innsbruck	598	–	0,2	3,5	13,8	25,0	28,7	30,7	29,1	27,3	13,8	1,8	0,5	174,8
Lunz a. See	615	–	0,0	0,4	6,1	17,8	27,3	30,2	30,3	24,0	8,6	1,5	0,2	146,6
Rauris	945	–	–	0,3	5,9	14,3	25,2	27,1	28,2	21,8	5,6	1,5	0,1	131,8
Döllach	1025	–	–	0,1	5,1	19,0	27,7	30,2	29,8	23,5	6,1	0,3	0,0	141,9
Präbichl	1227	–	–	–	0,9	8,3	19,0	23,2	22,8	14,3	3,6	0,2	–	92,3
Langen	1270	–	–	–	2,0	10,2	20,4	24,2	23,9	20,1	8,8	0,7	–	108,8
Schröcken	1300	–	0,0	0,0	1,4	10,5	21,2	25,6	25,5	19,7	6,3	1,2	–	111,5
Stolzalpe	1305	–	0,0	0,2	2,7	11,0	22,7	26,7	25,7	18,5	6,1	0,1	–	114,0
St.Jakob.i. Deffr.	1410	–	–	–	0,8	9,5	21,2	26,5	24,0	16,0	2,8	0,1	–	100,9
Schöckl	1444	–	–	0,0	1,4	7,4	17,2	22,8	20,2	13,0	4,8	0,5	0,0	86,8
Kanzelhöhe	1500	–	–	0,2	2,2	8,3	20,1	24,8	24,3	16,6	5,2	0,4	–	103,3
Feuerkogel	1598	–	–	0,2	2,2	6,7	14,1	18,2	17,0	13,2	6,3	0,8	–	78,6
Hahnenkamm	1665	–	0,1	0,1	1,1	6,3	13,6	17,7	16,5	14,0	6,7	0,7	0,2	75,9
Hochserfaus	1817	–	–	–	0,1	4,5	13,6	19,2	17,0	13,0	2,4	0,0	–	69,9
Obergurgl	1950	–	–	–	0,3	3,3	12,6	16,9	14,9	10,3	1,6	–	–	59,9
Schmittenhöhe	1964	–	–	–	0,4	3,1	10,2	14,0	13,3	10,1	3,3	0,3	–	55,6
Mooserboden	2036	–	–	–	–	1,5	7,1	12,3	11,3	6,9	1,6	–	–	41,0
Villacher Alpe	2140	–	–	–	–	1,0	4,9	11,0	9,6	4,0	0,5	–	–	31,0
Säntis	2500	–	–	–	–	0,4	1,5	5,4	4,0	2,0	–	–	–	13,3
Sonnblick	3106	–	–	–	–	–	–	0,2	–	–	–	–	–	0,2

vorkommen, wurden für 32 ausgewählte Stationen aus verschiedenen Höhenlagen in den Ostalpen die aus den Kurven der Jahresgänge berechneten Andauerwerte mit den aus Häufigkeitsauszählungen von Tagen mit Temperaturtagesmittelwerten $\geqq 5°$ und $\geqq 10\,°C$ bestimmten Werten verglichen. Dieser Vergleich bezieht sich auf die zwanzigjährige Beobachtungsreihe von 1951 bis 1970, für die Häufigkeitsauszählungen mit Hilfe von Lochkarten maschinell durchgeführt werden konnten.

In *Tabelle I* und *Tabelle II* sind die Häufigkeiten von Tagen mit Temperaturtagesmittelwerten $\geqq 5°$ bzw. $\geqq 10\,°C$, für die einzelnen Monate und für das Jahr wiedergegeben, wobei die Stationen nach ihrer Höhenlage angeordnet sind. Die *Tabelle III* enthält für alle Stationen das Datum des Überschreitens und das Datum des Unterschreitens dieser Schwellenwerte der Temperatur und

TABELLE III

Vergleich der Andauer der Temperatur $\geqq 5\,°C$ und $\geqq 10\,°C$ und der Zahl der Tage mit Tagesmittel der Temperatur $\geqq 5\,°C$ und $\geqq 10\,°C$ (Mittel aus 1951–1970)

Station	Höhe m	Temperaturtagesmittel $\geqq 5$ °C: von	bis	Andauer	Tage 5° All	Tage – Andauer	Temperaturtagesmittel $\geqq 10$ °C: von	bis	Andauer	Tage 10° All	Tage – Andauer
Wien–Hohe Warte	203	18. III.	15. XI.	243	252	9	12. IV.	17. X.	189	190	1
Retz	243	24. III.	10. XI.	232	239	7	19. IV.	11. X.	176	179	3
Linz–Hörsching	301	23. III.	7. XI.	230	233	3	19. IV.	10. X.	175	173	−2
Graz–Univ.	342	18. III.	11. XI.	239	244	5	15. IV.	14. X.	182	183	1
Bregenz	443	18. III.	15. XI.	243	250	7	24. IV.	13. X.	173	177	4
Salzburg	446	24. III.	7. XI.	228	235	7	26. IV.	9. X.	166	172	6
Klagenfurt	452	24. III.	1. XI.	223	225	2	24. IV.	7. X.	167	170	3
Bad Ischl	469	27. III.	6. XI.	224	229	5	26. IV.	9. X.	166	167	1
Kufstein	508	28. III.	5. XI.	223	223	0	27. IV.	7. X.	164	162	−2
Stift Zwettl	511	6. IV.	29. X.	207	211	4	10. V.	26. IX.	140	143	3
Freistadt	458	2. IV.	31. X.	213	215	2	5. V.	30. IX.	149	152	3
Pabneukirchen	595	30. III.	3. XI.	219	220	1	2. V.	5. X.	157	158	1
Innsbruck–Univ.	598	17. III.	7. XI.	235	236	1	20. IV.	11. X.	174	175	1
Lunz a.See	615	7. IV.	30. X.	207	213	6	12. V.	30. IX.	142	147	5
Rauris	945	9. IV.	22. X.	196	200	4	16. V.	25. IX.	132	132	0
Döllach	1025	7. IV.	24. X.	201	204	3	10. V.	26. IX.	140	142	2
Präbichl	1227	2. V.	14. X.	165	167	2	8. VI.	10. IX.	94	92	−2
Langen	1270	24. IV.	25. X.	185	188	3	2. VI.	21. IX.	112	109	−3
Schröcken	1300	25. IV.	23. X.	182	189	7	2. VI.	23. IX.	114	112	−2
Stolzalpe	1305	21. IV.	23. X.	186	193	7	30. V.	21. IX.	115	114	−1
St.Jakob. i. Deff.	1410	27. IV.	14. X.	171	176	5	1. VI.	14. IX.	106	101	−5
Schöckl	1444	3. V.	17. X.	167	173	6	10. VI.	6. IX.	88	87	−1
Kanzelhöhe	1500	27. IV.	20. X.	177	186	9	4. VI.	16. IX.	105	103	−2
Feuerkogel	1598	11. V.	19. X.	162	163	1	23. VI.	30. VIII.	69	79	10
Hahnenkamm	1665	12. V.	16. X.	158	162	4	25. VI.	20. VIII.	57	76	19
Hochserfaus	1817	13. V.	11. X.	152	152	0	29. VI.	20. VIII.	53	70	17
Obergurgl	1950	15. V.	9. X.	147	150	3	15. VII.	30. VII.	15	60	45
Schmittenhöhe	1964	25. V.	8. X.	136	134	−2	–	–	0	56	56
Mooserboden	2036	1. VI.	1. X.	122	122	0	–	–	0	41	41
Villacher Alpe	2140	6. VI.	23. IX.	109	107	−2	–	–	0	31	31
Säntis	2500	4. VI.	16. VIII.	43	70	27	–	–	0	13	13
Sonnblick	3106	–	–	0	13	13	–	–	0	0	0

die dadurch bestimmten Andauerwerte, die aus Häufigkeitsauszählungen bestimmte Anzahl der Jahressummen der Tage mit Temperaturen $\geqq 5°$ und $\geqq 10\,°C$ und die Abweichung dieser Häufigkeitswerte von den Andauerwerten.

Der *Tabelle I* ist zu entnehmen, daß fast an allen Stationen bis in Höhen von 1800 m auch in den Wintermonaten noch Tagesmittelwerte von mehr als 5 °C vorkommen, andererseits aber auch in den Monaten April und Oktober, die unterhalb 500 m Höhe bereits ganz zum Andauerbereich von Temperaturtagesmittelwerten über 5 °C gehören, nicht an allen Tagen Tagesmittel über 5 °C verzeichnet werden. Einen Überblick über den Jahresgang der Zahl der Tage

mit Tagesmittelwerten über 5°, ausgedrückt in % der Zahl der Tage der einzelnen Monate, und seine Änderung mit der Höhe vermittelt die folgende Zusammenfassung nach drei Höhenstufenintervallen bis zur Höhe von 1500 m NN:

Höhe, NN	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
200— 500 m	4	12	40	84	98	100	100	100	100	90	43	9%
500—1000 m	2	6	27	70	95	99	100	100	98	78	28	5%
1000—1500 m	1	3	11	42	77	95	99	99	94	62	16	3%

In größeren Höhen nimmt die Häufigkeit von Tagen mit Tagesmitteltemperaturen $\geqq 5°$ mit zunehmender Höhe rasch ab. Im Januar kommen solche Tage oberhalb 1900 m kaum mehr vor, im Dezember oberhalb 2200 m nicht mehr und in 3100 m Höhe kommen sie nur mehr in den Monaten April bis Oktober in geringer Häufigkeit vor.

Die Gesamtzahl der Tage mit Tagesmittelwerten der Temperatur $\geqq 5°$ weicht aber, wie aus *Tabelle III* zu entnehmen ist, bis in Höhen von 2200m von der Andauer der Temperatur über 5° nur geringfügig ab. Im allgemeinen ist sie aber etwas größer als die Zahl der Andauertage. Die Abweichungen betragen in Höhenlagen unterhalb 500 m durchschnittlich nur 2,4%, in 500 bis 1000 m Höhe durchschnittlich 1,2%, in Höhenlagen von 1000 bis 1500 m durchschnittlich 3,0% und in Höhenlagen von 1500 bis 2200 m durchschnittlich 1,1% der Andauerwerte. Darüber nimmt die Abweichung der Zahl der Tage mit Temperaturtagesmittel $\geqq 5°$ von den Andauerwerten der Temperatur über 5° stark zu, oberhalb der Höhenlagen, die von der Jahreskurve der 5° Isotherme gerade noch erreicht wird, mit der Höhe aber rasch wieder ab. Im Sonnblickniveau in 3100 m Höhe werden durchschnittlich nur mehr 13 Tage, im Niveau des Säntis in 2500 m Höhe aber noch durchschnittlich 27 Tage mit Temperaturtagesmittel $\geqq 5$ °C gezählt.

Aus diesem Vergleich der Zahl der Tage mit Tagesmittelwerten $\geqq 5$ °C mit den Andauerwerten von Temperaturen über diesem Schwellenwert ist ersichtlich, daß bis zur Höhenlage von 2200 m die durchschnittliche Zahl der Tage mit Temperaturmittelwerten über 5° pro Jahr mit guter Annäherung den Andauerwerten der Temperatur über diesem Schwellenwert gleichgesetzt werden kann.

Aus *Tabelle II* ist zu entnehmen, daß Temperaturtagesmittelwerte $\geqq 10$ °C im Januar nur an Stationen unter 500 m Höhe und im Februar jedoch nur sehr selten noch an Stationen bis ungefähr 1000 m Höhe vorkommen. Im April und November werden auch bis 2000 m Höhe noch Tage mit Temperaturtagesmittelwerten über 10 °C verzeichnet und im Juli treten solche Tagesmittelwerte vereinzelt sogar noch in 3100 m Höhe auf. Dagegen sind selbst im Juli und August auch nicht mehr an allen Stationen unterhalb 500 m Höhe an allen Tagen der zwanzigjährigen Beobachtungsreihe die Tagesmittelwerte der Temperatur über 10 °C gelegen. Um einen Überblick über den Jahresgang der Zahl der Tage mit Tagesmittelwerten der Temperatur $\geqq 10$ °C zu geben, sind im Folgenden wieder in Zusammenfassung für drei Höhenstufenintervalle bis 1500 m NN die Häufigkeiten dieser Temperaturwerte ausgedrückt in % der Zahl der Tage der einzelnen Monate angeführt:

Höhe, NN	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
200— 500 m	0	1	8	44	82	97	99	100	93	45	7	0%
500—1000 m	—	0	4	29	64	92	97	97	81	31	3	0%
1000—1500 m	—	0	0	7	34	71	82	79	59	18	1	0%

In größeren Höhen nimmt die Häufigkeit der Tage mit Temperaturtagesmittel $\geqq 10$ °C mit zunehmender Höhe rasch ab. In den Monaten Dezember bis März kommen solche Tage oberhalb 1700 m Höhe überhaupt nicht mehr vor.

Die Gesamtzahl der Tage mit Tagesmittelwerten $\geqq 10°$ weicht, wie aus *Tabelle III* zu entnehmen ist, bis 1500 m Höhe von den Andauerwerten dieser Temperatur nur sehr wenig ab; sie ist zum Teil etwas größer und zum Teil etwas kleiner als die Andauerwerte. Die Abweichungen betragen in Höhenlagen unterhalb 500 m durchschnittlich 1,5%, in Höhenlagen zwischen 500 und 1000 m durchschnittlich 1,4% und in Höhenlagen zwischen 1000 und 1500 m durchschnittlich 2,1% der Andauerwerte. Oberhalb 1500 m nehmen die Abweichungen der Zahl der Tage mit Tagesmitteltemperaturen $\geqq 10°$ von den Andauerwerten rasch zu, erreichen mit einer Abweichung von 56 Tagen auf der Schmittenhöhe in nahezu 2000 m Höhe ein Maximum und nehmen darüber wieder ab auf 13 Tage auf dem Säntis in 2500 m Höhe und oberhalb 3100 m kommen Temperaturtagesmittel über 10° nicht mehr vor.

Aus diesem Vergleich der Zahl der Tage mit Tagesmittelwerten der Temperatur $\geqq 10°$ mit den Andauerwerten von Temperaturen über diesem Schwellenwert ergibt sich, daß die aus den durchschnittlichen Jahresgängen der Temperatur berechneten Andauerwerte der Temperatur über 10° nur bis zur Höhenlage von ungefähr 1500 m mit guter Annäherung der Zahl der Tage mit Tagesmittelwerten der Temperatur $\geqq 10°$ gleichgesetzt werden dürfen. In größeren Höhen muß die Zahl der Tage mit derartigen Temperaturmittelwerten durch Auszählen ihres Vorkommens in den einzelnen Monaten bestimmt werden.

Aus dieser Untersuchung ergibt sich, daß im mitteleuropäischen Klimabereich in Klimakarten der Andauer der Temperatur die eingezeichneten Isolinien für die Andauer von Temperaturen über 5° nur bis zu Höhen von 2200m mit Linien gleicher Häufigkeit von Temperaturtagesmittelwerten $\geqq 5°$ und Isolinien für die Andauer der Temperatur über 10° nur bis zu Höhen bis zu 1500 m mit Linien gleicher Häufigkeiten von Temperaturtagesmittelwerten $\geqq 10°$ identifiziert werden dürfen. Damit werden aber alle Höhenlagen erfaßt, die für die meisten praktischen Anforderungen und im besonderen für Zwecke der Agrarmeteorologie und der Bautechnik von Interesse sind.

Об оценке количества облачности по разным методам

В. ОКОЛОВИЧ, В. ЛЕНАРТ, *Географический Институт Варшавского Университета, Варшава*

A felhőmennyiség mérése különböző módszerekkel. A szerzők azt elemzik, hogy a különböző elemek mennyiben befolyásolják a felhőmennyiség mérésének pontatlanságát. Az eredmények szerint a tiziológiai égbolt okozza a legnagyobb hibát. A szerzők néhány pontosabb mérési módszert ismertetnek. A legsokoldalúbban alkalmazható az a módszer, amely az egész égbolt lefényképezésén alapul. Az égbolt-felvételeket kombinálva felhőtérképet rajzolnak, amely a felhőzet függélyes vetületeinek a topográfiai felszínen való elhelyezkedését mutatja. Egy ilyen felhőtérképet példaképpen be is mutatnak (*1. ábra:* vonalak — Cumulus mediocris). A szerzők elgondolása szerint fel kell becsülni, hogy milyen százalékban borítják a felhőzet függélyes vetületei a talaj elemi területeit. Ezt az értéket a „felhőzet a talajon" elnevezéssel jelölik. A felhőtérképen *(1. ábra)* feltüntetik a „felhőzet a talajon" izovonalakat. Az elemi területek 2 km oldalhosszúságú szabályos hatszögek.

*

On Measuring the Amount of Cloudiness by Different Methods. The authors analyze the influence of various elements on the inaccuracy of the measurements of cloudiness. The results show that the "physiological sky" causes the biggest error. Some more precise measuring methods are described. The most versatile method is to measure by photographing the whole sky. These photographs are combined and a chart of clouds is drawn. The cloud-chart is the repartition of perpendicular projections of clouds on the topographic surface. An example of the cloud-charts is shown (*Fig. 1;* lines — Cumulus mediocris). The authors propose to estimate the cloudiness by the percentage of the elementary areas of ground which are covered by the perpendicular projections of clouds. This percentual value is called by the authors as "the cloudiness of the surface", on the cloud-chart *(Fig. 1)* izolines of the cloudiness of the surface are drawn. The elementary areas are regular hexagons with side-lengths of 2 kms.

*

Введение

Недостаток современного метода оценки количества облачности *(N)* хорошо известен. Несмотря на это почти нет проектов совершенствования этого метода. В польской метеорологической литературе был рассмотрен только вопрос об участии облаков верхнего яруса в оценке количества облачности. Считается, что влияние этих облаков на солнечную радиацию небольшое и иногда можно их не принимать во внимание [6, 9]. В иностранной литературе в этом отношении, накоплен несколько больший опыт [1, 10].

В Кафедре Климатологии Варшавского Университета по инициативе *В. Околовича* всего лишь с 1963 г. в исследовании облачности стали применять метод фотографирования полного небесного свода [4, 7, 8]. Метод снимка неба позволяет предложить ряд относительно простых решений исключающих причины недостатков визуальной оценки *N*.

Ошибки вытекающие из дефиниции количества облачности

Количество облачности определяется как процент покрытия небесного свода облаками. Основа этого определения — неизменная относительная поверхность или небесный свод. С физической точки зрения небесный свод — это полусфера с бесконечным радиусом.

Принимая, условие идеальной видимости, можно определить радиус области сверх которой облака играют роль в оценке количества облачности:

$$\varrho = \sqrt{h(2R + h)}$$

где ϱ = радиус области,
h = высота нижней границы облаков,
R = радиус земного шара.

Приняв во внимание закрытие горизонта (α) уравнение можно представить в виде:

$$\varrho = \frac{\sqrt{R^2 + h(2R + h)ctg^2\alpha} - R}{ctg\alpha}$$

В случае где $\alpha = 5°$ и 9 км $> h >$ 8 км (облака верхнего яруса) получим 60 км $> \varrho >$ 50 км, а если $h = 1$ км (облака нижнего яруса) получим $\varrho = 7$ км.

Представлены здесь разности исключают возможность использования оценки N к исследованиям направленным на обнаружение влияния географических факторов на характер и развитие облачности. При одновременном наличии ряда форм облаков невозможно правильно оценить область сверх которой облака играют роль в оценке количества облачности. Зато такая дефиниция N пригодна к исследованиям связи облачности и инсоляции. Можно ее применять так же к исследованиям некоторых компонентов солнечной радиации вычисленных для места наблюдения.

Непоследовательность заключается в дефиниции количества облачности 1 и 9. Количество облачности $N = 1$ (10%) применяется к случаям с $5\% \geq N > 0\%$ а $N = 9$(90%) к случаям с $100\% > N \geq 95\%$. В этих ситуациях количество облачности становится несоизмеримыми величинами. Введение этих величин в разные вычисления ставят под сомнение результат этих вычислений. Следует заметить что случаи с $5\% \geq N > 0\%$ бывают чаще чем с $100\% > N \geq 95\%$. Теоретически, количество облачности в случае $100\% > N \geq 95\%$ должно выступать в Польше чаще чем $0\% \leq N < 5\%$, потому что среднее количество облачности в этой стране выше 5(50%). С физической точки зрения ситуации с небольшой облачностью имеют большию вероятность выступания. Здесь находятся первые и последние этапы эволюции конвективных облаков, некоторые волновые облака и другие типы местной облачности. На снимках всего небесного свода сделаных в Июле—Августе 1967—1970 гг. во время местных исследований Кафедры Климатологии в северо-восточной Польше численный перевес ситуаций $5\% \leq N > 0\%$ двухкратный. Дополнительным препятствием и неестественным повышением этого численного перевеса есть принимание за облака фрагментов ясного неба между волновыми облаками и между валами undulatus.

Влияние физиологического небесного свода на ошибки оценки количества облачности

Субъективизм визуальной оценки количества облачности и проведенное выше рассмотрение это не все причины ошибок оценки N. Нетрудно видеть что принятое условие — неизменная относительная поверхность (небесный свод) невыполнимые. Проблема касается физиологического небесного свода вызванного ошибочной оценкой углов на небе. Физиологический небесный свод имеет форму дающую возможность объяснять этие ошибки. Соотношение физиологического небесного свода и реального небесного свода (физического, шаровидного) изменчиво и нестабильно, хотя имеет одну характерную особенность — сплющенность. Степень сплющенности зависит от освещения (в основном от расположения источников света по отношению к глазам наблюдателя). Потому что наблюдатель проектирует облака на физиологический небесный свод, а в действительности (снимок) поверхностью проекции является полусфера. Потому в результате получается значительные разницы в оценке количества облачности.

Поверхность физиологического небесного свода в районе горизонта есть больше наклонённой, чем поверхность физического свода (полусферы). Это вызывает видимое увеличение размеров облаков около горизонта. Благодаря натуральной группировке облаков близко горизонта (кулисный эффект) наступает завышение оценки N. Связь разхождения между визуальной оценкой количества облачности и оценкой производимой с помощью фотографического метода изучено на анализе 455 негативов всего небесного свода сделаных Кафедрой Климатологии в Едвабнем ($\varphi = 53°17$, $\lambda = 22°18$) в июле 1967 г.

Определение количества облачности на негативе производилось с помощью специальной сетки. С целью облегчения анализа принято три типа разпределения облаков на небе:

— облака сгруппированные около горизонта (больше чем 2/3 количества облачности находится ниже 45° горизонтальной высоты),

— облака сгруппированные около зенита (больше чем 2/3 количества облачности находится выше 45° горизонтальной высоты),

— равномерно распределёны облака на небесном своде. Случаи с $N=0$ и $N=10$ влючено в равномерное распределение.

Фотографирование неба в промежутках времени 1 час от восхода до захода солнца, дало возможность исследовать дневной ход ошибок оценки N.

Анализ произведен исходя из разниц между N вычисленным на снимке и N определенным наблюдателем. *Таблица* представляет результат анализа.

Разделение на категории разпределения облаков на небе позволило обнаружить непосредственную связь ошибок с состоянием физиологического небесного свода. Влияние освещения на этие ошибки бесспорное. Ось симметри дневного цикла изменения погрешностей пробегает через солнечный полдень, когда погрешность оценки N является минимальной. Пробег этого цикла довольно сложен. Причиной является влияние ещё других факторов на вид физиологического небесного свода (облачность, видимость, индивидуальные склонности наблюдателя). Отдельную роль играют ошибки не имеющие связи с физиологическим сводом (обычная погрешность оценки — 1 балл или 10%, ошибки вытекающие из дефиниции, затруднения к утверждению существования некоторых облаков).

ТАБЛИЦА

час	облака сгруппированные около зенита		равномерно распределенные облака		облака сгруппированные около горизонта		все случаи	
	число случаев	ΔN	число случаев	ΔN	число случаев	ΔN	число случаев	ΔN
4	1	7,0	17	—5,2	8	—14,2	26	—5,7
5			17	—3,5	9	—13,2	26	—5,6
6	1	8,0	19	—1,8	6	—12,0	26	—3,2
7			15	—2,9	11	—7,5	26	—4,1
8	1	3,0	17	—2,5	8	—6,9	26	—2,7
9	1	0,0	17	—2,1	10	—5,3	28	—2,5
10			11	—1,7	16	—4,8	27	—3,2
11	1	3,0	7	—0,2	21	—3,5	29	—2,4
12	1	11,0	6	—0,2	23	—3,0	30	—2,0
13	2	7,5	6	0,7	22	—3,4	30	—2,0
14	1	1,0	3	1,0	27	—4,3	31	—3,7
15	2	5,5	9	—1,0	19	—5,5	30	—3,3
16	2	0,5	15	—1,3	12	—6,7	29	—3,1
17	1	16,0	15	—3,0	12	—8,0	28	—3,6
18	3	8,7	15	—3,1	10	—11,9	28	—4,0
19	1	5,0	14	—3,0	10	—14,0	25	—6,2
Σ	18		203		224		445	
ср.		5,9		—1,2		—6,9		—3,5

Анализ таблицы приводит к выводу, о среднем суточном количестве облачности вычисленным на основе трех климатологических терминов (7, 13, 21 час. местного среднего времени). Настоящее количество облачности всех терминов показывает высокие отрицательные отклонения от визуальной оценки. В результате среднее суточное количество облачности есть около 0,5 балла больше чем существующие. Стоит заметить, что в месяцах холодного полугодия явление углубляется.

Полученные выше результаты можно представить в виде выводов:

— метод визуальной оценки количества облачности не имеет физической базы, числовые значения могут значительно отличаться от реальности;

— главная причина погрешности оценки N — физиологический небесный свод;
— завышение оценки N явное, хотя переменное.

Погрешность в оценке N сказывается также на точности климатологических работ по облачности. Территориальная изменчивость этого элемента небольшая. Таким образом предполагаемые перемещения изаритм на картах облачности, приняв во внимание погрешности оценки N, будут значительные. Например, в Польше, расстояние между изонефами 5%; это отвечает зовышению среднего количества облачности в июле.

Способы улучшения метода оценки количества облачности

Самым хорошим способом уклонения от этих недостатков является фотографирование небесного свода. Такое фотографирование с помощью фотоаппаратов с широкоугловыми объективами (180%) производилось в исключительных случаях из-за высокой стоимости и ряда других технических затруднений. Самым перспективным является фотографирование полного небесного свода методом

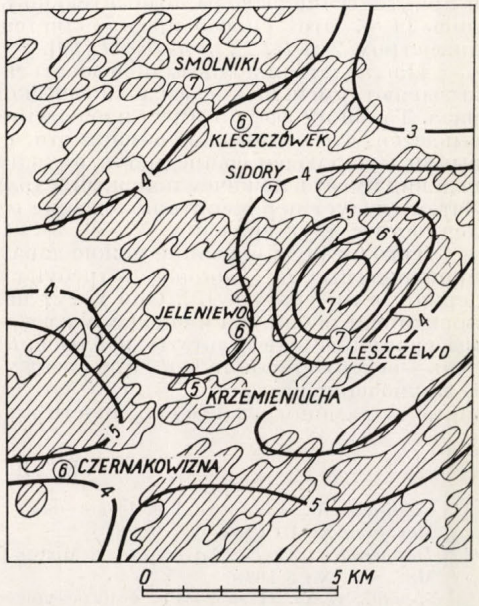


Рис. 1. Пример карты облаков и распределения облачности отнесенной к земной поверхности. Места зачернены — Cumulus mediocris, цифры в кружках — визуальная оценка количества облачности, толстые линии — облачность земной поверхности.

«All Sky» (зеркала неба). В настоящее время в Кафедре Климатологии применяются сферические зеркала диаметром 40 см и цветную диапозитивную плёнку.

На основе полученных снимков конструируется «карта облаков» или распределение вертикальных проекций облаков на топографическую подкладку (4, 8). Соединять снимки в карту облаков можно только при условии нахождения устройств для фотографирования облаков на расстоянии 2,5—4 км друг от друга. Карта облаков представляет собой «облачность земной поверхности» (Z). Благодаря вертикальной проекции можно освободиться от кулисного эффекта и от изменчивости области сверх которой облака играют роль в оценке N. Связь между N и Z запутанная. Если Z вычислено для области сверх которой облака играют роль в оценке N всегда будет:

$$N > Z$$

Средние разницы N—Z для конвективных облаков больше чем для других:

облака	N—Z
Cumulus humilis	18%
Cumulus mediocris	20%
Cumulus congestus	24%

Довольно большие значения N—Z (10%) отмечается для облаков Stratocumulus.

Метод Z имеет три варианта. При одновременных снимках полного небесного свода сделанных при расстоянии фотоаппаратов 2,5—4 км друг от друга, можно изготовлять:

— средние карты облаков или распределения Z на основе произвольной элементарной площади *(Рис. 1* — элементарная площадь — правильный шестиугольник со стороной 2 км);

— среднее Z для произвольной области (напр. город, долина, озеро и так далее).

При снимках из отдаленных пунктов следует принять элементарную площадь в виде круга и вычислять Z для наблюдательных пунктов. Эта величина есть действительно пригодна к интерполяции на картах облачности.

Нетрудно видеть что всеобщее претворение в жизнь фотографического метода анализа облачности довольно сложная задача. Поэтому в заключении, мы представляем несколько поправок в визуальную оценку N.

Упрощеной вариант метода All Sky это зеркало с глазоком в месте фотоаппарата. На зеркало можно нанести сетку, благодаря которой наблюдатель может определять количество облачности с погрешностью 2—3%. Теоретические основы и практические выводы, относительно конструкции этих устройств, уже печатались (4,8). Этот способ представляется более простом, чем сферическая сетка диаметром 2 м *И. Е. Воробьева* [10].

Наблюдатели должны пользоваться при оценке N голубыми очками которые вызывают уменьшение физиологической сплющенности небесного свода в два раза. Такой же эффект имеет наблюдение облачности в лежачем положении. Оказывается, что оптические обманы этого рода заключаются в том что мы не привыкли к наблюдению предметов, находившихся выше головы. И потому, правильный вид имеет в лежачем положении только часть небесного свода со стороны ног. Затем следует переменить положение о 180° и вычислять среднее количество облачности с двух значений N.

Того же рода указаний можно давать много. Они основаны на экспериментах производимых *В. Ленартом* и требуют ещё проверку, хотя можно найти их поддержку в литературе [5]. Они могут найти применение только в синоптической практике, где ошибки в оценке N имеют минимальное значение. В климатологии мы сравниваем результаты наблюдений в разных условиях (зима—лето, полдень—вечер). Они получены при разных видах физиологического небесного свода. В заключение всего этого мы считаем, что необходимо составить и ввести поправки ко всем монографиям облачности на базе снимков полного небесного свода.

ЛИТЕРАТУРА

[1] *Carlin, A. V.:* Photographic Measurement of Amount of Cloudiness in the Sky. Bull. of Am. Met. Soc. No 10 1950.

[2] *Deppermann, C. E.:* An Improved Mirror for Photography of the Whole Sky. Bull. of Am. Met. Soc. No 5 1949.

[3] *Хргиян, А. Х.:* К вопросу о фотографировании облаков и одновременной съемке всего неба. Труды ЦАО вып. 35

[4] *Lenart, W.:* Badanie rozmieszczenia chmur nad niewielkimi obszarami za pomoca laczonych fotografii calego nieba. Prace i Studia Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego Zaklad Klimatologii z.6

[5] *Миннаерт, М.:* Свет и цвет в природе. Москва 1958.

[6] *Okolowicz, W.:* Zachmurzenie Polski. Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN nr. 34 Warszawa 1962.

[7] *Околович, В., Ленарт, В.:* Облачность в окрестностях среднего течения р. Дунаец—пример результата краткосерийных исследований
Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellonskiego Prace Geograficzne nr.26 1971

[8] *Okolowicz, W., Lenart, W.:* Metoda zdjęc calego nieba w badaniach zachmurzenia. Prace PIHM z.100 1970.

[9] *Schmuck, A.:* Nowe próby oceny zachmurzenia nieba. Czasopismo Geograficzne t.19 z.1—4 1948.

[10] *Воробьев, И. Е.:* Сравнение визуальной оценки количества облачности с оценкой производимой с помощю сетки. Труды ГГО вып. 86. 1958.

Über die ersten meteorologischen Aufzeichnungen in Bratislava (Pressburg) aus dem Ende des 18. Jahrhunderts

M. KONČEK, *Institut für Meteorologie und Klimatologie der Komensky Universität, Bratislava*

A XVIII. század végén Pozsonyban végzett legelső meteorológiai észlelésekről. M. Končekprofesszor érdekes ismertetést ad az „Acta Facultatis rerum naturalium Universitatis Comenianae"—Meteorologia IV—1971-es számában, három történelmi értékű meteorológiai könyvről. Az első, az 1784-ben megjelent, és feltehetőleg *Johann Ignaz Felbigertől* származó könyvecske arról tanúskodik, hogy a pozsonyi várban már az 1780-as években működött egy meteorológiai állomás, amely jól szervezett, alapos munkát végzett. Az állomás adatai alapján a szerző összehasonlítja Bécs és Pozsony hőmérsékletének napi menetét, elemezve a kissé eltérő jelleg okait. A 24 oldalas könyv „Adalékok az 1783/84-es év kemény telének időjárástörténetéhez." A másik könyv Budapesten található, 1785-ben jelent meg a pozsonyi Weber könyvkiadó gondozásában, címe: Az 1784—85. évi pozsonyi tél története, összehasonlítva az előző, 1783—84-es téllel. A munka ismeretlen szerzője 19 oldalon és három táblázatban hasonlítja össze a két egymást követő tél hőmérsékleti viszonyait, továbbá táblázatos áttekintést ad az 1784-es év februárjában, Pozsonyban észlelt hótakaró víztartalmáról, feldolgozza az 1784—85-ös tél egyes hónapjainak szélirányait, ismerteti a barométerállást, s a fagy nélküli napok számát. *Končekprofesszor* végül egy 1786-ban megjelent könyvecskét említ, amely a villámcsapással kapcsolatban a következő kérdéseket veti fel: Milyen mértékben nyújt a villámhárító biztonságot a környező épületeknek, s hogyan kell a tornyokat villámhárítóval megvédeni.

*

Aus einer Broschüre, die im Jahre 1784 im Verlag von Anton *Löwe* in Pressburg erschienen war, werden die Wetterverhältnisse des Winters 1783/84 behandelt. Das 24 Seiten umfassende Büchlein unter dem Titel „Beyträge zur Witterungsgeschichte des harten Winters im Jahre 1783/4" ist ohne Angabe des Autors herausgegeben worden, doch kann – einer Nachforschung von Herrn Prof. Dr. A. *Réthly* zufolge – angenommen werden, dass die Beschreibung des erwähnten Winters von Johann Ignaz *Felbiger* stammt, welcher damals in Bratislava im Schulwesen tätig war.

Die Arbeit vom anonymen Autor ist von M. *Končekin* der Serie "Acta Facultatis rerum naturalium Universitatis Comenianae" – Meteorologia IV – 1971, S. 45–48 kurz besprochen worden. Sie hat vor allem einen historischen Wert, da aus ihr ersichtlich ist, dass in Bratislava bereits anfangs der achtziger Jahre des 18. Jahrhunderts auf der Burg eine meteorologische Station tätig war, die offensichtlich gut geleitet und bedient wurde, da die Resultate der Beobachtungen in bestem Einklang mit den Beobachtungsergebnissen in Wien standen. Dem Autor der Broschüre ist zwar damals aufgefallen, dass die Tagesänderungen der Temperatur in Bratislava einen etwas abweichenden Charakter gegenüber Wien trugen. Dies lässt sich aber sehr leicht und eindeutig durch die verschiedene Lage beider Stationen im Gelände erklären. Während die Station in Wien im Flachland gelegen war, befand sich die Bratislavaer Station zur selben Zeit auf einem Hügel am äussersten südwestlichen Ausläufer der Kleinen Karpaten, auf dem die Burg steht. Somit waren in Bratislava die Morgentemperaturen höher als in Wien, da auf dem Hügel die Nacht- und Morgentemperaturen über der unteren Inversionsschicht oft höher lagen als in der Niederung. Man kann infolgedessen behaupten, dass die Beobachtungen damals an beiden Orten gewissenhaft ausgeführt wurden.

Nun hat mich Herr Prof. Dr. A. *Réthly* im Lauf des Jahres 1970 auf ein weiteres in Bratislava (wiederum von einem anonymen Autor) erschienenes Büchlein aufmerksam gemacht, das auch im Museum von Budapest aufbe-

wahrt ist. Ich möchte hier Herrn Prof. Dr. *Réthly* für die Mitteilung und Herrn Prof. Dr. *Dési* für die Herstellung und Übermittlung einer Fotokopie dieser Broschüre meinen herzlichsten Dank aussagen. Diese Broschüre ist vermutlich im Jahre 1785 in Bratislava (Pressburg) ohne Angabe des Autors in Kommission vom Verlag Weber unter dem Titel „Geschichte des Winters zu Pressburg vom Jahre 1784/5 verglichen mit jener des vorhergehenden 1783/4 Jahres daselbst" erschienen. Das Büchlein umfasst 19 Seiten, hat weiters 3 Tabellen, die sich auf einen Vergleich der Temperaturverhältnisse beider nacheinander folgender Winter in Bratislava beziehen. Ausserdem sind noch weitere Tabellen beigefügt, u. zw. eine Übersicht des Wassergehaltes der Schneedecke in Bratislava im Februar 1784, eine Zusammenstellung der Windrichtungen, der Barome-

Temperaturverhältnisse in Bratislava in den Wintern 1783/84 und 1784/85; zum Vergleich Normalwerte für die Periode 1851 bis 1950

	Oktober	November	Dezember	Januar	Februar	März
			Mitteltemperaturen in °C			
Normalwerte	10,4	4,4	0,2	—1,3	0,5	4,8
Winter 1783/84	11,7	4,3	—3,9	—6,3	—1,6	3,8
Abweichung vom Normalwert	+1,3	—0,1	—4,1	—5,0	—2,1	—1,0
Winter 1784/85	7,2	4,6	0,5	—2,7	—1,4	—2,8
Abweichung vom Normalwert	—3,2	+0,2	+0,3	—1,4	—1,9	—7,6
			Negative Temperatursummen in °C			
Normalwerte	0,2	8,2	51,3	78,9	44,2	9,0
Winter 1783/84	—	11,9	126,0	195,2	77,0	6,3
Abweichung vom Normalwert	—0,2	+3,7	+74,7	+116,3	+32,8	—2,7
Winter 1784/85	—	1,7	43,2	90,9	56,8	97,5
Abweichung vom Normalwert	—0,2	—6,5	—8,1	+12,0	+12,6	+88,5
			Anzahl der Tage mit einem Temperaturmittel unter 0° C			
Normalwerte	0,1	4,0	13,1	17,3	11,4	4,0
Winter 1783/84	—	7	28	31	22	5
Abweichung vom Normalwert	—0,1	+3,0	+14,9	+13,7	+10,6	+1,0
Winter 1784/85	—	3	13	26	16	23
Abweichung vom Normalwert	—0,1	—1,0	—0,1	+8,7	+4,6	+19,0

terstände, der Tage mit und ohne Frost in den einzelnen Monaten des Winters 1784/85.

Einleitend bemerkt der Autor des Büchleins den Anlass zu einem Vergleich des Gesamtcharakters der nacheinander folgenden Winter 1783/84 und 1784/85. Der Winter 1783/84 gehörte zur Kategorie der strengen Winter, nachdem die negativen Temperatursummen nach den Tagesmitteln für die ganze Wintersaison 1783/84 in Bratislava (auf Grund einer Berechnung nach den Beobachtungen in Wien) 420°C ausmachten. In der ganzen Beobachtungsperiode 1775 bis 1970 war jedoch die Strenge der Winter (beurteilt nach negativen Temperatursummen) 9 mal übertroffen, wobei der strenge Winter 1829/30 eine negative Temperatursumme sogar von 676° aufzuweisen hatte.

Der Winter 1784/85 war zunächst relativ mild, erst im Januar sank die Temperatur unter den langjährigen Normalwert und blieb auch im Februar 1785 etwas unter dem normalen. Dann folgte ein ausserordentlich kalter März, der die überhaupt tiefste Mitteltemperatur dieses Monats der nahezu 200-jährigen Beobachtungsreihe brachte. Nach den Aufzeichnungen in Bratislava

betrug das absolute Temperaturminimum im Winter 1783/84 am 5. und 7. Januar −21° C; im Jahre 1785 sank die Temperatur erst am 28. Februar am Morgen auf −18° C, am Abend auf −21° C und am 1. März morgens auf −24°C, was seither in Bratislava im März weitaus nicht mehr erreicht wurde. Erst am 1. März 1929 wurde hier ein Temperaturminimum von −15,4° und am 3. März desselben Jahres von −14,7°C verzeichnet. Im März 1785 stieg nach der strengen Kälteperiode die Temperatur erst am 21. März wieder über den Gefrierpunkt an, wobei das Temperaturmaximum damals 1°C erreichte.

Nach den Temperaturmessungen in Prag am Klementinum wurde am 1. März 1785 ein Temperaturminimum von −27,6° C verzeichnet und das Temperaturmittel des ganzen Montas März betrug damals −5,5° C und lag um 9,4°C unter dem langjährigen Durchschnitt.

Anlass zur Beschreibung der Witterung im Winter 1784/85 war offensichtlich nicht so sehr der Unterschied gegenüber dem kalten Winter des Vorjahres, als vielmehr der ausserordentlich kalte Nachwinter des Jahres 1785. Die Donau fror damals erst am 22. Februar zu; erst am 1. März trug die Eisdecke Fussgänger und am 3. März konnte auf dem Eis gefahren werden. Die Dicke der Eisdecke erreichte dabei nur 24 cm gegenüber 55 cm im Januar des Vorjahres. Im März 1785 blieb die Donau bis zum 21. März zugefroren, worauf dann der Eisgang einsetzte.

Zur besseren Beuerteilung der Witterung in Bratislava in den Wintern 1783/84 und 1784/85 sei noch in Tabellenform eine Übersicht der Temperaturverhältnisse der erwähnten Jahre angeführt.

Im allgemeinen kann nach kritischer Überprüfung festgestellt werden, dass die meteorologischen Beobachtungen in Bratislava in den 80-er Jahren des 18. Jahrhunderts verlässlich waren. Schade, dass sich die Beobachtungsausweise aus der Zeit nicht erhalten haben und dass nur indirekte Hinweise auf Grund der hier angeführten Publikationen aus den Jahren 1784 und 1785 zur Verfügung stehen.

Bei dieser Gelegenheit wäre es auch angezeigt zu erwähnen, dass im Jahre 1786 in Bratislava (Pressburg) eine Broschüre herausgegeben wurde, in der sich der Autor mit einem Blitzschlag vom 24. August 1786 in ein zum Schloss in Bratislava gehöriges Gebäude befasst und die Wirkungen und Umstände des Blitzschlages beschreibt. Die Veröffentlichung trägt die Benennung „Wie weit gewähren wohl Gewitterableiter Sicherheit für umstehende Gebäude? Aus Erfahrungen und darauf sich beziehenden Schlüssen beantwortet, von dem Verfasser der Schrift, in der die Kunst Thürme durch Ableiter zu bewahren, beschrieben und im Kornischen Verlage zu Breslau 1771 herausgegeben ist. Mit zwo Kupfertafeln." – Pressburg 1786. Verlegt von der Schauffischen Kunsthandlung und in Kommission bei Weber und Korabinsky.

Planning of Meteorological Observing Systems in Hungary

R. CZELNAI, *Central Meteorological Institute, Budapest*

Meteorológiai megfigyelő rendszerek tervezése Magyarországon. A meteorológiai állomáshálózatok tervezésével kapcsolatos kutatások Magyarországon *1962-ben* indultak meg *Dési F.* professzor vezetésével. A jelen tanulmány ezekről a kutatásokról nyújt rövid történeti és tartalmi áttekintést. A korábban már publikált eredményeket a szerző átfogó rendszertervezési koncepció keretébe foglalja. A leírt eljárás lényege, hogy a megfigyelő alrendszernek az egész meteorológiai szolgálat optimális gazdasági hatékonyságát kell biztosítania, és ezért a rendszertervezésnek ki kell terjednie mind a gazdasági szempontokra, mind pedig az információáramlások folyamatainak elemzésére.

*

Планирование метеорологических систем наблюдений в Венгрии. Исследования связанные с планированием метеорологической сети станций начались в Венгрии в 1962 г. под руководством профессора Ф. Деши. Настоящая статья об этих исследованиях дает краткий исторический и принципиальный обзор. Опубликованные раньше результаты рассматривались автором в рамках концепции плана системы. Сущность описанного метода заключается в том, что система наблюдений должна обеспечивать оптимальную экономическую эффективность для всей метеорологической службы.

*

1. *Background*

Investigations on the planning of meteorological station networks commenced in Hungary in 1962 under the guidance of Prof. *F. Dési*. This undertaking became timely in connection with the technical reconstruction of the national meteorological station network. At the beginning a recapitulating survey was made in order to take over the methods developed in other countries, The works of *O.A. Drozdov* and *A.A. Shepelevskij* [1, 4, 5], *A. N. Kolmogorov* [2], *A.M. Obuhov* [3, 8], *M.I. Judin* [6, 7], and *L.S. Gandin* [12] on the one hand; and the *WMO Technical Notes* [9, 10, 11] on the other, substantially influenced the respective investigations in Hungary.

The purpose of the work had been formulated by Prof. *F. Dési* [16] as follows: "The rationalization essentially means the increasing of the content of informations obtained from measurements and observations ... This is not necessarily achieved by the increasing of the number of observations. We have to strive for obtaining a maximum of useful information on the atmospheric processes, against the financial means which are at our disposal ... The more general question must be raised: Do the meteorological services under the circumstances contribute with maximum efficiency to the development of national economy, and is their effect commensurate with the expenditures for meteorological services? This question may be investigated by analysing a model of the meteorological operational system. Within this problem complexity the first task is to analyse the quantitative interrelations between the information content of the observations and the meteorological service products (short-, medium-, and long-range forecasts, climatological consultations, etc)."

As a result of the investigations developing in Hungary along the lines given above, from *1963* a series of papers were published [16, 17, 18, 19, 20]. *Kolmogorov's* theory of the homogeneous and isotropic turbulence has been since then the methodological basis of all these researches. The publication of the very important and succesful book of *L. S. Gandin* [13] on the objective

analysis of the meteorological fields, together with the works of *S.A. Mashkovich* [14] and *G.V. Gruza* [15] stimulated the extension of the investigations on related problems (interpretation, machine control and objective analysis of observational field data). In connection with these tasks it is common to apply the characteristics (structure function, auto-correlation function) of the statistical structure of the meteorological fields.

The above extension of the researches made it possible to concentrate efforts on the determination of the structure functions and auto-correlation functions of the meteorological fields. By applying electronic computers the structural characteristics of various important meteorological elements have been determined [23, 24, 27, 28, 29, 30, 31]. These structural characteristics may be used as a „box of bricks" in carrying out various practical tasks, among which the network-planning is undoubtedly very important. Nevertheless, a number of other tasks had been solved as by-products of these investigations. Owing to this, e.g., it became feasible that from the 1st January 1967 all precipitation data in Hungary have been regularly controlled and processed by computer [32, 33].

In cases of certain meteorological elements (e. g. precipitation, evaporation, net radiation, etc.) areal averages are required rather than point-data. Therefore, the planning of networks for measuring the above elements should be based on the interrelation between the *accuracy of the areal averages* and the density of the stations at which the respective elements are observed. Experience shows that in such considerations the auto-correlation of the field data cannot be disregarded. For this reason we have proposed to solve the task by using the *structure functions* [18, 19]. In the international literature e.g. the works of *R.L. Kagan* [21, 22] and *P. Hutchinson* [37] demonstrate that other researchers have independently came to similar conclusions.

On behalf of the *WMO* a new impetus was given to the coordination of the various methods which may serve for the planning of observing systems in connection with the *WWW* program. Thus, *WMO* published in 1967 the *WWW Planning Report No. 21.* [26] on the planning of aerological station networks as a result of the contributions of *L.S. Gandin, S.A. Mashkovich (USSR),* and *M.A. Alaka, F. Lewis (USA).* In *1969* the *WMO/IHD Planning Report No. 12.* [34], worked out by *J.C. Rodda (UK), W.B. Langbein (USA), A.G. Kovzel (USSR), D.R. Dawdy (USA)* and *K. Szesztay* (Hungary), gave a survey on planning of hydrological station networks. From these reports it can be seen that there is a lot still to be done for the international coordination of the various approaches.

The question of the climatological network planning is in a somewhat more favourable state. At its fourth session (1965), the *WMO Commission for Climatology* appointed *L.S. Gandin* as Rapporteur for *Climatological Networks.* The rapporteur was requested to recommend the best methods for evaluating existing networks and for designing improved ones. The submitted report was published by *WMO* as *Technical Note No. 111* in 1970 [35] and it gives a brief survey of the methods applied by the Soviet researchers. This material has the advantage of being methodologically homogeneous and organic.

The researches on the planning of meteorological observing systems have resulted in certain methodological notions also in Hungary. In the present paper the intention is to skeletonize the program of all theses investigations. Firstly a *model of the meteorological operational system* is presented, the mathematical analysis of which facilitates the designing of an optimum system. Se-

condly, the *phases of the system designing procedure* are outlined. Further, a more detailed survey is given on the determination *of the variances of interpolations and areal extrapolations*, which form a substantial part of the planning of meteorological observing systems. Finally, in the conclusions an attempt is made to define the present status of the researches.

2. *Model*

The meteorological observing system may be regarded upon as a subs ystem of the complex meteorological operational system presented in *Fig. 1.*

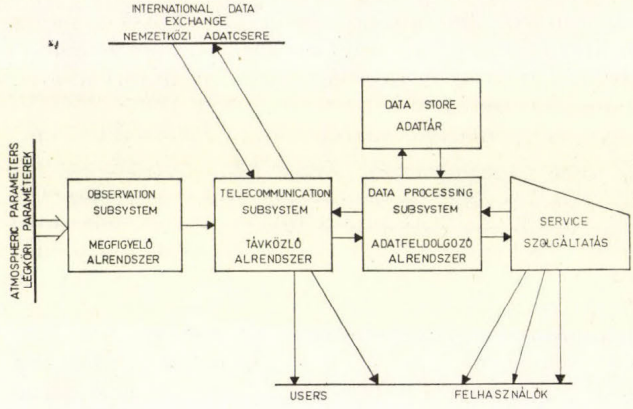


Fig. 1: Model of the meteorological operational system

1. ábra: *A meteorológiai műveleti rendszer modellje*

For analysing the observing subsystem it is sufficient to investigate those information-flows of *Fig. 1* which are passing from the observation-side towards the services. The information going out from the system within the frames of the international data-exchange is regarded upon as a service product. The *data store* is attached to the data-processing subsystem.

The feedbacks of the system are handled as belonging to the operational logics of the constituent modules of the subsystems. In this way a substantially simplified model may be formed, that is characterized by one-way information flows between the neighbouring subsystems. The *input interface* of the system connects the parameters of the physical states and processes of the atmosphere, while the *output interface* connects the *users* of the meteorological service products.

For the purpose of the analysis the above outlined simplified model is expounded in *Fig. 2* by its modules. As it can be seen, the k-th module of the observation subsystem (a strictly defined type of observation) passes down a certain *Inf.* O_k information against the *Cost* O_k expenditures. From among the observation modules of *Fig. 2*, some do not belong to the national observation subsystem, as international data sources are also listed here for formal reasons. The costs of these "international" observation modules are balanced by the costs of the observational data which are passed down by the system for the international receiving centers.

The *telecommunication subsystem* transfers the *Inf.* O_k information from the respective observation module to the data-processing subsystem. It follows from its function that within the telecommunication subsystem the information content may not increase. The effect of the here applied *Cost* T expenditures

may be a decrease in the information-losses which inevitably occur in a transfer procedure. The purpose of the optimizing may either be to maintain a predefined level of information losses against minimum costs, or a minimizing of the losses against a given level of costs.

The incoming information is rearranged, controlled, transformed and edited in the data-processing subsystem, according to pre-specified standard procedures. Here the information may also be supplemented, improved and extended by using previous knowledges and the data strore. The results of the here applied *Cost P* expenditures are realized in a surplus of information content of the service products as compared to an imaginary state that would

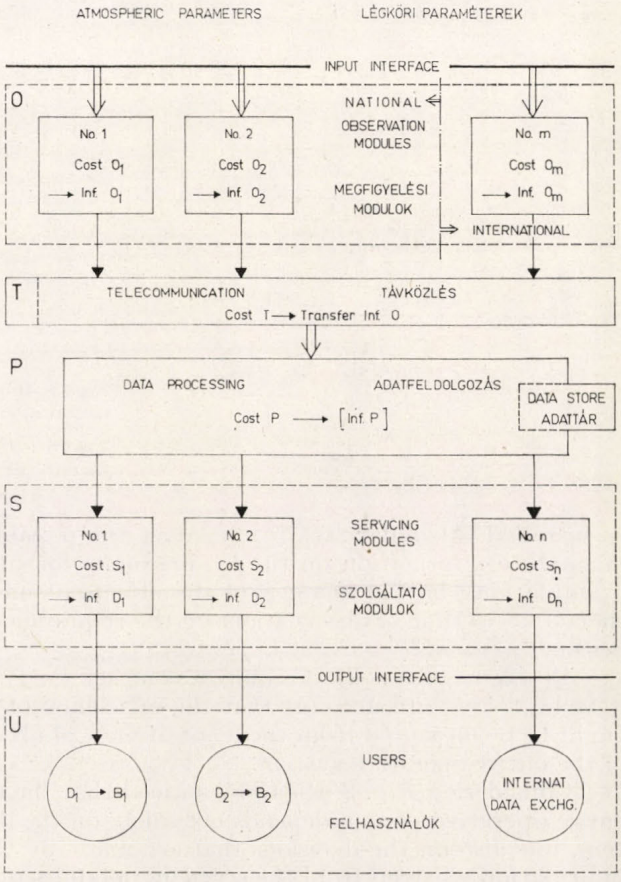


Fig. 2: Scheme of planning an optimum observing sub-system

2. ábra: *Optimális megfigyelő alrendszer tervezésének szkémája*

occur if the data-processing functions were ommitted and the services were to be made purely on the basis of raw observational data.

From the data-processing subsystem the data sets are distributed among the specialized servicing modules. The *Cost* S_j expenditures emerging in these modules are almost neglectably small if compared with the costs of the previous subsystems. However, these servicing modules make a very substantial contribution to the final tailoring of the service products which are always certain *Inf.* D_j decision informations.

3. *System designing*

Before surveying the phases of the system designing procedure it is worth considering certain problems:

The observation subsystem may fulfil the requirements by various alternative solutions, which may differ from each-other as to the techniques, the time-frequency, and the areal density of the observations. Therefore, in the course of planning optimum observation subsystems it is necessary to compare alternatives which differ from each-other both qualitatively and quantitatively.

A typical task of this kind is to determine the proper density of the rain-gauging network in case if additionally precipitation measuring radars are to

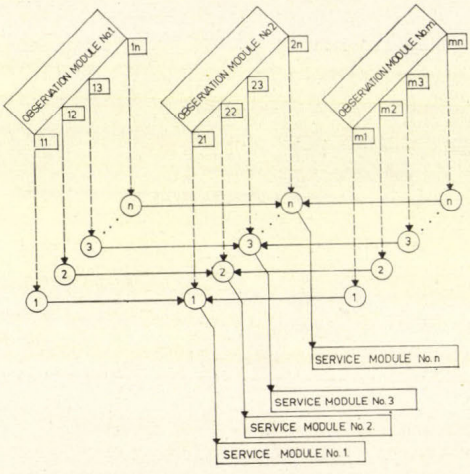


Fig. 3: Information flow between the observation modules and the servicing modules

3. ábra: *Információ áramlás a megfigyelési modulok és szolgáltató modulok között*

be installed. A similar task is to analyze the possible effects of the availability of satellite information on the requirements for surface observations. A third example may be the analysis of the effects of increased time-frequency and shorter acces time of observations on the requirements concerning areal station density.

Problems of this kind require a complex analysis in the course of which it is to be taken into account that the efficiency of the observation subsystem ought to be measured from the point of view of all substantial service products of the entire operative system.

Considering *Fig. 2* it is to be noticed that the economical efficiency of the entire operative system depends not solely on the internal structure of the system, but also on the decisions that are made by the *users* on the basis of the information received from the servicing modules of the meteorological system.

It may, therefore, be stated that *the designing of an optimum observation sub-system requires an analysis including the entire operational system together with its external relations.*

The four phases of the designing of an optimum observation subsystem are the following:

a) *Determination of the interrelations between the costs and the information content of the observations*

In order to determine the interrelations between the costs of the observations and the economical efficiency of the meteorological services: firstly the

influence must be investigated that the expenditures applied in the observation subsystem may have on the information content of the observational data, in cases of various development alternatives.

Before all we have to deal with the rather intricate structure of the interrelations between the various modules of the system. The observation modules shown in *Fig. 2* are in a multiple interrelation with the service modules: the information passed down by a given observation module may by used by a number of service modules, while a given service module may require data from several observation modules simultaneously. This situation is demonstrated in *Fig. 3.* The shares of the individual service modules are represented by little flags attached to the observation modules. The requirement to a given observation module does not depend on the number of the service modules sharing this requirement, but solely on the individual requirement which is the highest among them. If this one is fulfilled, all others are fulfilled.

In the course of the analysis the possibility should be taken into account that there may exist modules which are able to fulfil each other's roles. Therefore, the necessary initial information of the service modules may be produced by various mixtures of observation modules, and the very purpose of the system designing is to select out the most efficient mixture from among the possible ones.

The observation modules are defined to include always only one observation type, the technique of which is strictly determined, and the product of which is a certain meteorological parameter. These modules are entirely determined from the qualitative point of view, consequently, only their quantitative properties may be subjected to modifications. These latter properties, however, may be characterized by mathematical functions.

For a quantitative analysis of the observation modules the $Inf.O_k$ information content is thought to be the most suitable characteristic, which is expressed by the following formula:

$$Inf.O_k = H(\xi) - H'(\xi), \tag{1}$$

where: $H(\xi)$ is the statistical entropy characterizing the uncertainty of our knowledges concerning the field of the ξ atmospheric parameter, before receiving the data from the O_k observation module; and $H'(\xi)$ is the statistical entropy of the ξ field after receiving the data from O_k.

The $H(\xi)$ statistical entropy, for a given point r_0 of the field, may be expressed by the $p[\xi(r_0)]$ probability-density function as follows:

$$H\,[\xi(r_0)] = -\int p\,[\xi\,(r_0)]\,\ln p\,[\xi\,(r_0)]\,d\xi + C \tag{2}$$

If the $p[\xi(r_0)]$ probability-densities have a normal distribution, then (2) may be transformed and the information content in (1) takes the following form:

$$Inf\,.\,O_k = \ln \sqrt{\frac{Var_0(\xi)}{Var_k(\xi)}} \tag{3}$$

where: $Var_0(\xi)$ is the variance of the ξ parameter, before receiving the observed data, and $Var_k\,(\xi)$ is the variance of the same, after receiving the data from the O_k observation module.

The determination of the variances figuring in formula (3) is extraordinarily important and inevitable for carrying out the aforesaid system designing.

Besides, this part of the entire complexity of the task is the only one which, for the time being, can be regarded upon as partly resolved. In this work, therefore, a more detailed account is given about the investigations concerning the determination of the variances of interpolations and areal averages.

It can be seen that after determining the information content that is passed down by the O_k observation module, the *cost-information* relationship of the same module is practically also determined, since it may not be difficult to make an account of the costs.

b) *Determination of the interrelations between the information-content of the observations and that of the service products:*

As it was to be seen in the previous point, the data passed down by the observation modules can be characterized by a certain information content. From these data are formed the *Inf* D_j decision informations as results of strictly pre-defined operations that are carried out in the data-processing subsystem and in the respective service modules. It is obvious that an information cannot result in any profit except if it is used for making a *decision* to modify something in a certain economical process. That is why the term: *decision information* is used for expressing the substance of the meteorological service products.

A service product (forecast, consultation, etc.) may contain decision information only as far as it contains a statement altogether, and as far as this statement is reliable. Therefore, the quantity of the decision information decreases if less new statements are contained in a service product, or if these new statements are less likely to come true. The information content, defined by formulae (1), (2) and (3) in the previous point, seems to be a suitable measure of this concept.

It is obvious that the transformations:

$$[Inf.\ O_k]_{(k=1,\ \ldots,\ m)} \rightarrow Inf.\ D_j$$

ought to be individually analized for each service product. In the course of this analysis it is necessary to determine the decreasing of the uncertainty of the statement in the j-th service product that is achieved if the $[Inf.\ O_k]_{(k=1,\ \ldots,\ m)}$ observation information is exploited.

For producing decision informations, new and effective methods have been worked out [39, 41, 42], in which the so-called *learning algorithms* play a decisive role. The computer output of these methods should always have a measurable information content.

It is worth mentioning that the decision information contained in the forecasts may be used as an objective measure for the verification of these forecasts. Thus, the here outlined investigation may have an important by-product. In spite of this, however, this part of the whole task is very far from being solved.

c) *Appraisal of the economical efficiency of the decision informations*

The economical efficiency of the entire operational system shown in *Fig. 1*, depends on two things: firstly, on the information content of the service products, and secondly, on the decisions that are made by the users on the basis of the meteorological information. For a certain decision strategy it is possible to determine the $D_j - B_j$ interrelation* by applying case-studies. On the other hand, a survey of the shares of the users in the individual service products can

* where: D_j = a given deaision, and
B_j = its beneficial effect.

also be made by applying statistical methods. By combining the two methods an appraisal of the economical efficiency of the operational system becomes feasible. Investigations in this direction started in Hungary in 1967 under the guidance of Prof. *F. Dési*. A progress report on these investigations have been published in 1970 [38]. The results in the indicated publication are somewhat raw, and this is a consequence of the extreme difficulties of collecting reliable data about the economical benefits raised by the meteorological service products. Nevertheless, experience shows that the gaps in the detailed empirical data may be filled if a complex approach is made. Besides, the initial raw data can be refined by applying iterative methods.

d) *Determination of the optimum system on the basis of the cost — information — benefit interrelations*

The phases described under the points *a)*, *b)* and *c)* together form the task of the system analysis, which comprises all relevant studies about the processes within the system. The remaining task is to determine the optimal alternative of the system.

Fortunately, this part of the work does not require intricate meteorological considerations, and therefore, it can be carried out by applying the routine methods of the operations research.

Nevertheless, one more step ought to be made before feeding the results of the system analysis into a computer. This concerns the restrictions which determine the circle of the acceptable solutions within the domain of all possible alternatives. The economically optimal solution must be acceptable in the view of the following restrictions:

i.) the expectable maximum of the available funds is limited by the trend of the national economy;

ii.) the minimum requirements are determined by international commitments, social interests, and scientific aspects.

By taking into account the above restrictions the purpose of the system designing may either be the fulfilling of the prescribed minimum requirements against minimum costs, or finding an optimum allocation of the available funds, i.e. to work out a solution which fulfils the minimum requirements and beyond this ensures maximal economical benefits.

In the previous points an outline is given about the conception of the investigations on designing meteorological observation systems in Hungary. At the present stage there is no possibility to give a comprising evaluation of the problem. Therefore, we proceed to give an account of certain partial results.

4. *Variances of the interpolations and areal extrapolations*

Under point 3/a a description is given about a partial task the aim of which is the estimation of the information content of the observations. The solution of this task has been reduced by formula (3) to the determination of the variances of certain calculated characteristics. In the present paper only two special examples are given about these considerations. The two examples concern the determination of the *Var* (ξ) variances for the cases of interpolations between sample points, and for the areal extrapolations.

In the course of the investigations in Hungary it became a common practice to use the so-called *structure functions* of the respective meteorological parameter field for the determination of the above mentioned variances. The structure functions $b(d)$ are defined by the following expression:

$$b(d) = \overline{[f(\vec{r}) - f(\vec{r} + \vec{d})]^2} \tag{4}$$

where: $\vec{r}$ and $\vec{r} + \vec{d}$ are the vectorial coordinates of two points with a distance d between them, and $f(\vec{r})$ means the field value of the respective parameter in point $\vec{r}$. The overbar is a convention for *ensemble averages*.

The structure functions of certain meteorological parameters are shown in *Fig. 4*. In order to facilitate comparisons the functions are devided by the respective σ^2 values. It can be seen that the structure function of the 24-hours

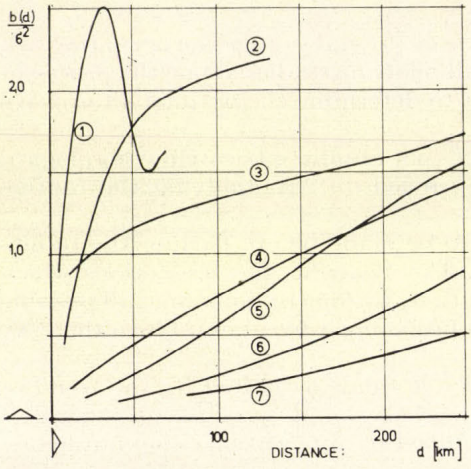


Fig. 4: Standardized structure functions of various meteorological elements *(Különféle meteorológiai elemek standardizált függvényei):* *(1)* 24 hours rainfall, June [18] *(24 órás csapadék, június)*, *(2)* Monthly amounts of rainfall July [18] *(Havi csapadékösszeg, július)* *(3)* Evaporation by day, July [31] *(Párolgás nappal, július)* *(4)* Temperature at 0600 GMT [17] *(Hőmérséklet 0600 GMT-kor)*, *(5)* Daily sunshine duration, Summer [23] *(Napfénytartam naponként, nyár)*, *(6)* Surface pressure, 1400 GMT *(27]* *(Légnyomás 1400 GMT-kor)*, *(7)* 500 mb geopotential field [24] *(500 mb geopotenciál mező)*

precipitations in June reaches the theoretical saturation value of $2\sigma^2$ very quickly at $d = 17$ km, while that of the *monthly* precipitation amounts does not hit this level before $d = 80$ km. All of the other structure functions remain far from the saturation level within the investigated range. From among of these selected curves the structure function of the 500 mb geopotential field shows the most moderate ascent, and as it is known, the saturation of this function may take place somewhere around $d = 2000$ km. It should be stressed that the curves presented in *Fig. 4* were taken from the results of early investigations, to give rather a historical survey than a reference material.

By using the structure functions it is possible to express the variances of the interpolations which are carried out between stations. The interpolation, the purpose of which is to calculate grid-point data on the basis of station data, may be expressed for a general case as a linear combination $g(r_o)$ of the field values $f(r_j)$:

$$g(\vec{r}_o) = \sum_{j=1}^{n} w_j f(\vec{r}_j) \tag{5}$$

where the $w_j (j = 1, 2, \ldots, n)$ values are the weights of the interpolation. These values are determined by the so-called "minimum-error" method [43] according to the following system of equations:

$$\left[\sum_{k=1}^{n-1} w_k \frac{(b_{jn} + b_{kn} - b_{jk})}{(b_{on} + b_{jn} - b_{oj})} - 1 = 0\right]_{(j=1, \ldots, n-1)} \tag{6}$$

The system (6) contains $n-1$ equations, and $n-1$ weights are to be determined. The value of the n-th weight is defined by formula (7):

$$w_n = 1 - \sum_{j=1}^{n-1} w_j \tag{7}$$

according to which the sum of the weights equals *one*.

The *variance* of the interpolation, carried out by formulae (5), (6) and (7), can be calculated by formula (8) as follows:

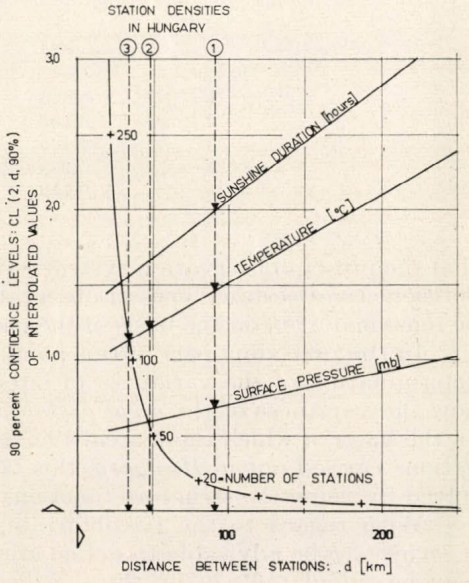


Fig. 5: 90 percent confidence levels forinterpolations between two stations *(Állomáspárok közötti interpolációk 90 százalékos konfidencia szintjei)*, Number of stations in Hungary as a function of the average station separation *(Állomások száma Magyarországon az átlagos állomás-távköz függvényében)*, Station densities in Hungary *(Hálózatsűrűség Magyarországon)*, *(1)* Main stations, daily 24 reports *(Főállomások, napi 24 jelentés) (2)* Climatological stations, daily 4 observations *(Éghajlati állomások, napi 4 megfigyelés) (3)* Climatological stations, daily 2 observations *(Éghajlati állomások, napi 2 megfigyelés)*

$$Var(n) = \sum_{j=1}^{n} w_j b_{oj} - \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{n} \sum_{k=1}^{n} w_j w_k b_{jk}, \tag{8}$$

where: b_{oj} and b_{jk} are the values of the structure function belonging to the d_{oj} and d_{jk} distances which separate the pairs of points $\vec{r}_o$, $\vec{r}_j$ and $\vec{r}_j$, $\vec{r}_k$. These values can be picked out from the curves in *Fig. .4* In case of an interpolation carried out for the *bisecting point* between *two* stations separated by the distance d, formula (8) takes the following simple appearance:

$$Var(2)_{\max} = b\left(\frac{d}{2}\right) - \frac{1}{4} b(d) \tag{9}$$

where: the index "max" reflects the supposition that the variance takes its maximum value at the bisecting point.

In *Fig. 5* the *confidence levels*

$$CL\,(2, d, 90\%) = 1{,}64\sqrt{Var(2)_{\max}} \tag{10}$$

are given in the function of the distance d. It can be seen from these curves that by decreasing distances the variance almost linearly decreases while the number of the stations in the network quadratically increases. Simultaneously,

the costs should as well increase quadratically, and therefore, steeply growing sacrifices are required if the information content of the observations is intended to be increased. On the basis of this relationship one may immediately draw conclusions concerning the rational areal density of the measurements of the various meteorological parameters. In *Fig. 5* vertical dashed lines mark the respective densities of certain station types belonging to the present meteorological observation system in *Hungary*. No doubt that without the complex analysis outlined under *Point 3* it is impossible to make a definite statement

TABLE I — I. TÁBLÁZAT

Values of the w_μ weighting factors — A w_μ súlytényezők értékei

μ	w_μ	μ	w_μ
1	0,045	6	—0,069
2	0,101	7	—0,053
3	0,165	8	—0,033
4	0,239	9	—0,013
5	0,118	10	—

that the present observation system is the optimum. Nevertheless, the apparent deficiencies of certain types of observation and the overgrowth of others could be remedied even on the basis of the partial studies made up to now.

In the preceding part of this point a brief description was given about the determination of the variances of interpolations. It may be shown, similarly, how the variances of the *areal averages* depend on the density of the stations, on the basis of which these areal averages have been calculated. In the investigations carried out in *Hungary*, this task, just as the preceding one, has been solved by using the structure functions [18, 19, 36, 40, 44].

With regard to the possibility of very irregular network configurations it seemed to be advisable to define areal averages as weighted averages which may be calculated e.g. by the so-called "polygon method". The variances of such averages were expressed by a formula containing six terms of simple and double areal integrations [40]. These areal integrations may be determined for arbitrary configurations by applying the computer program "MONTE – CARLO – 2" which has been worked out specially for this purpose.

The details of the above-mentioned calculations cannot be expanded in the present paper. Therefore, we proceed to show a simple working formula, which – strictly speaking – is limited to the case of a regular *60*-degree rhombic network of stations:

$$Var(n, A) \cong \frac{1}{n} \sum_{\mu=1}^{10} w_\mu b\left(\frac{\mu}{5} R\right) \tag{11}$$

where: A = the investigated area, n = the number of the stations, R = the average distance between the center and the perimeter of a regular hexagon drawn around a station of the network (the hexagons must be congruent all over the network), μ = the index of the summation, and w_μ = weighting factor the values of which are given in *Table I*.

In case of *gaussian* stationary stochastic planar functions the confidence levels of the areal averages may be expressed by the variances $Var\ (n, A)$. The *90*-percent confidence levels e.g. are given as follows:

$$CL\ (n, A, 90\%) = 1{,}64\sqrt{Var\ (n, A)}. \tag{12}$$

In *Fig. 6* the *90*-percent confidence levels of *monthly areal rainfall depths* in *July* are given for the region east of the *Tisza* river, in per cents of the average values. A shaded area shows the *80 – 100 stations per 10.000 km*^{2} interval of station densities which corresponds to the density of the present raingauging network in Hungary. A dashed line marks the density of the "synoptic" rainfall stations transmitting daily telegraphs to the national center. On the basis of this figure it can be inferred that e.g. for a catchment area of some 5000 km^2 there are about *7* stations to transmit daily telegraphs, and by using the data

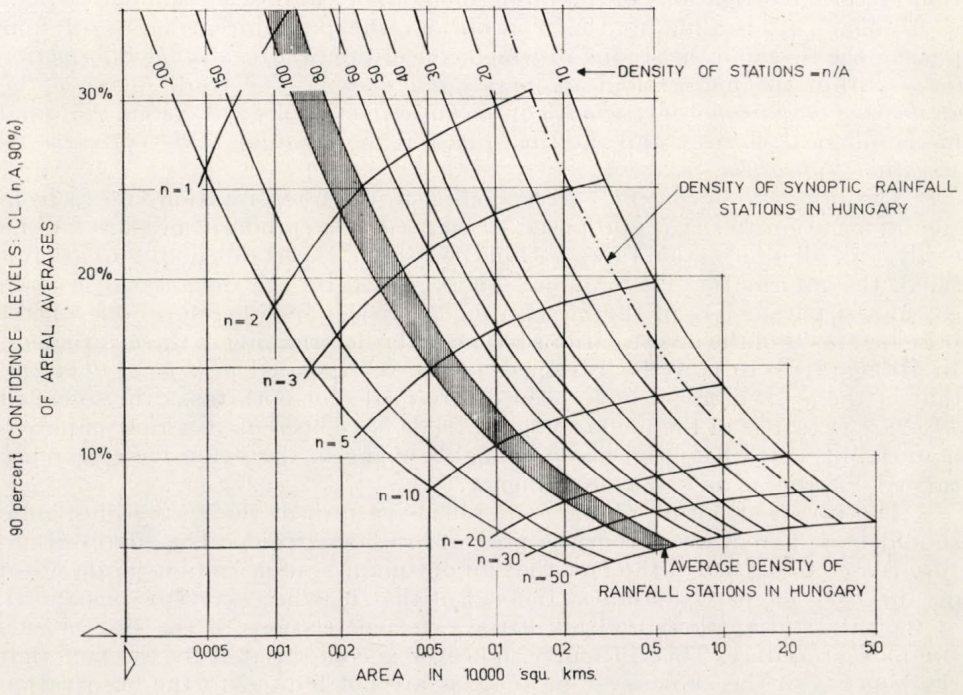


Fig. 6: 90 percent confidence levels for areal averages of monthly rainfall amounts in per cents of the calculated averages

6. ábra: *Havi csapadékösszeg területi átlagainak 90%-os konfidencia szintjei a számított átlagok százalékaiban.*

of these stations the monthly areal rainfall depths for the catchment may be determined to an accuracy of 17 percents. If the data of all other stations (altogether some 50 stations) are used, the *90*-percent confidence level of the monthly areal rainfall depths should remain below *5* percents of the calculated value. As it is seen, this increasing of the accuracy has been achieved by increasing the number of the stations seven times. Here again we find the relationship according to which: double accuracy requires the quadruple of the costs.

It is reasonable that the indicated strong interrelation between the additional costs of establishing new stations and the achieved surplus of information immediately provides certain basis for the determination of the rational station density. However, it is to be stressed repeatedly that the increasing of the economical efficiency of the entire meteorological operational system remains to be the fundamental aim. Therefore, an additional cost may be fully justified

by the expectable economical benefits even if the surplus of the information – content of the observations seems to be small. Thus only the complex economical analysis of the entire meteorological system may give accurate and reliable answers to the problems of planning an optimum observational subsystem.

5. *Conclusions*

In the first part of this study an outline has been given about the conception of the investigations on planning meteorological observation subsystems in Hungary. According to this conception, the procedure consists of four phases, the first and the second of which concern the *analysis of the information flows* within the meteorological operational system. The third phase is the *analysis of the economical efficiency* of the entire meteorological system (national meteorological service), and the final phase is the *planning of the optimum observation subsystem.*

The *information content,* corresponding to the interpretation known from the information theory, is proposed to be used as a standard measure for the analysis of all information flows within the system. If certain conditions are fulfilled, the information content may be expressed by the *variances* of certain calculated parameters of the meteorological fields, and therefore, one of the principal tasks of the investigations has been the determining of these variances. In Hungary up to now the variances of the interpolated *grid-point data* and that of the *areal averages* have been determined. For both tasks the so-called *structure functions* of the meteorological fields have been used, a rich empirical material of which has been made available owing to the extensive researches carried out abroad as well as in Hungary.

The involved nature of the comprehensive task of the system designing should be apparent even from the present brief description. This involved nature is a consequence of the fact that an optimum system cannot be designed on the basis of partial studies. Instead of that it is necessary to consider all of the information flows and all of the external relations of the system in a complex procedure. This difficulty, however is compensated by the fact that the benefits of the above system analysis are not limited to the observation subsystems but they are extended over a wide range of other meteorological activities. This latter point of view gives the motivation why the researches on network planning in the Hungarian Meteorological Service have been urged, although the traditional observation network generally satisfied the requirements.

To conclude, it is to be repeatedly stated that at the present stage of the researches only partial results are at our disposal for the solution of the entire problem. It is evident that in the course of further researches the necessity of minor modifications in the outlined conception may arise, however, this is a problem of secondary importance for the time being when the central task is the collection and the processing of the basic data concerning the information flows and the economical efficiencies of the meteorological operational system.

REFERENCES

[1] *Drozdov, O. A.*, 1936: A method of establishing a network of stations for a level region. Trudy GGO, No. 12.

[2] *Kolmogorov, A. N.*, 1941: Local structure of turbulence in incompressible viscous fluids by very high Reynolds – numbers. DAN U.S.S.R. Vol. 30. No. 4.

[3] *Obuhov, A. M.*, 1941: On the distribution of the energy in the spectrum of turbulent flows. Izv. AN U.S.S.R. ser. Geogr. and Geophys., No. 4–5.

[4] *Drozdov, O. A.*, Shepelevskij, A. A., 1946: The theory of the interpolation of meteorological elements in a stochastic field and its applications to questions of weather maps and network rationalization. Trudy NIU GUGMS, Series I, No. 13.
[5] *Drozdov, O. A., Shepelevskij, A. A.*, 1947: Rational arrangement of hydrometeorological station networks. Trudy GGO, No. 4.
[6] *Judin, M. I.*, 1950: Certain problems of the theory of meteorological fields. Trudy GGO, No.19.
[7] *Judin, M. I.*, 1952: Application of the statistical theory of turbulence for the simplification of the equations of atmospheric dynamics. Trudy GGO, No. 33.
[8] *Obuhov, A. M.*, 1954: Statistical description of continous fields. Trudy Geophys. Inst. AN U.S.S.R. No. 24.
[9] *Kohler, M. A.*, 1958: Design of Hydrological Networks. WMO Technical Note No. 25.
[10] *Eliassen, A. et. al.*, 1960: Upper air network requirements for numerical weather prediction. WMO Technical Note No. 29.
[11] *Bessemoulin, J. et. al.* 1960: Rapport préliminaire de Groupe de travail de la Commission de météorologie synoptique sur les réseaux. WMO Technical Note No. 30.
[12] *Gandin, L. S.*, 1961: On the principles of the rational distribution of station networks. Trudy GGO, No. 111.
[13] *Gandin, L. S.* 1963: Objective analysis of meteorological fields. Gidrometeoizdat, Leningrad.
[14] *Mashkovich, S. A.*, 1964: Some questions of planning the distribution of aerological stations in the light of the requirements of the objective analysis of aerological observations. Proc. symp. numerical methods of weather forecasting. Gidrometeoizdat. Leningrad.
[15] *Gruza, G. V.* 1965: Integral characteristics of the general atmospheric circulation. Gidrometeoizdat, Leningrad.
[16] *Czelnai., R., Dési, F., Rákóczi, F.*, 1963: On the principles determining the density of the network of meteorological stations. Időjárás, Vol. 67. No. 1.
[17] *Czelnai, R., Dési, F., Rákóczi, F.*, 1963: On the determination of the rational density of the temperature measuring network. Időjárás, Vol. 67. No. 3.
[18] *Czelnai, R., Dési, F., Rákóczi, F.*, 1963: On determining the rational density of precipitation measuring networks. Időjárás, Vol. 67. No. 5.
[19] *Czelnai, R., Dési, F., Rákóczi, F.*, 1964: On determining the rational density of precipitation measuring networks. II. Időjárás, Vol. 68. No. 1.
[20] *Czelnai, R., Dési, F., Rákóczi, F.*, 1964: Determination of the rational station density in a temperature observing network. Időjárás, Vol. 68. No. 2.
[21] *Kagan, R. L.*, 1965: The accuracy of determining area averages on a basis of data of point measurements. Trudy GGO, No. 135.
[22] *Kagan, R. L.*, 1966: On assessing the representativity of pluviometric data. Trudy, GGO, No. 191.
[23] *B. Kmetykó, K., Sz, Szucsák, V., V. Ajtay, Á.*, 1965: Structura land auto-correlation functions of the areal distribution of the duration of sunshine. Időjárás, Vol. 69. No. 6.
[24] *Czelnai, R.*, 1966: On the statistical structure of meteorological fields. Gerlands Beiträge zur Geophysik. Vol. 75. No. 2.
[25] *Czelnai, R., Dési, F., Rákóczi, F.*, 1966: The information quantity as a measure of the representativity of meteorological stations. Időjárás, Vol. 70. No. 6.
[26] *Gandin, L. S. Alaka, M. A., et al.*, 1967: Design of optimum networks for aerological observing stations. WMO, WWW Planning Report No. 21.
[27] *Barát, J., Simon, J.*, 1967: Structural and autocorrelation functions of the pressure field. Időjárás, Vol. 71. No. 4.
[28] *Czelnai, R., Dési, F., Rákóczi, F.*, 1967: Structural and auto-correlation functions of the precipitation field. Időjárás, Vol. 71. No. 4.
[29] *Czelnai, R., Dési, F., Sz. Farkas, A.*, 1968: Structural functions of the monthly precipitations over Budapest. Időjárás, Vol. 72. No. 4.
[30] *Rákóczi, F.*, 1968: Statistical entropy, a characteristic of meteorological fields. Időjárás, Vol. 72. No. 5.
[31] *Czelnai, R., Szesztay, K., Rákóczy, F.*, 1968: A network for the measurement of the evaporation from water surfaces in Hungary. Időjárás, Vol. 72. No. 5.
[32] *Micheller, I., Sz. Farkas, A.*, 1968: Control of precipitation data by computer. Időjárás, Vol. 72. No. 2.
[33] *Sz. Farkas, A.*, 1969: The use of electronic computers in controlling precipitation data in Hungary. Időjárás. Vol. 73. No. 3.
[34] *Rodda, J. C., et al.*, 1969: Hydrological network design — needs, problems and approaches. Reports on WMO/IHD Projects, No. 12.
[35] *Gandin, L. S.*, 1970: The planning of meteorological station networks. WMO technical Note No. 111.
[36] *Czelnai, R.*, 1970: On the accuracy of estimated aeral averages. Trudy GGO, No. 267.
[37] *Hutchinson, P.*, 1970: The accuracy of estimates of aeral mean rainfall. IASH-Unesco, Symposium on the results of research on representative and experimental basins. Wellington (N. Z.) December 1970.
[38] *Czelnai, R., Dési, F., Szepesi, D.*, 1970: On the economical efficiency of the meteorological activities. Időjárás, Vol. 74., Special Number.
[39] *Götz, G., Szalay, G.*, 1971: A computer technique for the objective analysis of environmental conditions associated with convective processes. Időjárás, Vol. 75. No. 1—2.
[40] *Czelnai, R.*, 1971: On improving the precipitation measuring network in Lake Balaton area. Időjárás. Vol. 75. No. 3—4.
[41] *Gruza, G. V.*, 1971: Adaptive systems of the statistical analysis and prognosis in meteorology. Primenenie statistisheskih metodov v meteorologii. Trudy vsesoyuznovo sympoziuma. pp. 4—12. Gidrometeoizdat, Leningrad.
[42] *Szalay, G., Gulyás, O., Molnár, L.*, 1971: Forecasting convective activity by learning algorithms. Időjárás Vol. 75. No. 3—4.
[43] *Czelnai, R.*, 1971: Minimum-Error interpolation by structure functions. Időjárás, Vol. 75. No. 5—6.
[44] *Czelnai, R.*, 1972: Confidence levels of monthly aeral rainfall depths estimated from sample-points in Hungary. Budapest, Országos Meteorológiai Szolgálat kisebb kiadványai, No. 38.

Hideg légpárna oszcillációjának egy esete

AMBRÓZY PÁL, *Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*

A Case of the Oscillation of a Cold-Air Blanket. Calculations were executed on the oscillatory movement in the near-the-ground air layer, using the *Haurwitz* model. It was found that the altitude of the inversion forming the upper boundary of the cold layer exhibited, over Budapest, an oscillation possessing a period of about 18 hours, while the value obtained by theoretical calculation yielded a very close value (18, 75 hours).

*

Пример колебательного движения холодной воздушной массы. Используя модель *Гаурвица* автор провел вычисления для выяснения колебательного движения приземного слоя холодного воздуха, образующегося в Карпатском бассейне. Для высоты поверхности инверсии, находящейся на верхней границе слоя холодного воздуха, в этих условиях погоды над Будапештом было характерно колебание с периодом 18 час. В результате вычислений была получена очень близкая величина (18,75 час.)

*

A téli félév során hosszantartó anticiklonális időjárási helyzetekben gyakran előfordul, hogy a Kárpát-medencét 1 — 1,5 km vastagságban hideg levegő tölti ki, és efölött erős hőmérsékleti inverzió alakul ki. Ilyen esetek más földrajzilag hasonló területek fölött is előfordulnak. *Haurwitz* [1] Alaszka középső részén, Fairbanks környezetében tanulmányozta egy mindössze 5 km átmérőjű medencében a hideg levegő viselkedését. A medencét körülvevő hegyek peremén végzett megfigyelésekből kiderült, hogy a hőmérséklet menetében durván 30 perces oszcillációk mutatkoznak. Ez arra enged következtetni, hogy a hideg légpárna felszínén belső tehetetlenségi hullámok alakulnak ki.

Hazai kutatók közül *Tóth Pál* foglalkozott a hideg légpárnák felszínén kialakuló jelenségekkel, s egy érdekes esettanulmányban [2] rádiószondás adatok és a Kékestetőn végzett óránkénti meteorológiai megfigyelések alapján kimutatta, hogy rövid idő alatt (két óra) 6 — 8 °-os hőmérsékletváltozások is előfordulhatnak. Dolgozatában e jelenségre választ keresve elképzelhetőnek tartja, hogy a Kárpát-medencében a sűrű hideg légtömeg éppen úgy lengésbe jöhet, mint ahogy az edényben levő nyugvó folyadék oscillálni kezd külső erők hatására.

A jelen dolgozat szerzője 1968-ban tett külföldi tanulmányútja során *B. Haurwitz* ösztönzésére és önzetlen segítsége mellett budapesti rádiószondás adatokkal számításokat végzett az [1] dolgozatban leírt módszer alapján egy Kárpát-medencei hideg légpárnára vonatkozóan. Az akkor rendelkezésére álló adatok csak sejtetni engedték, hogy a hideg levegő valóban végezhet lengő mozgást. E dolgozatban most részletesebb analízis alá vetjük az 1968-ban vizsgált esetet, amelyről annak idején előadás hangzott el a Boulderban (Egyesült Államok), de publikációra nem került sor.

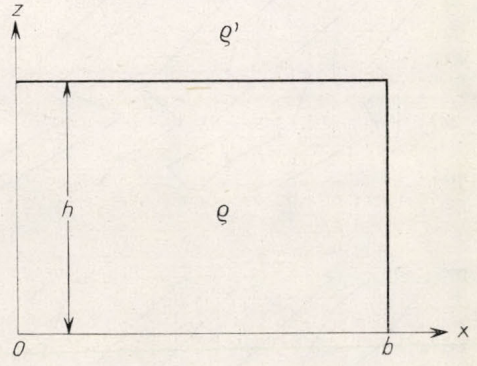
Az alábbiakban *Haurwitz*ot követve vázoljuk azt az elméleti modellt, amelynek segítségével gyakorlati számítások végezhetők hideg légtavak oszcillációs mozgásának leírására.

Tegyük fel, hogy h magasságú medence oldalfalai $x = 0$ és $x = b$-nél a vízszintes medencefenékre merőlegesek *(1. ábra)*, és az oszcilláció az x, z síkban történik. Az alsó hideg levegő sűrűsége ϱ, a felső levegőé ϱ'. Feltételezzük, hogy a légkör inkompresszibilis, így ϱ és ϱ' állandó. A felső légréteg magassága végtelen.

Ezekkel az egyszerűsítésekkel a mozgásegyenletek és a kontinuitási egyenlet az alsó rétegre az alábbi formában írhatók:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x}, \qquad \frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial z} - g \tag{1}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{2}$$



1. ábra. A számításoknál alkalmazott folyadékmodell sémája

ahol u és w a horizontális és vertikális sebességi összetevő, p a légnyomás, g a nehézségi gyorsulás. A *Coriolis*-erő hatásától a mozgás viszonylag kis térsége miatt első közelítésben eltekinthetünk. Hasonló kifejezések érvényesek a felső légrétegre.

Minthogy az áramlás (2) szerint divergenciamentes, a sebességi összetevők kifejezhetők az áramfüggvénnyel:

$$u = -\frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad \text{és} \quad w = \frac{\partial \Psi}{\partial x}$$

A (2) egyenlet megoldását

$$\Psi = (K_1 e^{\alpha z} + K_2 e^{-\alpha z}) \sin \alpha x \cos \beta t \tag{3}$$

alakban kereshetjük, ahol β a frekvencia, $\tau = 2\pi/\beta$ a rezgésidő, K_1 és K_2 integrációs állandók. Ha a medence mindkét végén zárt, akkor u-nak $x = 0$-nál és $x = b$-nél el kell tűnnie. Ezért

$$\alpha = \frac{n\pi}{b} \qquad \text{ahol } n = 1, 2, 3 \ldots\ldots$$

Ha a medence $x = b$-nél nyitott, u-nak maximuma van itt, hiszen a levegő szabadon folyhat ki és be. Ekkor

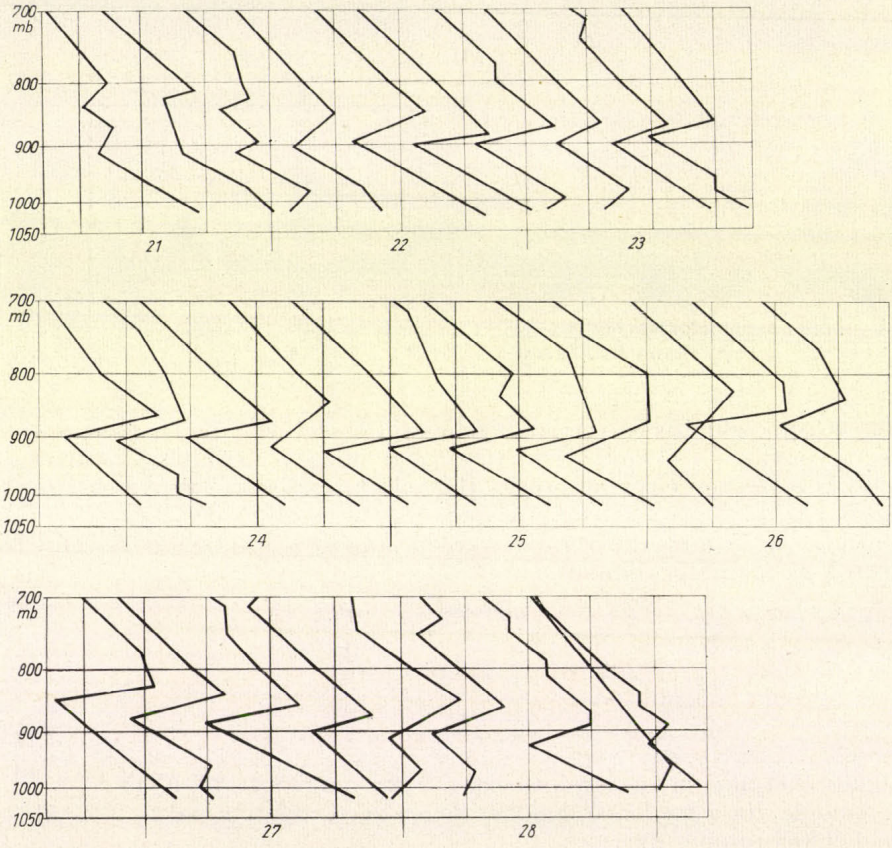
$$\alpha = \left(n - \frac{1}{2}\right)\pi/b \qquad \text{ahol } n = 1, 2, 3 \ldots\ldots$$

Mindkét esetben az alaphullámot $n = 1$-nél kapjuk.

A levezetés további részleteinek mellőzésével csak azt a végformulát emeljük ki, amelyet a gyakorlati számításoknál felhasználtunk. Zárt medence esetére a rezgésidőt az alaphullámra a

$$\tau = \sqrt{\frac{\overline{T}}{g(T'-T)} \cdot \frac{1}{h}} \quad 2b \tag{4}$$

kifejezés adja meg, ahol T' a felső, T az alsó légréteg hőmérséklete, $\overline{T}$ pedig a középhőmérséklet. A formula tanulmányozása után rögtön kiderül, hogy a rezgésidő nagyságát elsősorban a $T'-T$ hőmérsékletkülönbség határozza meg, a többi paraméter változékonysága ehhez képest lényegesen kisebb.

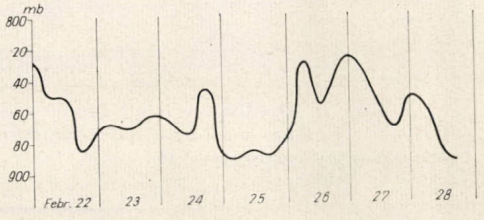


2. ábra. A hőmérséklet vertikális eloszlása Budapest fölött 1961. február 21. 12^h-tól márc. 1. 0^h-ig

Haurwitz modelljét az 1961. február végén kialakult, hosszantartó hidegpárnás helyzetre alkalmaztuk. Február 13-án Közép-Európában a talaj közelében anticiklon alakult ki. Maximális kiterjedését és intenzitását február 17-én érte el, amikor szinte egész Európára kiterjedt, középpontjában — Magyarország fölött — 1040 mb-os nyomással. Ezután hazánk az anticiklon délnyugati szektorába került, de a légnyomás továbbra is 1030 mb fölött maradt. Ez a képződmény február 28-án épült le, ekkor a Kárpát-medence időjárása fokozatosan egy Németország fölött elhelyezkedő ciklon hatása alá került. A talajközeli hőmérséklet a Kárpát-medencében átlag körüli volt, így kizárólag a talajközeli hőmérsékleti megfigyelések alapján szigorú értelemben nem beszélhetünk hideg légpárnáról. Egyéb hatásai azonban — a nagy ködgyakoriság és a hosszú ideig

tartó St felhőzettel való borítottság – nem hagynak kétséget afelől, hogy a légkör magasabb rétegeiben melegebbnek kellett lenni, tehát egy relative hideg légréteg borította a medencét. Valóban, az 500/1000 mb-os relatív topográfia 531 gpdm-es klimatológiai átlagértékével szemben a február 22–28. közötti időszak átlagértéke 538 gpdm, de még kifejezőbb, ha az inverzió fölött levő 800 mb-os felület hőmérsékleti viszonyait tekintjük: itt az egy hetes időszak során átlagosan 4°-os pozitív anomáliákat találunk.

A *Haurwitz*-féle formula alkalmazhatóságának egyik előfeltétele, hogy a



3. ábra. Az inverziós felület magasságának változása (mb-ban) 1961. február 22-től 28-ig

légkör az inverziós réteg alatt és fölött közelítőleg nyugalomban legyen. Ez a feltétel teljesült, hiszen az időszak nagy része alatt a troposzféra alsó 2 km-es rétegében csak 0–3 m/sec-os szélsebességet észleltek Budapest fölött, mindösszesze 26-án és 28-án mértek 5–7 m/sec-ot.

Az inverziós réteg Budapest fölötti elhelyezkedését február 21–28. között a *2. ábra* mutatja. Az ábrán összevontan tüntetjük fel a hat órás időközönként végzett magaslégköri megfigyelések alapján a vertikális hőmérsékleti profilt. A függőleges egyenesek az ábrán kettős szerepet töltenek be. Egymástól vett „időbeli" távolságok 6 óra, ugyanakkor mindegyik egyenes az időbelileg hozzátartozó hőmérsékleti görbe számára a 0°-os, a tőle balra fekvő a −5°-os, a jobbra fekvő pedig a +5°-os izotermát jelenti. Látható, hogy az inverzió alsó és felső határa közötti hőmérsékletkülönbség 22-e és 28-a között mindig meghaladja a 2°-ot, egy esetben 8°-ot is elért. Az inverziós réteg magasságváltozásai következtében jelentős lokális hőmérsékletváltozások léptek fel. Így pl. a 850 mb-os felületen – anélkül, hogy a 2 km-es szint fölött bármilyen hőmérsékletváltozás történt volna – febr. 26-án 18 és 24 óra között 7°-os hőmérsékletcsökkenés lépett fel. Egy másik eset: 28-án 6 és 12 óra között 900 mb-on 5,5°-os melegedés történt. Minthogy az ábrából is láthatóan az inverziós réteg csaknem mindig a 900 mb-os szint fölött volt, az ország legmagasabban fekvő kékestetői megfigyelőállomásán jelentős hőmérsékletingadozások nem mutatkoztak.

A *2. ábrán* február 22. 12 óra és február 28. 12 óra között látható 25 hőmérsékleti profil alapján kíséreltük meg a hideg légpárna oszcillációjának rezgésidejét kiszámítani a (4) formula segítségével. A számításoknál T'-t az inverziós réteg felső, T-t az alsó határán mért hőmérséklettel azonosítottuk, h-nak az inverziós réteg közepének talajfelszín fölötti magasságát, b-re pedig 500 km-t vettünk, ami durván megfelel a Kárpát-medence szélességének. Ezekkel a kiindulási paraméterekkel a rezgésidőre 25 eset átlagában 18,75 órát kaptunk, míg az esetek gyakorisági eloszlását az alábbi táblázat mutatja:

rezgésidő (óra)	<14	14–18	18–22	22–26	>26
esetek száma	2	9	8	4	2

A számítás helyességének ellenőrzésére grafikusan ábrázoltuk az inverzió felső határának magasságváltozását *(3. ábra)*. Az ábra tanulmányozásából ki-

tűnik, hogy ez a felület valóban 18 óra körüli periódushosszú magasságingadozásokat mutat, tehát a számítások a ténylegesen megfigyelttel közel megegyező eredményt szolgáltatnak.

Arra vonatkozóan sajnos semmi támpontunk nincs, hogy a hideg légpárna oszcillációja milyen irányú vízszintes tengely mentén történt, mert nem állt rendelkezésünkre a Kárpát-medence térségéből megfelelő gyakoriságú magaslégköri megfigyelés a budapestin kívül. Hasonlóan, a kisebb periódusú ($n = 2, 3, \ldots$) hullámösszetevők létezéséről sem győződhetünk meg, mert az észlelések gyakorisága határt szab a 12 óránál rövidebb hullámok felfedésének.

IRODALOM

[1] *Haurwitz, B.:* Oscillations in a basin of cold air. (Kézirat, 7 old. évszám nélkül)

[2] *Tóth P.:* Érdekes jelenség a hideg légpárna felső határán. Légkör (Az Orsz. Meteor. Szolg. Szakmai tájékoztatója) XIV. évf. 1. 1969.

A területi forrás általánosított modellje*

SZEPESI DEZSŐ, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Generalized Model for Area Sources. To estimate the rate of dispersion of emissions originating from area sources a generalized model is presented. For practical applications of the theoretical results, the determination of the initial dispersion coefficients σ_{yo} and σ_{zo} are necessary. These initial dispersion coefficients can be determined by either parametric measurements, observations or estimations. For these determinations the paper recommends parametric methods of different accuracy.

*

Обобщённая модель областного источника загрязнения. Настоящее изучение показывает обобщенную модель с целью определения меры разжижения эмиссией — происходящихся из областного источника. Для использования теоретических результатов на практике, необходимо конкретное определение начальных коэффициентов дисперсии σ_{yo} и σ_{zo}. Начальные коэффициенты дисперсии можно определить путем параметрических измерений, наблюдений, или оценок. Статья занимается параметрическими методами, с разной точностью.

*

1. *Bevezetés*

A levegőszennyeződés jelenlegi fokának csökkentését, illetve a levegőtisztaság védelmét szolgáló hatósági intézkedések indokolt mértékének tisztázásához szükség van a különböző típusú légszennyező forrásokból kikerülő emissziók és a talajközelben keletkező koncentrációk — az immissziók — kvantitatív összefüggésének meghatározására. A légszennyező források három főbb csoportba sorolhatók, *1.* a pontforrásnak tekintendő magas kémények, *2.* a területi forrásnak veendő nagyszámú, alacsonyan elhelyezkedő kémények, kürtők, szellőzőnyílások és *3.* a vonalforrásként kezelendő mozgó gépjárművek.

A pontforrások által kibocsátott emisszió és a környezetükben keletkező immisszió közötti összefüggés vizsgálata az utóbbi 10 évben folytatott kutatások során tisztázottá vált annyira, hogy e probléma első közelítésben megoldottnak tekinthető (*Szepesi* 1967, 1969). A területi források kérdésével azonban, csak az utóbbi években kezdett *Turner* (1964) foglalkozni. A területi források szélesebb körű vizsgálatának eredményeiről *Roberts* számolt be 1970-ben. Jelen tanulmány a fenti vizsgálatok eredményeinek általánosítását tartalmazza és egyben gyakorlati problémákra való alkalmazásának módszerét mutatja be.

2. *Pontforrásokra vonatkozó vizsgálatok főbb eredményeinek áttekintése*

Ha magasan fekvő és folyamatosan emittáló pontforrásból gázokat, vagy 10 mikronnál kisebb átmérőjű részecskéket bocsátunk a levegőbe, azokat az átlagos szél elszállítja, a turbulens örvények pedig diffundálják. Mivel turbulens mozgásban a pillanatnyi sebességek szabálytalan és véletlen fluktuációk, a gyakorlatban csak a statisztikai tulajdonságok ismerhetők fel és vehetők vizsgálat alá. Magas pontforrásból emittált légszennyező anyagok hígulási viszonyainak elméleti vizsgálatához a következő idealizáló feltételezések szükségesek:

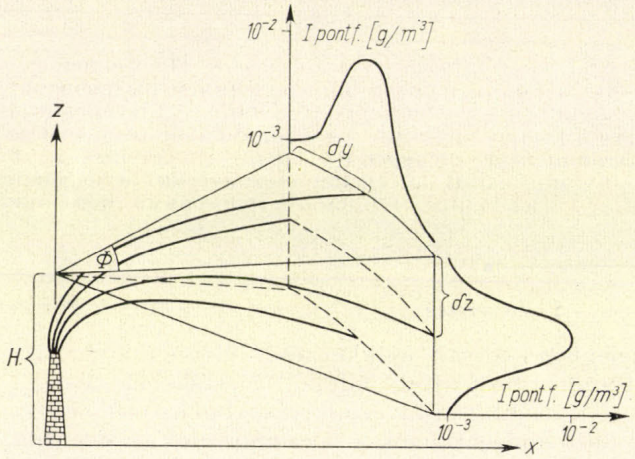
a) Tekintsünk derékszögű koordináta rendszert, melynek X tengelye

* Készült az Építésügyi és Városfejlesztési Minisztérium 423/1971/E—8/17 sz. megbízásából

az átlagos szél irányában, Y tengelye a horizontális síkban a szélre merőlegesen és Z tengelye függőlegesen helyezkedik el *(1. ábra)*.

b) A szennyezőanyag X irányban az átlagos széllel helyeződik át. Az X irányban történő diffúziót elhanyagoljuk, mert hatása a szél általi elszállításhoz képest jelentéktelen.

c) A forrástól mért x távolságnál az Y és Z irányokban a szennyezőanyag koncentrációja *Gauss*-féle eloszlást mutat. Ennek következtében a füstszázló szélre merőleges és vertikális kiterjedése a $\sigma_{y\ pontf.}$ [m] és $\sigma_{z\ pontf.}$ [m] szórások segítségével határozható meg.



1. ábra: A pontforrás modellje

d) A felszín érdekességi elemeiről feltételezzük, hogy véletlen eloszlásúak, mely a horizontális síkban homogén turbulenciát eredményez.

e) A turbulenciát stacionáriusnak tekintjük, azaz a teljes örvényes energiában, illetőleg a spektrumban nincsenek időbeli változások.

f) Tekintsük a talajt tökéletes visszaverő felületnek, azaz tételezzük fel, hogy $z = h$ magasságnál levő tényleges forrás mellett $z = -h$ magasságnál egy látszólagos forrás van.

Legyen $I_{pontf.}\ (x, y, z)$ [g/m³] az x, y, z pontnál a koncentráció, $E_{pontf.}$ [g/sec] az emisszió mértéke, $\overline{u}_h$ [m/sec] a kémény magasságában az átlagos szélsebesség, H [m] az effektív kéménymagasság. A fenti tényezők közötti összefüggést a turbulens diffúzió következő egyenlete adja:

$$I_{pontf.}(x, y, z) = \frac{E_{pontf.}}{2\pi\ \sigma_{y\ pontf.}\ \sigma_{z\ pontf.}\ \overline{u}_h}\left[exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma^2{}_{y\ pontf.}}\right)\right]$$
$$\cdot\left[exp-\frac{(z-H)^2}{2\sigma^2{}_{z\ pontf.}}+exp-\frac{(z+H)^2}{2\sigma^2{}_{z\ pontf.}}\right] \qquad (1)$$

$z = 0$ esetében $I_{pontf.}\ (x, y, o)$ talajközeli koncentrációra

$$I_{pontf.}\ (x, y, o) = \frac{E_{pontf.}}{\pi\sigma_{y\ pontf.}\ \sigma_{z\ pontf.}\ \overline{u}_h}\left(exp-\frac{y^2}{2\sigma^2{}_{y\ pontf.}}\right)\left(exp-\frac{H^2}{2\sigma^2{}_{z\ pontf.}}\right) \qquad (2)$$

egyenletet kapjuk.

A (2) diffúziós egyenlet megoldásához ismernünk kell a $\sigma_{y\ pontf.}$ és a $\sigma_{z\ pontf.}$ turbulens diffúziós együtthatóknak az x szélalatti távolságtól, illetve az S lég-

köri stabilitás mértékétől való függését, melyet *Cramer* (1959) terepmérései alapján (*Pasquill* 1962 és *Szepesi* 1967) határoztak meg *(I. táblázat)*. Ezen terepmérések a füstszázló következő geometriai tulajdonságát fedték fel *(1. ábra)*.

$$\delta y = 2{,}15\ \sigma_{y\ pontf.} \quad \text{és}$$

$$\delta z = 2{,}15\ \sigma_{z\ pontf.},$$

azaz a füstszázló tengelyénél mérhető koncentráció egytizedével megegyező

I. TÁBLÁZAT

A turbulens szóródás $\sigma_{y\ pontf.}$ horizontális és $\sigma_{z\ pontf.}$ vertikális koefficiensének értékei a pontforrástól való x távolság és az S légköri stabilitás mértékének függvényében

Pontforrástól való x távolság [m]	Légköri stabilitás mértéke S													
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
	$\sigma_{y\ pontf.}$ [m]							$\sigma_{z\ pontf.}$ [m]						
100	4	6	8	10	13	16	23	1	2	3	4	5	6	10
150	6	8	10	15	18	23	30	2	3	4	5	7	10	16
200	8	12	15	19	25	30	46	3	4	5	7	9	13	23
250	10	15	18	25	30	38	58	4	5	6	8	11	17	32
300	12	18	22	29	38	48	69	4	6	8	10	13	20	40
350	14	20	25	32	41	50	75	5	7	9	11	15	25	52
400	16	22	29	37	48	60	88	6	8	10	13	17	29	67
450	18	26	34	42	54	70	100	7	9	11	14	19	34	83
500	20	28	38	47	60	75	112	7	10	12	16	21	38	103
600	24	34	43	56	70	90	137	8	11	14	18	25	47	143
700	27	39	50	64	81	105	158	10	13	16	21	28	56	195
800	30	44	58	72	93	120	172	11	14	18	23	32	66	265
900	34	49	62	83	104	140	200	12	16	20	26	35	76	345
1000	39	53	70	88	120	150	215	13	17	21	28	38	86	440
1200	42	60	80	100	140	174	240	15	20	25	32	45	110	680
1400	49	70	89	122	156	195	270	17	22	28	36	52	135	1000
1600	54	82	100	138	170	220	315	18	24	31	40	58	160	1500
1800	62	90	120	155	195	250	380	20	26	33	44	65	200	3000
2000	70	100	140	172	220	280	410	21	28	36	47	70	230	7000
2500	84	128	163	205	265	350	500	24	33	41	55	84	330	7000
3000	100	150	195	250	315	410	600	27	36	46	63	97	440	7000

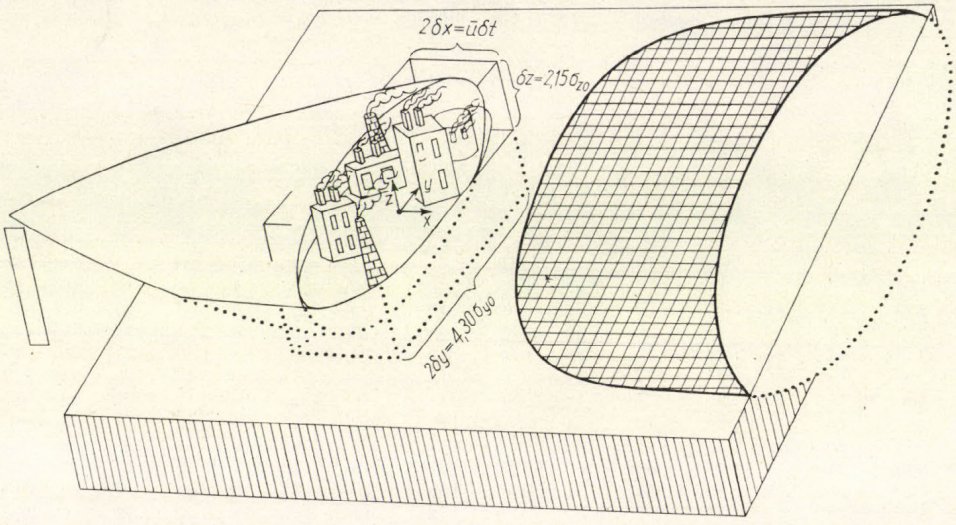
koncentrációjú helyek (gyakorlatilag a füstszázló látható határa) közötti δ_y vízszintes és δ_z függőleges távolságok a $\sigma_{y\ pontf.}$ illetve $\sigma_{z\ pontf.}$ turbulens szóródási tényezők 2,15-szörösével egyenlők.

3. *Magas pontforrásra nyert korábbi eredmények általánosítása területi forrásra*

Magas pontforrás elméleti modellje reális viszonyokra csak akkor alkalmazható, ha a pontforrás (magas kémény) a környező épületeknél legalább 2,5-szer magasabb. Amennyiben ez nem teljesül, a pontforrásból kibocsátott szennyezőanyagok a forráshoz közeli épületek által keltett mechanikus turbulencia hatása alá kerülve, a tetőszint és a talaj között *Gauss*-féle binormális eloszlás szerint átkeverednek. Ez esetben a pontforrásra nyert összefüggések magukban már nem érvényesek a módosult hígulási viszonyokra. A 2. fejezetben szereplő feltételek további kiegészülését jelenti az, ha üzemek, ipartelepek,

lakóterületek, esetleg városnegyedek légszennyező forrásainak (szellőzőnyílások, kürtők, alacsony kémények) száma túl nagy ahhoz, hogy egyenként vehetnénk figyelembe őket. Szükség van tehát a pontforrásra nyert eddigi eredmények továbbfejlesztésére, figyelembe véve a közvetlen környezet beépítettségének hatására keletkező jelentős mértékű kezdeti hígulást. A hígulás e kezdeti mértékének a szennyező objektum jellegétől függő egyértelmű, kvantitatív meghatározása, a területi forrásra vonatkozó vizsgálatok fő célja.

A fenti kiegészítő feltételeknek megfelelően a területi forrást a következőképpen definiáljuk:



2. ábra: A területi forrás modellje

Nagyszámú, viszonylag egyenletes térbeli eloszlású légszennyező források, épületek által keltett mechanikus turbulencia közvetlen hatása alatt álló emissziói, melyek kibocsátásukat követően a szél irányára merőleges és függőleges irányokban *Gauss*-féle binormális eloszlás szerint keveredtek át. Koncentrációjuk a szélre merőlegesen, vízszintesen mindkét irányban és függőlegesen felfelé csökken. Azon pontoknak a szélirány alatti tengelytől számított δ_y illetve δ_z távolsága, ahol a csökkenés mértéke a szélalatti tengelynél mérhető koncentráció 1/10-ét eléri, a vízszintes irányban $2{,}15\sigma_{yo}$, a függőleges irányban $2{,}15\sigma_{zo}$ értékekkel lesz egyenlő.

A területi forrás tehát, a kvantitatív kezelhetőség szempontjából a pontforrás olyan speciális eseteként (pszeudo pontforrás) fogható fel, ahol a pontforrásból származó emisszió geometriai jellemzői megegyeznek a területi forrás átlagos, reprezentatív kiterjedésével *(2. ábra)*. Mivel a $2\delta_y$ és a δ_z a légszennyező objektum vízszintes, illetve a függőleges irányokban vett átlagos reprezentatív kiterjedésének mértékét jelentik, a hígulás σ_{yo} és σ_{zo} kezdeti mértéke egyértelműen definiálva van.

A fentiek értelmében a 2. fejezetben pontforrásra megadott (2) egyenlet általánosítása területi forrásra úgy történik, hogy a pontforrás $\sigma_{y\ pontf.}$ illetve $\sigma_{z\ pontf.}$ turbulens diszperziós koefficienseihez a kezdeti hígulási viszonyokat figyelembe vevő σ_{yo} és σ_{zo} paramétereket hozzáadjuk.

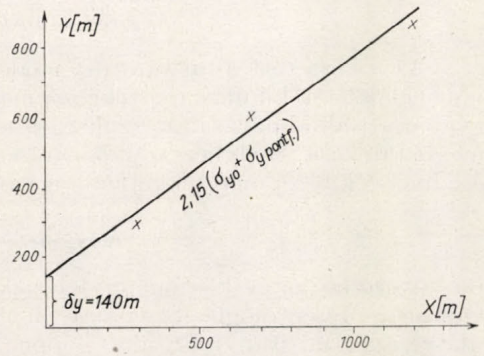
Eszerint területi forrás $E_{ter.f.}$ [g/sec] emissziója által környezetében okozott $I_{ter.f.}$ (x, y, o) immisszió mértékének meghatározására a következő egyenlet szolgál:

$$I_{ter.f.}(x, y, 0) = \frac{E_{ter.f.}}{\pi\,(\sigma_{yo}+\sigma_{y\ pont\ f.})\,(\sigma_{zo}+\sigma_{z\ pont\ f.})\,\overline{u}_h}\left[exp-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_{yo}+\sigma_{y\ pont\ f.}}\right)^2\right]$$

$$\left[exp-\frac{1}{2}\left(\frac{H}{\sigma_{zo}+\sigma_{z\ pont\ f.}}\right)^2\right]. \qquad (3)$$

4. A σ_{yo} és σ_{zo} kezdeti szóródási tényezők meghatározása

A σ_{yo} és σ_{zo} kezdeti szóródási tényezőknek a valóságot jól megközelítő, számszerű meghatározása, a területi forrásokra vonatkozó (3) formula sikeres



3. ábra: A σ_{yo} kezdeti szóródási tényező meghatározása parametrikus mérés útján

alkalmazása szempontjából döntő fontosságú. A szóban forgó tényezők meghatározhatók parametrikus mérések vagy észlelések, illetve a légszennyező objektum reprezentatív kiterjedésének becslése alapján.

4.1 *Parametrikus vizsgálatok*

4.1.1 *Parametrikus mérések.* Területi forrás hígulási viszonyainak meghatározása szempontjából objektív σ_{yo} és σ_{zo} értékeket különböző légállapotok és szélirányok esetén végzett parametrikus mérések átlagai szolgáltatnak. A σ_{yo} kezdeti szóródási tényezőt például úgy határozhatjuk meg, hogy a füstfáklya alatt a szél irányára merőleges ív mentén méréseket végzünk és a mért adatokat térképre visszük. A felvitt adatok közül azokat, melyek a füstfáklya tengelye alatti koncentráció 1/10-ével egyeznek meg, egyenes vonallal össze-

II. TÁBLÁZAT

A σ_{yo} és a σ_{zo} kezdeti szóródási tényezők értékei a területi forrás reprezentatív hosszának (2 δy), *illetve magasságának* (δz) *függvényében*

2 δy, ill. δz [m]	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	60	70	80	90
σ_{yo} [m]	1	2	3	5	6	7	8	9	10	12	14	16	19	21
σ_{zo} [m]	2	5	7	9	12	14	16	19	21	23	28	33	37	42
2 δy, ill. δz [m]	100	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700	800	900	1000
σ_{yo} [m]	23	35	47	58	70	81	93	105	116	140	163	186	209	232
σ_{zo} [m]	47	70	93	116	140	163	186	209	233	279	326	372	419	464

kötjük *(3. ábra)*. A 2,15 ($\sigma_{yo} + \sigma_{ypont\,f.}$) egyenes által az Y tengelyből lemetszett távolság adja δy-t, mely adott példánknál 140 m. Ez esetben $2\delta y$ = 280 m és σ_{yo} = 65 m lesz.

4.1.2 *Parametrikus észlelések.* Látható emisszió esetén a területi forrás σ_{yo} és σ_{zo} kezdeti szóródási tényezőit a füstfáklya oldalról, illetve repülőgépről történő függőleges észlelése vagy fényképezése alapján határozhatjuk meg a *2. ábra* segítségével.

4.1.3 *Parametrikus becslések.* Ha sem mérési, sem észlelési adat nem áll rendelkezésre, a σ_{yo} és σ_{zo} kezdeti szóródási tényezők megállapítását a területi jellegű légszennyező objektum kibocsátásban résztvevő, illetve átkeveredést előidéző épületeinek reprezentatív méretei alapján végezzük. A kezdeti szóródási tényezőknek a *2. ábra* szerint becsült értékeit *II. táblázatunk* tartalmazza.

5. *Eredmények összefoglalása*

Az ismertetett általánosított modell alkalmas a területi forrásokból származó emissziók hígulási mértékének meghatározására. Az elméleti eredmények gyakorlati alkalmazásához szükséges a σ_{yo} és σ_{zo} kezdeti szóródási tényezők meghatározása, melyhez szerző parametrikus módszereket ajánl. Az elméleti eredmények terepmérésekkel való igazolása folyamatban van.

Köszönetnyilvánítás

A szerző hálás köszönetét fejezi ki *Dési Frigyes* egyetemi tanárnak, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnökének, akinek személyes ösztönzésére, illetve szakmai irányítása alatt, éppen 10 évvel ezelőtt, 1962-ben indult meg Magyarországon a meteorológia egyik új ágának, a légszennyeződés-meteorológiának a dinamikus meteorológia egzakt elméleti-fizikai alapjából kiinduló kutatása.

IRODALOM

Cramer, H. E. (1959): A Brief Survey of the Meteorological Aspects of Atmospheric Pollution. Bull. of the Amer. Met. Soc. Vol. 40. No. 4. 165—171.

Pasquill, F. (1962): Atmospheric Diffusion. D. Van Nostrand Company LTD. London. 297.

Roberts, J. J. et alii (1970): A Model for Simulation of Air Pollution Transients. Second International Clean Air Congress, Dec. 6—11, 1970, Washington, D.C.

Szepesi D. (1967): Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon. Orsz. Met. Int. Hivatalos Kiadványai XXXII. kötet, 168 o.

Szepesi D. (1969): Grafikus módszer a gázemisszió megengedhető mértékének meghatározására. Időjárás, 73. évf. 6. szám 351—357.

Turner, D. B. (1964): A Diffusion Model for an Urban Area. Journal of Applied Meteorology, Vol. 3, No. 1. pp. 83—91.

On the Contribution of Released Latent Heat to Development of Synoptic-Scale Atmospheric Motions*

G. GÖTZ, *Central Forecasting Institute, Budapest*

A latens hő felszabadulásának szerepe a szinoptikus skálájú mozgásrendszerek fejlődésében. A dolgozat első része áttekinti azokat a megfontolásokat, amelyek alátámasztják, hogy a latens hő felszabadulásának szerepe nem elhanyagolható a légköri mozgások egyik skáláján sem. Dinamikai és energetikai számítást mutat be, amelyek igazolják a kondenzációs hő regulatív szerepét a szinoptikus skálájú mozgásrendszerek fejlődésében és fennmaradásában. Végül egy integrált kvázi-geosztrofikus, háromszintes numerikus prognosztikai modellel végrehajtott kísérletsorozatot ír le. A nyert eredmények egy gyors ciklogenezis példáján keresztül bizonyítják, hogy a kondenzáció nyomán történő latens hőfelszabadulás alapvetően meghatározza a szinoptikus skálájú nyomási mező fejlődését és a vertikális mozgások mezejének szerkezetét.

*

Роль выделения скрытой теплоты в развитии динамических систем синоптического масштаба. В первой части работы дается обзор соображений, подтверждающих, что выделением скрытой теплоты нельзя пренебречь при изучении атмосферных движений любого масштаба. Приводятся динамические и энергетические вычисления, обосновывающие регулирующую роль теплоты конденсации в развитии и сохранении циркуляционных систем синоптического масштаба. В заключение описывается серия экспериментов, проведенных с использованием квази-геострофической модели численного прогноза. При этом на примере быстрого циклогенеза подтверждается, что выделение скрытого тепла, происходящее при конденсации, в значительной мере обусловливает как развитие барического поля синоптического масштаба, так и структуру поля вертикальных движений.

*

Analysing the formation, maintenance and changes of circulation systems on different scales it is demanding to get knowledge of the factors which act as sources or sinks of kinetic energy. It is known, in general terms, that all motions in the atmosphere are formed and maintained against frictional dissipation by the system of local heat sources and sinks. As a result of these heat sources and sinks non-zero variance of density along isobaric surfaces and unstable stratification along the vertical will occur. Therefore the available potential energy of the atmosphere – which is the only source of kinetic energy in a closed system – will be positive, and the conditions for energy transformations into kinetic energy will be fulfilled.

In spite of this basic theorem of dynamic meteorology, most of what has been done in the theory of atmospheric motion has been made on the basis that motions are adiabatic and frictionless. As a ground for this assumption it may serve the conception that heat sources and friction are comparatively slow effects which do not *directly* lead to such rapid changes as are usually observed on the synoptic scale of motion within 12–24 hours. Most of the numerical models developed for atmospheric motion systems assume that the rapid change is either a result of a redistribution of pre-existing kinetic energy, or of transformation of available potential energy into kinetic energy by adiabatic processes. The pretty success of these models has made it clear that, in the first place, advective factors (the kinematic redistribution of atmospheric

* The work presented in this paper was carried out at the International Meteorological Institute in Stockholm, Sweden.

scalar fields) play a dominant role in changes of weather situations in middle latitudes, and, secondly, that on the synoptic scale of motion non-adiabatic effects generally tend to compensate each other. There can be no doubt about, however, that atmospheric models considering motions as if they were adiabatic and frictionless are incapable of explaining how the initial state with its supply of releasable energy was created, or, in other words, they are unable to solve the problem of the origin of circulation systems.

Among the non-adiabatic processes contributing to changes in the available potential energy emphasize will be put in present paper on that connected with the *release of latent heat during the condensation of water vapour*. Though energy considerations imply no indication that the importance of latent heat release would be a function of spatial, or time scale of the circulation systems, this problem is dealt with a fairly inconsistent manner on different scales of motion.

It is beyond dispute nowadays that heat transported in latent form is of vital importance for atmospheric motions on the global scale, for energy budget and general circulation of the whole atmosphere. According to *Riehl* (1954) more than 50% of the water vapour content in the atmosphere at higher latitudes originates from the trade-wind belt. Numerical studies performed by *Manabe, Smagorinsky* and *Strickler* (1965) have shown that in middle latitudes the radiative cooling is mainly counteracted by the heat released during the condensation of water vapour fed into the atmosphere in the tropics and transported polewards by the meridional circulation, and also in high latitudes heat balance is maintained partly by released latent heat.

In the life cycle of convective circulations of the order of 1 to 10 km the role of latent heat is well-known, too; in fact, cumulus and cumulonimbus convection is the form of motion systems where taking into account the heat of condensation energetically is one of the classical examples in dynamic meteorology.

Observational studies and diagnostic analyses clearly indicate that the primary energy source for the development and maintenance of tropical cyclones and hurricanes is the latent heat released by condensation in tall convective clouds around the circulation centres *(Sundqvist,* 1970). The most striking characteristic of the pre-hurricane depression as well as of the hurricane is the enormous rainfall in the region of low-level convergence. The latent heat energy released is two orders of magnitude greater than the amount needed to maintain the kinetic energy against frictional dissipation. According to *Charney* and *Eliassen* (1964) this suggests that we should look upon the pre-hurricane depression and the cumulus cell not as competing for the same energy; rather we should consider the two as supporting one another – the cumulus cell by supplying the heat energy for driving the depression, and the depression by producing the low-level convergence of moisture into the cumulus cell. It can be shown theoretically that this type of interaction does lead to a large-scale self-amplification, which has been called *conditional instability of the second kind* by *Charney* and *Eliassen* to contrast it with the conditional instability, responsible for small-scale cumulus convection.

The existence of conditional instability of the second kind has been proved by numerical experiments, too. *Charney* (1969) has shown that the character of the flow in the intertropical convergence zone depends principally on a parameter which may be defined as the ratio of the heating of an air column by condensation of the moisture pumped from the frictional boundary layer to the

cooling by adiabatic expansion in the rising air. When this parameter is below a certain critical value (which varies with the other parameters but is roughly between 1 and 4) condensation has only a small effect on large-scale motion. But when this threshold value is exceeded the effect of latent heat release becomes very large and decisively influences the entire circulation well into middle latitudes. Though it would seem logical form the examples presented above that latent heat release cannot be negligible in the development of extratropical cyclone systems and frontal circulations generally accompanied by abundant precipitation, heating due to condensation is often overlooked in studies of cyclogenesis and frontogenesis.

From a dynamical point of view, cyclogenesis may be regarded as a type of hydrodynamical instability, whereby the amplitudes of small departures from a state of unstable equilibrium are increased spontaneously and exponentially. Classical experiments with the perturbation method have revealed that in the case of cyclogenesis two types of hydrodynamical instability can be taken into consideration: the horizontal shearing instability and the frontal instability. The common feature of the perturbations attributed to these types of instability is, however, that kinetic energy of the growing disturbances is taken directly from the kinetic energy of the mean zonal current. Since the generalization of these types of cyclogenesis would be inconsistent with the energetic mechanism of the general circulation (see, e.g., *Lorenz*, 1955), individual changes in absolute vorticity are explained recently with another type of hydrodynamical instability: the baroclinic instability. According to the theory of baroclinic instability developed by *Charney* (1947), *Fjörtoft* (1950), *Kuo* (1953) and others, waves in a baroclinic current become unstable at a certain critical wavelength when the average vertical wind shear exceeds a more or less definite critical value, and the zonal available potential energy is the main energy source for the growth of the disturbances. As the critical wavelength and the critical vertical wind shear are indirectly, the zonal available potential energy is directly connected with the distribution of heat sources and sinks, it is obvious to presume that the presence, or lack, of latent heat release due to condensation can enhance, or delay, respectively, the outset of the cyclogenetic process and may be an important factor in the subsequent growth of the cyclone.

The classical theory of frontogenesis states that an atmospheric front is formed as a kinematic result of temperature advection in a pre-existing, large-scale horizontal deformation field. Recent investigations lead to assume that the role of the horizontal deformation field is to *initiate* the frontogenesis by the formation of a frontal zone, whereas the final *completion* of the frontogenetic process, and the subsequent *maintenance* of the sharp front is accomplished by another mechanism. According to *Eliassen* (1959, 1962) it is the combined effect of friction and condensation heat connected with secondary circulations in frontal zones which causes a diffuze frontal zone to develop into a sharp front within a relatively short time. Consequently, the regulative role of latent heat release is present also in the course of frontogenetical processes.

Our next concern is to show in a quantitative manner the influence of released latent heat in cyclone development. It is known that if the motion is adiabatic and frictionless, the potential vorticity

$$\xi \equiv -(\zeta + f)\frac{\partial(ln\,\Theta)}{\partial p}p_o \ [\mathrm{sec}^{-1}],\ p_o = 1000\ \mathrm{mb} \qquad (1)$$

is a conservative property for each individual air particle; in Eq. (1) ζ is the relative vorticity, f is the Coriolis parameter, Θ is the potential temperature and p is the pressure. Making use of the equivalent potential temperature and the vorticity equation, one can show that *within the regions of condensation*

$$\frac{d\xi}{dt} = -(\zeta + f)\frac{\partial}{\partial p}\left[\frac{1}{c_p T}\frac{dQ}{dt}\right] p_o \tag{2}$$

$$= (\zeta + f)\frac{L}{c_p}\frac{\partial}{\partial p}\left[\frac{d}{dt}\left(\frac{q_s}{T}\right)\right] p_o, \tag{3}$$

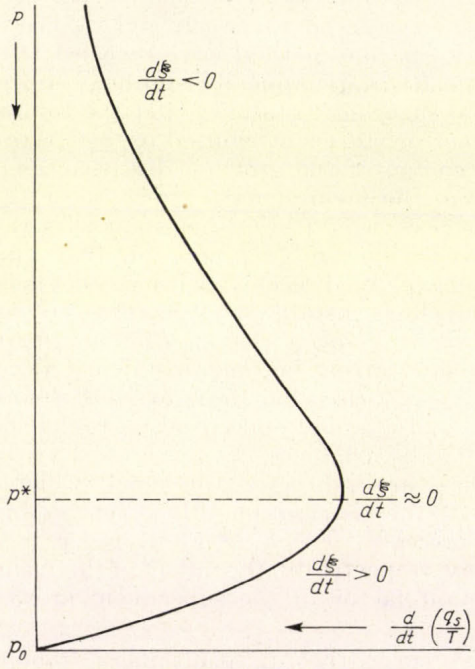


Fig. 1. Schematic illustration of the relation between the generation of potential vorticity ξ and the vertical distribution of the rate of condensation. (After *Manabe*, 1956)

where dQ/dt is the rate of latent heat release, L is the latent heat of condensation, c_p is the specific heat capacity at constant pressure, T is the temperature and q_s is the saturation mixing ratio. Eqs. (2) and (3) relate the individual change of potential vorticity to vertical distribution of the intensity of condensation, and latent heat release, respectively. According to these relations, positive potential vorticity genesis takes place in an air column below the level p^* of maximum rate of condensation, and negative potential vorticity genesis is found above the level p^*, as it is shown schematically in *Fig. 1* (*Manabe*, 1956).

The relations between potential vorticity and the wind and pressure fields can be illustrated by considering simple model experiments. From the construction of such models *Eliassen* and *Kleinschmidt* (1957) have drawn the following general conclusions. In an isolated mass with abnormal potential vorticity the hydrostatic stability as well as the absolute vorticity deviate from the normal in the same sense as the potential vorticity (the normal value of the absolute vorticity is f). In geostrophic equilibrium an air mass of relatively high potential vorticity establishes a cyclone; the strongest cyclonic rotation is met

with in the layer to which the "producing air mass" belongs. Consequently, according to hydrodynamical considerations, cyclogenetic effect is present in the layers below the level of maximum rate of condensation.

From an energetical point of view, the question can be put as follows: how do non-adiabatic processes change the level of available potential energy within a closed system? To answer this question, let us consider an area S between the isobaric surfaces p_t and p_b with a lateral boundary l. If the bar denotes areal average over an isobaric surface of area S, and the prime denotes a local deviation from that areal average, then the expression

$$A \equiv \frac{1}{2g} \int_{p_t}^{p_b} \int_{S} \frac{\alpha'^2}{\bar{\sigma}} \, dS \, dp \tag{4}$$

may be termed the available potential energy of the region, where g is the gravitational acceleration, α is the specific volume and $\bar{\sigma}$ denotes the areal average of the stability parameter

$$\sigma \equiv -\alpha \frac{\partial (ln\, \Theta)}{\partial p}.$$

Now, according to *Danard* (1966), non-adiabatic processes lead to a local change of A which can be expressed by

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \int_{S} \alpha' \, \omega' \, dS \, dp +$$

$$+ \frac{1}{c_p} \frac{R}{g} \int_{p_t}^{p_b} \int_{S} \frac{\alpha'}{\bar{\sigma}\, p} \left(\frac{dQ}{dt}\right)' dS \, dp. \tag{5}$$

It is seen that the two integrals on the right of (5) represent two opposing effects. Release of latent heat results in enhanced direct circulations by which the tendency for vertical motions (ω') to destroy existing temperature contrasts is increased; the sign of the first integral is negative. The second integral of (5) expresses the heating due to condensation and a positive contribution to the changes in the level of available potential energy. From Eq. (5) it is seen that a sufficient condition for $\partial A/\partial t$ to be positive is that

$$\int_{S} \alpha' \left[\omega' + \frac{1}{c_p} \frac{R}{p\bar{\sigma}} \left(\frac{dQ}{dt}\right)' \right] dS > 0. \tag{6}$$

In general, ω' and $\left(\frac{dQ}{dt}\right)'$ are of opposite sign. However, if everywhere

$$\left| \frac{1}{c_p} \frac{R}{p\bar{\sigma}} \left(\frac{dQ}{dt}\right)' \right| > |\omega'|,$$

then (6) will very likely hold. *Danard* has suggested that at the lower- and middle-tropospheric levels of developing cyclones release of latent heat significantly lessens th etendency for enhanced vertical motions to diminish the baroclinicity of the atmosphere. Thus heating by condensation is an important factor among the processes generating available potential energy on the scale of

extratropical cyclones, and provides a significant source of energy for cyclonic motion systems to develop and maintain against frictional dissipation.

The effect of latent heat release on synoptic-scale flow field was investigated in a direct manner at first by *Smagorinsky* (1956). He has shown that extremely large vertical motions emerge and the scale of upward motions decreases as a result of the decrease of effective static stability if one incorporates the effect of heating by condensation. This fact has revealed clearly the difficulties one would encounter whilst aiming to include non-adiabatic processes into numerical weather prediction models. According to the results of scale-analysis, namely, such intense vertical motions are inconsistent with the basic assumptions used for the geostrophic approximation in most of these models elaborated for analysing large-scale, gravitationally stable, extratropical motions. In other words, the existence of static instability invalidates the assumptions under which the equations for large-scale balanced flow are derived. It has turned out that in gravitationally unstable systems the free circulations driven by unbalanced buoyancy forces brought about by the latent heat release will grow at the greatest rate and ultimately predominate. Thus, if one resorts to numerical integration, after some time-steps the large-scale motions are found to be completely obscured by the "noise" of the unstable small-scale motions. To avoid these difficulties several methods have been proposed recently for including non-abiabatic effects indirectly into numerical forecasting models by parameterization of convective processes.

After the first attempts of predicting large-scale precipitation with numerical models, Japanese meteorologists have also focused attention to the contribution of heat released by condensation to the change in flow pattern. *Manabe* (1956) studied a case of heavy large-scale precipitation in which a considerable increase of potential vorticity occurred in the lower troposphere; this is in accordance with theoretical considerations presented above. *Manabe* found that the increase of potential vorticity predicted from heat released by condensation was of the right order of magnitude to explain the observed changes.

The importance of released heat of vaporization in dynamical processes (and, at the same time, the verification of all kinds of dynamical or energetical reasoning) can best be provided by performing numerical experiments. The basic framework of such numerical experimentation is as follows: if two forms of the same numerical forecasting model differ from each other only in the respect that latent heat release is taken into account during the integration in one form, and omitted in the other, differences found in the results would surely arise from the non-adiabatic process. Comparing these results of the model-atmosphere with the observed changes of the real atmosphere, then, we get insight into the dynamical processes involved and can decide whether the incorporation of the non-adiabatic factor in our model has led us closer to the simulation of real atmospheric development.

Up to now, relatively few attempts have been made with intention more or less analogous to that sketched above. The first experiment of this type was performed by *Aubert* (1957), more recently *Danard* (1964, 1966), and *Bullock* and *Johnson* (1971) have studied the influence of the release of latent heat on the development of extratropical flow systems. The conclusions of these studies can be summarized in the following manner.

The heat released during the condensation process has an immediate significant effect on the large-scale vertical motion field in the vicinity of the condensation. Vertical velocities can be augmented by as much as an order of magnitude

by including the effect of release of latent heat if compared with calculations provided by the ω-equation in its original form where latent heat is neglected. The greatest amplifying effect of release of latent heat on upward motions occurs at or near the level of maximum rate of condensation and falls off rapidly in the vertical at levels where no condensation is observed. Along the horizontal — radially away from the centre of condensation — upward vertical motion decreases to zero, and near the boundary of the condensation area a ring of increased downward motion is found. This increased downward motion then decreases asymptotically to zero as the horizontal distance from the condensation area increases.

In accordance with the observed vertical motion field, the horizontal convergence is greatly increased below the region of maximum condensation. Above this region, the horizontal divergence is increased. In the ring of maximum downward motion surrounding the condensation area, the horizontal divergence is increased at low levels, and the horizontal convergence is increased aloft.

Numerical experiments have revealed that latent heat influences the pressure distribution more slowly than it does the vertical motion field. 24 hours after the commencement of condensation, however, the influence of the latent heating can be noted over most of the forecast area. Release of latent heat tends to lower the heights of the isobaric surfaces in the lower troposphere and raise them in the upper atmosphere. These changes result in deepening of low-level cyclones and their movement with the centre of heaviest precipitation.

Thickness charts indicate warming in the lower troposphere and a dynamic cooling in the upper troposphere due to the latent heating. A destabilization of the lapse rate occurs in the middle troposphere.

It should be emphasized that the modifying effects of released latent heat can come into play only *after* development has begun and condensation has been achieved. Therefore one cannot say that the heat released by condensation alone initiates the development of cyclones but rather that it affects their subsequent growth by providing an important source of energy for their maintenance after their circulation is established.

In the following part of the paper some results of a simple numerical experiment will be presented to illustrate the significance of released latent heat. According to the basic concept of the experiment the set of governing equations of the same numerical weather prediction model was integrated by using three different assumptions independently from each other:

A. The effect of condensation is negligible and completely omitted (hereinafter referred to as "Experiment A");

B. The rate of condensation is proportional to the computed vertical velocity (hereinafter referred to as "Experiment B");

C. The total latent heat release in the vertical is determined from the observed surface precipitation rate, adopting arbitrary profiles on the distribution of heating along the vertical (hereinafter referred to as "Experiment C").

For the numerical experiment the integrated quasi-geostrophic three-parameter model in operational use at the Swedish Meteorological and Hydrological Institute was selected, in which sensible heat, latent heat, ground friction and topographical effects can equally be included. The governing hydrodynamical equations of the model are the vorticity equation

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \mathbf{V} . \nabla (\zeta + f) + f \nabla . \mathbf{V}, \tag{7}$$

the continuity equation

$$\nabla . \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \tag{8}$$

and the thermodynamical equation

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = - \mathbf{V} . \nabla \Theta - \omega \frac{\partial \Theta}{\partial p} + \frac{\Theta}{c_p T} \frac{dQ}{dt}, \tag{9}$$

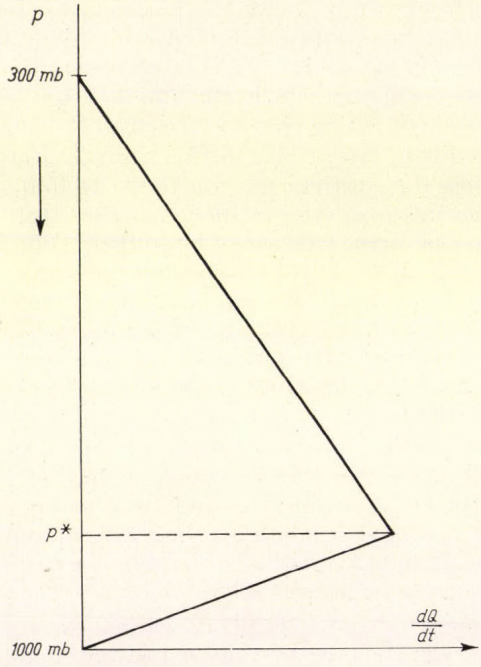


Fig. 2. Assumed vertical profile of the rate of condensation determined from the observed surface precipitation rate for experiment C

where $\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla \Psi$ everywhere except in the divergence term $\nabla \mathbf{V}$, Ψ being the stream function for the non-divergent component of velocity. For a detailed description of the model the reader is referred to *Bengtsson* and *Moen* (1971), in the following only features of the model directly related to the experiment will be outlined.

Incorporation of non-adiabatic effects into the model is accomplished through the term dQ/dt of Eq. (9). In experiment A the only non-adiabatic process in the model is the transfer of sensible heat from below over ocean areas by

$$\begin{aligned} \left(\frac{dQ}{dt}\right)_s &= (c_1 \mid \mathbf{V}_0 \mid + c_2)(T_w - T_0) \quad \text{over ocean areas if } T_w > T_0 \\ \left(\frac{dQ}{dt}\right)_s &= 0 \qquad \text{over land and over ocean areas if } T_w \leq T_0, \end{aligned} \tag{10}$$

where T_w is the sea-surface temperature, T_0 is the temperature of the overlying air, c_1 and c_2 are empirical constants. In experiment A heating due to condensation $(dQ/dt)_L \equiv 0$.

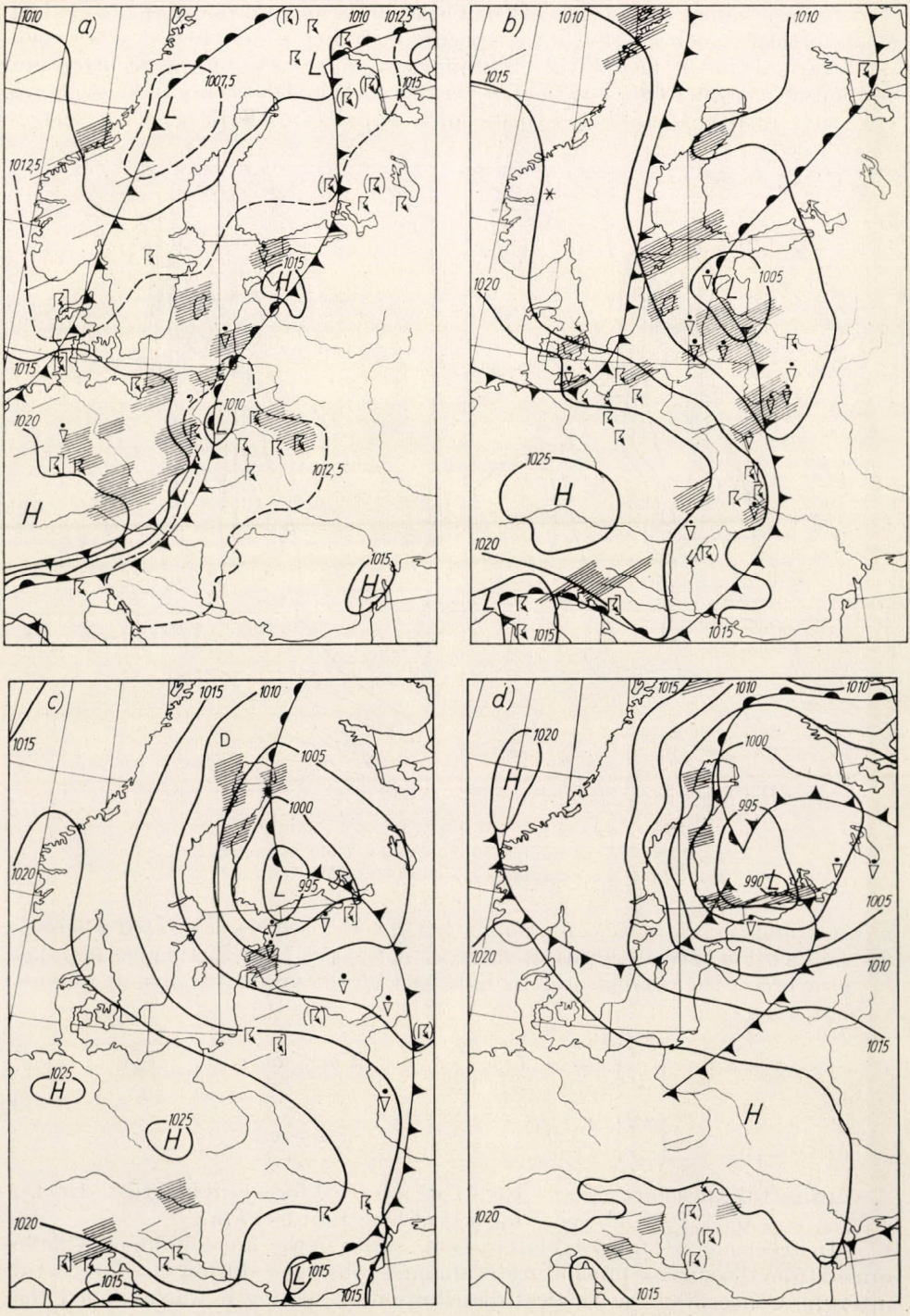


Fig. 3. Surface analyses *(a)* 1200 GMT 5 August 1967 *(b)* 0000 GMT 6 August 1967 *(c)* 1200 GMT 6 August 1967 *(d)* 0000 GMT 7 August 1967

In experiment B the rate of condensation is made proportional to calculated vertical velocity ω. Since the specific humidity is not carried as a dependent variable in the model, the only information we have on the occurrence of condensation comes from the field of vertical motion. Observations show, however, that relative humidity adjusts fairly rapidly to the large-scale vertical



Fig. 4. Observed amount of precipitation (mm) between
(a) 1200 GMT 5 August 1967 and 1200 GMT 6 August 1967
(b) 1200 GMT 5 August 1967 and 0000 GMT 7 August 1967

motion, and therefore we can assume that the air becomes saturated where the upward motion exceeds a critical value, $\omega < \omega_t < 0$. If we further assume that, in these areas, the condensation is balanced by the vertical transport of water vapour, then

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_L = -L\omega \frac{\partial q_s}{\partial p} \qquad \text{if } \omega \leq \omega_t < 0$$
$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_L = 0 \qquad \text{if } \omega > \omega_t \tag{11}$$

According to experience $\omega_t = -1.5 \times 10^{-3}$ mb sec^{-1} for a grid length of 150 km, and $\omega_t = -0.5 \times 10^{-3}$ mb sec^{-1} for a grid length of 300 km.

In experiment C the total latent heat release in the air column was determined from the surface precipitation amounts observed during the forecasting interval. Concerning the vertical distribution of heating it was assumed that below the level p^* of maximum condensation down to the 1000-mb level, and above the level p^* up to the 300-mb level the rate of condensation exhibits a

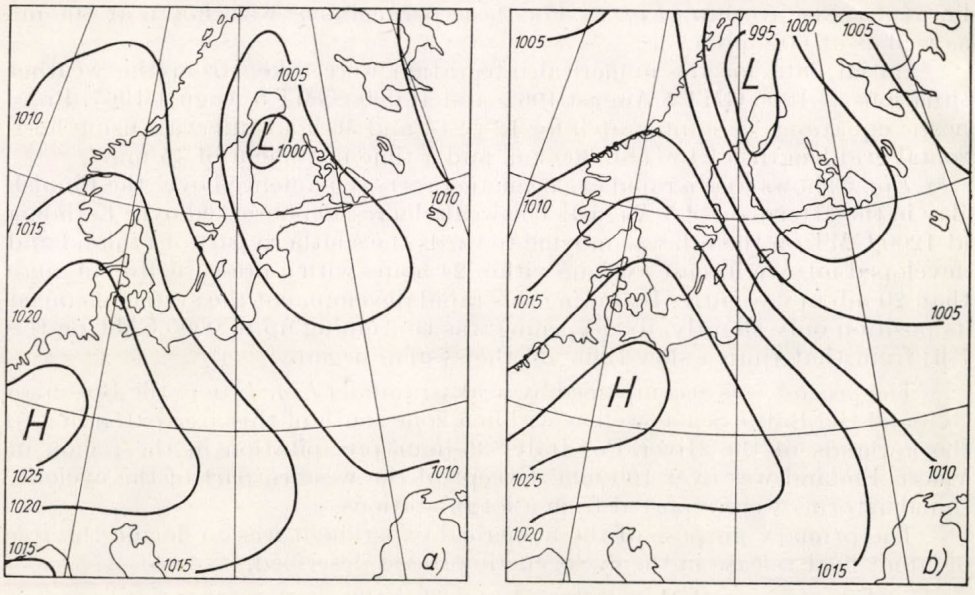


Fig. 5. Surface pressure distribution predicted with assumptions used in experiment A, and with grid length of 150 km for

(a) 5 August 1967, 1200 GMT + 24 hours
(b) 5 August 1967, 1200 GMT + 36 hours

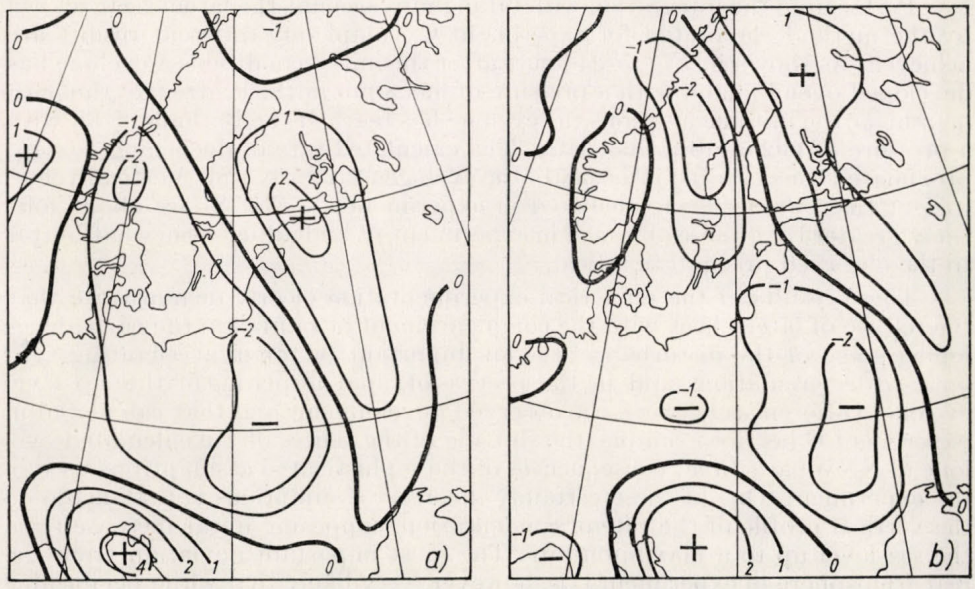


Fig. 6. Vertical velocities (cm sec^{-1}) at 750-mb level computed with assumptions used in experiment A, and with grid length of 150 km at

(a) 5 August 1967, 1200 GMT + 24 hours
(b) 5 August 1967, 1200 GMT + 36 hours

linear decrease to zero *(Fig. 2)*. For the experiments p^* was chosen at 800-mb as well as at 600-mb level.

Initial data for the numerical integration were taken from the weather situations at 1200 GMT 5 August 1967, and at 0000 GMT 6 August 1967. Prognostic equations were integrated for 12-, 24-, and 36-hour intervals using horizontal grid lengths of 150 and 300 km, and a time increment of 45 min.

Fig. 3 shows that a rapid cyclogenetic process commenced over the Finnish Bay in the afternoon of 5 August. The weak depression observed over Esthonia at 1200 GMT on the 5th was moving towards the southern part of Finland and developed into an intense cyclone within 24 hours with a pressure drop of more than 20 mb in its centre. Following this rapid development the system changed its position only slightly, its deepening was continuing up to 0000 GMT on the 7th; from that time a slow filling of the system began.

The process was accompanied by heavy rainfall *(Fig. 4)* over the Bothnian Golf and the Baltic Sea as well as within a zone south of this area extending to the lowlands of the River Po, Italy. 36-hour precipitation in the region of Vaasa, Finland was over 100 mm. Except of the western part of the cyclone, thunderstorms were reported from a lot of stations.

The primary purpose of the numerical experiment was to decide the role of latent heat release in the cyclogenetic process described.

Surface pressure forecasts for 24 and 36 hours with assumptions used in experiment A are shown in *Fig. 5*. We can see that these prognostic charts prepared by omitting the effect of condensation, reveal no sign of any cyclogenetic development in the area of the Finnish Bay. Computed vertical velocities at the 750-mb level *(Fig. 6)* are small and are not in accordance with the observed precipitation.

Performing the integration with taking into account the latent heat release by the method elaborated for experiment C, completely different results are achieved. As shown in *Fig. 7*, 24 hours after the initial conditions a cyclone has developed over Finland with a pressure of 998.8 mb in the centre. By the 36th hour after the initial conditions the cyclone has reached the Bothnian Golf with a pressure of 992.6 mb in its centre. The calculated rate of deepening has approximated the observed intensity of the cyclogenesis fairly well. Vertical velocities at the 750-mb level calculated in experiment C *(Fig. 8)* are about four times greater than those obtained in experiment A, and adjust somewhat better to the observed precipitation field.

These results of the numerical experimentation clearly demonstrate that the release of latent heat with the commencement of rainfall in the early developing stage of the disturbance was an important factor in accelerating synoptic-scale circulations and in the process of rapid deepening of the sea-level cyclone. Differences between the observed development and that calculated in experiment C (as, for example, the shifting of the centre of the calculated cyclone to NNW) are direct consequences of the sophisticated assumptions used in the experiment. One of these certainly incorrect assumptions is that made on the vertical profile of the rate of condensation, supposing linear increase from the sea-level up to a maximum rate. The most important deviation from the real atmosphere in experiment C is, however, very likely that while performing the integration a constant rate of condensation for each 12-hour period was assumed; in the real atmospheric processes, on the contrary, there is a continuous interaction between the vertical motion and the rate of condensation.

In experiment B, where the rate of latent heat release in each time-step is

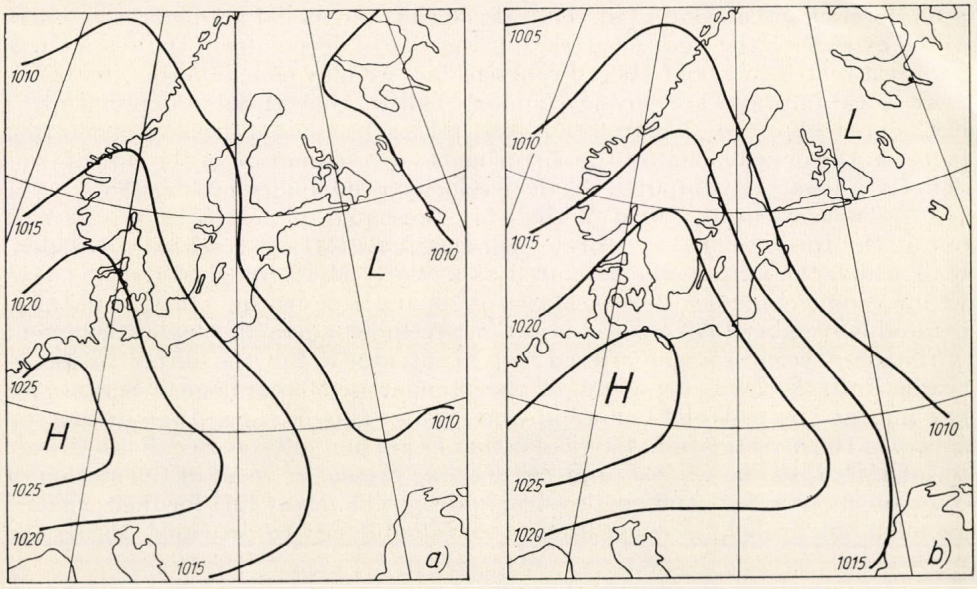


Fig. 7. Surface pressure distribution predicted with assumptions used in experiment C, with grid length of 150 km and $p^* = 800$ mb for

(a) 5 August 1967, 1200 GMT + 24 hours
(b) 5 August 1967, 1200 GMT + 36 hours

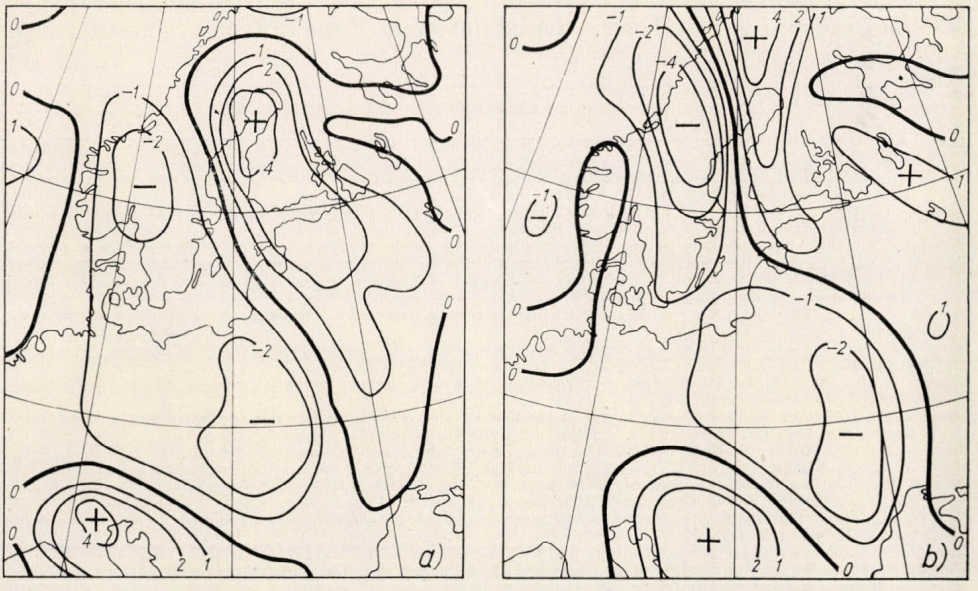


Fig. 8. Vertical velocities (cm sec^{-1}) at 750- mb level computed with assumptions used in experiment C, with grid lenght of 150 km and $p^* = 800$ mb at

(a) 5 August 1967, 1200 GMT + 24 hours
(b) 5 August 1967, 1200 GMT + 36 hours

a function of actual computed vertical velocity, the model predicted the centre of the cyclone to the right position, but the rate of deepening of the system was underestimated by about 40%. From this fact we may conclude that in experiment B assumptions are physically more realistic than those in experiment C, in the areas, however, where latent heat release becomes a decisive generating factor in the development of the disturbance, approximation of the rate of condensation from the computed vertical velocity is no longer satisfactory.

Acknowledgments. Most of the work presented in this paper was carried out at the International Meteorological Institute (IMI) in Stockholm, Sweden, with which the author was affiliated as a World Meteorological Organization Fellow from September 1969 to March 1970, and as a visiting scientist in October and November 1970. Space limitation precludes adequate acknowledgment of the many scientists who offered help in this study. But the author wishes to thank *Prof. F. Dési*, President of the Hungarian Meteorological Service for nominating him to WMO-fellowship and for his valuable suggestions during the course of the investigation. Particular thanks are due to *Prof. Bert Bolin*, Director of IMI, *Prof. Bo R. Döös* and *Dr. Hilding Sundqvist*, head of the section of dynamic meteorology and geophysical hydromechanics at IMI for their encouragement, many helpful suggestions and valuable advice provided during the work.

The numerical experiment presented here was performed in co-operation with the section for research in numerical weather prediction at the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI). The author is sincerely grateful to *Dr. Alf Nyberg*, Director of SMHI for making possible this co-operation. *Mr. Lennart Bengtsson* and *Mr. Lars Moen* at SMHI are most gratefully acknowledged for many helpful discussions, providing data and adapting the procedure used in experiment C to the forecasting model. Thanks are also due to *Mr. Bo Lindgren* at SMHI who carried out most of the different computations.

REFERENCES

Aubert, E. J., 1957: On the release of latent heat as a factor in large scale atmospheric motions. *Journal of Meteorology*, **4**. pp. 527.

Bengtsson, L.—L. Moen, 1971: An operational system for numerical weather prediction. *Satellite and computer applications to synoptic meteorology*. WMO—No. 283. pp. 65.

Bullock, B. R.—D. R. Johnson, 1971: The generation of available potential energy by latent heat release in a mid-latitude cyclone. *Monthly Weather Review*, **99**. pp. 1.

Charney, J. G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *Journal of Meteorology*, **4**. pp. 135.

Charney, J. G., 1969: The intertropical convergence zone and the Hadley circulation of the atmosphere. — Proceedings of the WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo. *Technical Report of the Japan Meteorological Agency*, No. 67. pp. III—73.

Charney, J. G.—A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **21**. pp. 68.

Danard, M. B., 1964: On the influence of released latent heat in cyclone development. *Journal of Applied Meteorology*, **3**. pp. 27.

Danard, M. B., 1966: On the contribution of released latent heat to changes in available potential energy. *Journal of Applied Meteorology*, **5**. pp. 81.

Eliassen, A., 1959: On the formation of fronts in the atmosphere. *The atmosphere and the sea in motion*. New York, Rockefeller Institute Press and the Oxford University Press, pp. 277.

Eliassen, A., 1962: On the vertical circulation in frontal zones. *Geofysiske Publikasjoner*, **24**. pp. 147.

Eliassen, A.—E. Kleinschmidt, 1957: Dynamic meteorology. *Encyclopedia of physics*. Berlin, Springer Verlag, pp. 113.

Fjörtoft, R., 1950: Application of integral theorems in deriving criteria of instability for laminar flows and for the baroclinic circular vortex. *Geofysiske Publikasjoner*, **17**. No. 6.

Kuo, H. -L., 1953: The stability properties and structure of disturbances in a baroclinic atmosphere. *Journal of Meteorology*, **10**. pp. 235.

Lorenz, E. N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, **7**. pp. 157.

Manabe, S., 1956: On the contribution of heat released by condensation to the change in pressure pattern. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II. **34**. pp. 308.

Manabe, S.—J. Smagorinsky—R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Monthly Weather Review*, **93**. pp. 769.

Riehl, H., 1954: Tropical meteorology. New York, McGraw-Hill Book Co., 392 pp.

Smagorinsky, J., 1956: On the inclusion of moist adiabatic processes in numerical prediction models. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, **5**. No. 38. pp. 82.

Sundqvist, H., 1970: Numerical simulation of the development of tropical cyclones with a ten-level model. Part I. *Tellus*, **22**. pp. 359.

A légköri vízgőz kondenzációja egyenetlen felületű magvakon

MÉSZÁROS ERNŐ, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Condensation of Atmospheric Water Vapour on Nuclei with Uneven Surface. Applying the methods of phenomenological thermodynamics the author proposes a solution for the equation of the free energy of germ formation applied in the case of nuclei with uneven surface. The uneven surface is simulated by numerous hemispherical cavities, which are of much smaller dimension than the radius of the droplet-germ. On the basis of the theoretical model it is shown that a certain part of insoluble *Aitken* particles may give condensation centres under atmospheric conditions, provided that their surface contains the required number of unevennesses and their material is wettable- To conclude, the results are analised from the aspect of the formation of clouds and precipitation.

*

Конденсация атмосферного водяного пара на ядрах с неровной поверхностью. С использованием методов феноменологической термодинамики выводится уравнение, определяющее свободную энергию образования зародышей для ядер с неровной поверхностью, нерастворимых в воде. Неоднородности поверхности симулирируются рядом полостей полушаровой формы. Размеры последних малы по сравнению с радиусами зародышей. Результаты вычислений, проведенных по теоретической модели показывают, в условиях атмосферы что часть нерастворимых в воде частиц *Айткена* может также являться центрами конденсации, если их поверхность имеет достаточное количество неоднородностей и их вещество увлажняется водой. В заключение полученные результаты оцениваются с точки зрения облако- и осадкообразования.

*

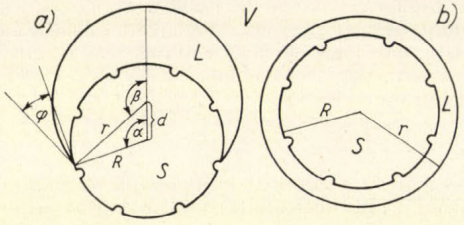
1. Bevezetés

Ismeretes, hogy felhőképződésnél csak azokon a kondenzációs magvakon keletkezhetnek felhőcseppek, amelyek ún. kritikus túltelítettsége kisebb, mint az elért maximális túltelítettség. A kritikus túltelítettség azt az értéket jelenti, amelyen adott aeroszol-részecskéken (aktív kondenzációs magvak) szabadenergia-szükséglet nélkül, környezetével labilis egyensúlyban levő, ún. kondenzációs csíra keletkezik. Állandó hűlési sebességet feltételezve, a keletkezett felhőcseppek koncentrációja és nagysága az aktív kondenzációs magvak számától függ. Ha az elért maximális túltelítettségen sok részecske aktivizálódhat, akkor sok, de viszonylag kicsiny csepp keletkezik és megfordítva. A felhő további fejlődése (pl. a csapadékkeletkezés valószínűsége) tehát az aktív kondenzációs magvak koncentrációjának függvénye. Így érthető, hogy az aktív kondenzációs magvak számának elméleti és gyakorlati meghatározása a felhőfizika egyik alapvető problémájává vált.

Az aeroszol-részecskék kritikus túltelítettségét elméletileg termodinamikus úton határozhatjuk meg. Ehhez különböző típusú magvakat tartalmazó rendszerekből kell kiindulnunk. Az eddigi számításoknál a szerzők a gömb alakú oldhatatlan részecskék felületi tulajdonságait általában egyetlen paraméterrel, a folyékony és szilárd (mag) fázis közötti illeszkedési szöggel jellemezték és a felületet ideálisan simának tekintették. A részecskék optikai – és elektronmikroszkópos vizsgálata azonban azt mutatja, hogy ez utóbbi feltételezés közel sem megengedhető. Elsőnek *Turnbull* (1950) mutatott rá, hogy a nukleáló felület egyenetlenségei a fázisváltás folyamatában fontos szerepet játszhatnak. A problémával továbbá *Fletcher* (1969) és *Levkov* (1970 a) foglalkozott a jégkristályok, illetve felhőcseppek keletkezésének tanulmányozása során. Az említett szerzők olyan gömb alakú magvakat tételeztek fel, amelyek felületén

egyetlen üreg (egyenetlenség) helyezkedik el. Kimutatták, hogy az üreg szerepe csak akkor jelentős, ha karakterisztikus mérete összevethető a csíra nagyságával. Nem vizsgálták azonban azt az esetet, amikor a mag felületén számos, a csíránál jóval kisebb egyenetlenség található.

Jelen tanulmányban erre az általánosabb esetre határozzuk meg a csíraképződési szabadenergiát, azaz elméletileg megvizsgáljuk az oldhatatlan mag-



1. ábra. Az összetett termodinamikus rendszer modellje vízzel nem teljesen *a)*, illetve teljesen nedvesíthető *b)* kondenzációs mag esetén

vak felületi egyenetlenségeinek a felhő- és csapadékkeletkezésre gyakorolt hatását.

2. *A csíraképződési szabadenergia levezetése*

Tekintsük az *1. ábrán* látható összetett termodinamikai rendszert, amely egy „hőtartállyal" (a környező levegővel) termikus kapcsolatban van. Az egyes rendszerek hőmérséklete állandó és a tartály hőmérsékletével egyenlő (termikus egyensúly). Az összetett rendszer három rendszerből áll. Az elsőt a vízgőz (V), a másodikat a folyékony fázis (L), míg a harmadikat a vízben oldhatatlan gömbalakú mag (S) alkotja. Az *a* esetben a folyadék a mag anyagához φ szöggel illeszkedik, míg a *b* esetben a mag teljesen nedvesíthető. Az első és második rendszert elválasztó felület hőcsereképes, mozgékony és a vízmolekulák szempontjából áteresztő. Az összetett rendszer térfogata, illetve a benne található vízmolekulák száma állandó.

Az R sugarú mag felületegységén N darab, r_1 sugarú félgömb alakú egyenetlenség van. A félgömbök középpontja nem a mag felületén helyezkedik el (lásd *2a ábra)*. Minden üreg egy félgömbből és egy x magasságú gömbszeletből áll. Az üregek sugara sokkal kisebb, mint a keletkezett csepp r sugara.

A folyadék-fázis képződését jellemző szabadenergia értékét az összetett rendszer cseppképződés utáni (F') és előtti (F) szabadenergiájának különbségével adjuk meg. Az összetett rendszer szabadenergiája három tagból tevődik össze: a nyomást, a kémiai potenciált (egy molekulára jutó belső energia) és a felületi feszültségeket tartalmazó tagokból. Tehát:

$$F = -p_V V_V + \mu_V n_V V_V + \mu_S n_S V_S + A_{SV}\sigma_{SV}$$

$$F' = -p_V' V_V' + \mu_V' n_V' V_V' - p_L V_L + \mu_L n_L V_L + A_{LV}\sigma_{LV} + \mu_S n_S V_S + A_{LS}\sigma_{LS} + A_{SV}'\sigma_{SV}'$$

ahol p_i, V_i, μ_i az i-edik rendszer (fázis) nyomása, térfogata, illetve kémiai potenciálja, n_i az i-edik rendszer térfogategységében levő molekulák száma, míg A_{ij} és σ_{ij} az i-edik és j-edik fázis közötti felület, illetve egységnyi felületre jutó felületi szabadenergia (felületi feszültség).

A két szabadenergia értéke közötti különbség képzése előtt vegyük figyelembe, hogy

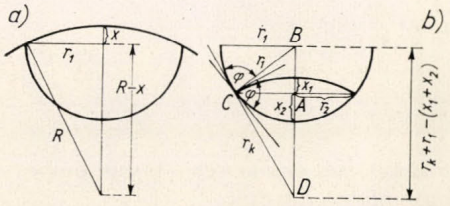
$$V_V + V_S = V_V' + V_L + V_S$$

$$n_V V_V = n'_V V'_V + n_L V_L$$

$$A_{SV} = A_{LS} + A'_{SV}$$

$$\cos \varphi = \frac{\sigma_{SV} - \sigma_{LS}}{\sigma_{LV}}$$

Így a $\Delta F = F' - F$ érték némi átrendezés után a következő formát ölti:



2. ábra. Az egyenetlen felületű kondenzációs mag egyetlen üregének *a)*, illetve a benne keletkező cseppecske elhelyezkedésének *b)* modellje (az ábrázolhatóság miatt az arányok túlzottak)

$$\Delta F = (p_V - p'_V) V_V + (p'_V - p_L) V_L + (\mu'_V - \mu_V) n_V V_V + \\ + (\mu_L - \mu'_V) n_L V_L + A_{LV} \sigma_{LV} - A_{LS} \sigma_{LV} \cos \varphi.$$

A *Gibbs–Duhem*-egyenlet (lásd pl. *Fényes*, 1968) szerint, továbbá állandó hőmérsékleten

$$- V_V dp_V + n_V V_V d\mu_V = 0.$$

Végül figyelembe véve a mechanikai és fizikai-kémiai egyensúlyi feltételeket *(Abraham*, 1968)

$$p_L - p'_V = \frac{2\sigma_{LV}}{r_k}; \qquad \mu_L = \mu'_V$$

egyenletünkből a csíraképződési szabadenergiát megadó általános formulát kapjuk meg:

$$\Delta F^* = - \frac{2\sigma_{LV}}{r_k} V_L + A_{LV}\sigma_{LV} - A_{LS}\sigma_{LV} \cos \varphi, \qquad (1)$$

ahol r_k az egyensúlyi cseppsugár.

Az (1) egyenlet alapján azonnal látható, hogy adott A_{LV} esetén, a folyadékfázis térfogatának, illetve a folyadék és a szilárd fázis közötti felület nagyságának növelésével a csíraképződési szabadenergia csökken.

A továbbiakban nincs más dolgunk, mint V_L-t, A_{LV}-t és A_{LS}-t r_k, R és φ függvényében kifejezni és (1)-be helyettesíteni. A problémát először általánosan az *1a. ábra* által megadott rendszerre oldjuk meg *(cos* $\varphi \neq 1$). Ebben az esetben azonban figyelembe kell vennünk annak lehetőségét is, hogy az ábrán feltüntetett cseppen kívül az általa nem takart üregekben szintén keletkeznek r_k sugarú kicsiny folyadék-részek, amelyek két, x_1 és x_2 magasságú gömbszeletből állnak. Mindkét gömbszelet sugara r_2 és a folyadékfázis természetesen itt is φ szöggel illeszkedik a maghoz (lásd *2b. ábra)*. Az egyenletet először erre a bonyolultabb esetre vezetjük le, amelyből $x_1 = x_2 = 0$ feltétellel az egyszerűbb esetnek (csak az *1a. ábrán* látható „nagy" csepp keletkezik) azonnal következnie kell.

A térfogat és a felületek felírásakor az x, x_1 és x_2 (ezek nagyon kicsiny értékek) hatványait tartalmazó tagokat azonnal elhanyagolhatjuk (lásd: *Függelék)*. Tehát:

$$V_L = \frac{1}{3}\pi r_k^3 (2 - 3\cos^3\beta + \cos\beta) - \frac{1}{3}\pi R^3 (2 - 3\cos\alpha + \cos^3\alpha) +$$

$$+ \frac{4}{3}\pi^2 R^2 N r_1^3 (1 - \cos\alpha)$$

$$A_{LS} = 2\pi R^2 (1 - \cos\alpha)(1 + N\pi r_1^2) + 4\pi^2 R^2 N r_1 x_2 (1 + \cos\alpha)$$

$$A_{LV} = 2\pi r_k^2 (1 - \cos\beta) + 4\pi^2 R^2 N r_k x_1 (1 + \cos\alpha)$$

ahol

$$\cos\alpha = \frac{R - r_k\cos\varphi}{d}; \qquad \cos\beta = -\frac{r_k - R\cos\varphi}{d};$$

$$d = (R^2 + r_k^2 - 2r_k R\cos\varphi)^{1/2}$$

Ezeket az értékeket (1)-be helyettesítve, némi számolás után a következő egyenletet kapjuk

$$\Delta F^* = \frac{2}{3}\pi r_k^2 \sigma_{LV} f(r_k, R, \cos\varphi) - \frac{2}{3}\pi^2 R^2 N r_1^2 \left[\left(3\cos\varphi + 4\frac{r_1}{r_k}\right)(1 - \cos\alpha) + \right.$$

$$\left. + 6\left(\frac{x_2}{r_1}\cos\varphi - \frac{r_k x_1}{r_1^2}\right)(1 + \cos\alpha)\right], \qquad (2)$$

ahol

$$f(r_k, R, \cos\varphi) = 1 - \cos^3\beta + \left(\frac{R}{r_k}\right)^3 (2 - 3\cos\alpha + \cos^3\alpha) +$$

$$+3\left(\frac{R}{r_k}\right)^2 \cos\varphi (\cos\alpha - 1)$$

és (lásd: *I. Függelék):*

$$x_1 = r_k - (r_k^2 + x_2^2 - 2r_1 x_2)^{1/2}; \qquad x_2 = r_1 - \left(r_1^2 - \frac{r_k^2 r_1^2 - r_k^2 r_1^2\cos^2\varphi}{r_k^2 + r_1^2 + 2r_k r_1\cos\varphi}\right)^{1/2}$$

Ha a (2)-es egyenletbe $\cos\varphi = 1$ feltételt helyettesítjük (teljesen nedvesíthető mag: *1b ábra)*, akkor a következő formulához jutunk:

$$\Delta F^* = \frac{4}{3}\pi r_k^2 \sigma_{LV} - \frac{4}{3}\pi R^2 \sigma_{LV}\left[3 - 2\frac{R}{r_k} + \pi N r_1^2\left(3 + 4\frac{r_1}{r_k}\right)\right] \qquad (3)$$

Mind a (2), mind a (3) egyenlet $N = r_1 = 0$ esetén a megfelelő sima felületű mag csíraképződési szabadenergiáit adja meg, amelyet elsőnek *Fletcher* (1958), illetve *Krasztanov* (1957) vezetett le.

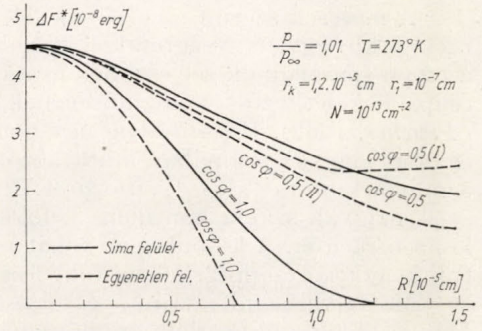
3. Numerikus eredmények

A (2) és (3) egyenletet a következő légköri feltételek esetén alkalmaztuk: $p_v/p_\infty = 1{,}01$ (túltelítettség) és $T = 273$ K°. A választott kritikus túltelítettség lényegében a felhőképződésnél előforduló maximális értékkel egyenlő. Erre a túltelítettségre határozva meg a csíraképződési szabadenergiát, megadható mind sima, mind egyenetlen felületű magvak esetén az a kritikus R érték *($\Delta F^* = 0$)*, amellyel egyenlő, vagy nagyobb sugarú részecskék kritikus túltelítettsége kisebb, mint a választott maximális túltelítettség. Légköri feltételek mellett tehát ezeken a magvakon keletkezhetnek felhőcseppek.

Az r_k értékét a választott túltelítettségre a közismert *Thomson*-formula alapján határoztuk meg:

$$r_k = \frac{2\,\sigma_{LV}}{n_L kT\ ln\ (p_v/p_\infty)},$$

ahol k a *Boltzmann*-féle állandó ($1{,}38 \cdot 10^{-16}$ erg. fok^{-1}). A $T = 273\ K°$-ra vonatkozó $n_L = 3{,}3 \cdot 10^{22}$ cm^{-3} és $\sigma_{LV} = 75{,}6\ erg\ cm^{-2}$ értékeket használva r_k-ra $1{,}2 \cdot 10^{-5}$ cm adódik. Kiinduló elképzeléseink szerint $r_1 \ll r_k$, ezért a számításokhoz $r_1 = 10^{-7}$ cm értéket használtunk. Feltételeztük továbbá, hogy $N = 10^{13}$ cm^{-2}. Ez azt jelenti, hogy a mag felületének kb. 1/3-át egyenetlenségek borítják.



3. ábra. A csíraképződési szabadenergia változása a sugár függvényében sima, illetve egyenetlen felületű, különböző illeszkedési szögű, oldhatatlan magvak esetén (az I-es, II-es görbe magyarázatához lásd a szöveget)

A fentieket figyelembe véve, a nyert formulákkal $\cos\varphi = 1$, illetve $\cos\varphi = 0{,}5$ esetekre végeztünk számításokat. A kapott eredményeket a *3. ábra* mutatja be. A nem teljesen nedvesíthető egyenetlen felületű magvak csíraképződési szabadenergiáit két esetre határoztuk meg. Az *I*-es görbét közvetlenül a (2)-es formula, míg a *II*-est az $x_1 = x_2 = 0$ feltétel figyelembevételével számítottuk ki. Az első esetben az egyenetlen felületű magvakon történő csíraképződéshez, meghatározott R érték után (kb. $1{,}1 \cdot 10^{-5}$cm), nagyobb szabadenergia szükséges. Ennek az a magyarázata, hogy R növekedésével a „nagy" cseppel nem borított felület növekszik. Ez azt eredményezi, hogy az egyenetlenségek energiacsökkentő hatását az üregekben képződő kicsiny cseppecskék képződéséhez szükséges szabadenergia kompenzálja, illetve meghaladja. Ha viszont $x_1 = x_2 = 0$, akkor az egyenetlen felületű, nem teljesen nedvesíthető anyagú magvakhoz minden esetben kisebb csíraképződési szabadenergia tartozik, mint a sima felületűekhez.

Különösen fontos számunkra a teljesen nedvesíthető magvak esete, mivel a nem teljesen nedvesíthető oldhatatlan magvak a légköri kondenzációban feltehetően nem játszanak lényeges szerepet. Teljesen nedvesíthető sima felületű magvak esetén a csíraképződési munka akkor válik nullává, ha $R = r_k$. Példánkban ez $1{,}2 \cdot 10^{-5}$ cm. Tekintve, hogy az általunk választott túltelítettség (1,01) az általánosan elfogadott maximális értéket jelenti, a termodinamikus számításokból a szerzők eddig mindig azt a következtetést vonták le, hogy az oldhatatlan részecskék csak akkor lehetnek aktív kondenzációs magvak, ha sugaruk nagyobb, mint a fenti érték. Ez a megállapítás azonban csak ideálisan sima felületű magvakra érvényes, mivel a felületi egyenetlenségek a csíraképződési szabadenergia csökkenését eredményezik. Így, az általunk vizsgált feltételek mellett, a kb. $R \geq 0{,}72 \cdot 10^{-5}$ cm sugarú magvak kritikus túltelítettsége kisebb, mint a felhőképződésnél előfordulható maximális érték. Az egyenetlen felületű magvak tehát az oldódó magvakhoz *(Mészáros,* 1969) hasonlóan viselkednek. Ez a viselkedés elsősorban az (1) egyenletben levő A_{Ls} megnövekedé-

sének eredménye. A felületi egyenetlenségek hatása azonban, adott r_1 esetén is, az N-től függően igen különböző lehet.

4. *Az eredmények értékelése*

Eredményeink alapján az a következtetés vonható le, hogy az egyébként inaktív *oldhatatlan Aitken-részecskék* ($R < 10^{-5}$ cm) *bizonyos hányada is részt vehet a felhőképződésben*, ha felületét megfelelő számú egyenetlenség borítja és anyaga vízzel nedvesíthető. Ennek jelentőségét a felhő és csapadékképződésben a következőkben vázoljuk.

A mérések szerint az óceánok feletti gomolyfelhőkben a cseppek koncentrációja kb. egy nagyságrenddel kisebb, mint szárazföldek fölött, ugyanakkor a csepp-spektrumok szélesebbek és a cseppek átlagos sugara is nagyobb. Ez a csapadékkeletkezés valószínűségének számottevő megnövekedéséhez vezet (*Fletcher*, 1962). Hosszú ideig úgy gondolták, hogy ezt a különbséget a nagy- és óriás magvak számában mutatkozó eltérések okozzák. Az újabb vizsgálatok azonban kimutatták (*A. Mészáros*, 1968; *Hidy et al.*, 1970), hogy a nagy- és óriás magvak száma kontinensek fölött is sokkal kisebb, mint a felhőcseppek koncentrációja. A különbséget tehát csak az *Aitken*-féle magvak, illetve a rajtuk keletkező cseppecskék növekedési tulajdonságai hozhatják létre.

Megfigyeléseink szerint (*Mészáros*, 1971) az *Aitken*-magvak tartományában számos oldódó, elsősorban ammónium-szulfát részecske mutatható ki, melyek, légköri feltételek mellett, aktív kondenzációs magként szerepelhetnek. A szulfát-részecskék tömegkoncentrációja Magyarországon (kontinentális viszonyok) a légkör alsó 1 km-es rétegében kb. 5 $\mu g\, m^{-3}$. *Georgii* (1970) szerint az Atlanti-óceán fölött kb. 2 $\mu g\ m^{-3}$ a megfelelő érték. A különbség tehát nem jelentős. Ebből az következik, hogy ha az aktív kondenzációs magvakat kizárólag oldódó ammónium-szulfát részecskék alkotnák, akkor nehezen tudnánk megmagyarázni az óceánok, illetve a kontinensek fölött keletkező cumulus felhők mikrostruktúrájának különbségét.

Az *Aitken*-magvak számszerű koncentrációja viszont hazánkban 10^4 cm^{-3} nagyságrendű (*Wirth*, 1965), szemben az Atlanti-óceán fölött mért (*Junge* és *Jaenicke*, 1971) 10^2 cm^{-3} nagyságrendű értékkel. A fentieket figyelembe véve ezt a jelentős eltérést elsősorban az oldhatatlan magvak koncentrációjának különbsége okozza.

Mindezek alapján a szárazföldi és tengeri gomolyfelhők csapadékkeletkezési valószínűségében megfigyelt különbségeket a következőképpen magyarázhatjuk. Azonos maximális túltelítettséget tételezve fel, kontinensek fölött kb. kétszer-háromszor annyi kicsiny oldódó ammónium-szulfát részecske aktivizálódik. Ezen kívül a vízben oldhatatlan, egyenetlen felületű *Aitken*-részecskék egyrésze is aktív kondenzációs centrumokat szolgáltat. Ezek száma a kontinensek fölött feltehetően jóval nagyobb, mint az óceánok felett. Így, tekintve a rendelkezésre álló vízgőz-készlet azonosságát, a szárazföldek felett nagyobb koncentrációjú, de kisebb cseppekből álló felhők keletkeznek. A szárazföldi spektrumok további szűkülését eredményezheti az ún. *Knudsen*-hatás (*Hidy et al.*, 1970), amely a kis cseppek közelében a vízgőz-diffúzióval szemben fellépő ellenállás lecsökkenése miatt jön létre. Így a kicsiny cseppek (a görbületi különbségek ellenkező hatása ellenére) megnövekednek a nagyobbak rovására. Véleményünk szerint azonban ez a hatás másodlagosan lép fel és a szárazföldi és tengeri felhők különbségeinek megmagyarázásához nem szükséges a kontinensek fölött nagyobb feláramlási sebességeket (azaz túltelítettségeket) feltételezni, mint azt az említett amerikai szerzők tették.

A fenti kép természetesen tovább bonyolódhat, ha az egyenetlen felületű oldhatatlan részecskék oldódó részecskékkel egyesülnek. A továbbiakban a jelen tanulmányban bemutatott modellt a sima felületű vegyes magvakra vonatkozó módszerünkkel (*Mészáros*, 1969) lehetne kombinálni, mint azt *Levkov* (1970 b) tette egyetlen, de viszonylag nagy üreget tartalmazó részecske esetén.

FÜGGELÉK

Egy gömbszelet V térfogata, illetve palástjának M felülete a következő formulákkal számítható ki:

$$V = \frac{1}{3}\pi x^2(3R - x)$$

$$M = 2\pi Rx = \pi(r_1^2 + x^2),$$

ahol R az eredeti gömb sugara, r_1 a gömbszelet alapkörének sugara, míg x a gömbszelet magassága.

Az *1a ábrán* látható esetben, az egyenetlenségektől eltekintve, az A_{LV} felületet a palástot megadó formulával számíthatjuk ki, míg a V_L térfogatot két gömbszelet térfogatának különbsége szolgáltatja. Az A_{LS} felületet továbbá a mag által képzett gömbszelet palástja adja meg (ha az utóbbit a mag egész felületéből kivonjuk A_{SV}-hez jutunk). A fenti felületek, illetve térfogat kiszámításakor a gömbszelet alapkörének sugarát, illetve magasságát, a trigonometria törvényei alapján, az ábrán feltüntetett r, R, d, α és β felhasználásával fejezhetjük ki (ez utóbbi három r, R és φ függvénye).

Egyenetlen felületű magvak esetén az így kiszámított A_{LS} felületből le kell vonnunk a felületre jutó $(N \cdot A_{LS})$ r_1 sugarú, x magasságú (lásd *2a. ábra*) gömbszeletek palástjának felületét, illetve hozzá kell adnunk megfelelő számú r_1 sugarú félgömb felületét. A V_L térfogatot viszont $N \cdot A_{LS}$ számú x magasságú és r_1 sugarú gömbszelet, illetve r_1 sugarú félgömb térfogatával növelnünk kell. Az x értéke a *2a. ábrán* látható derékszögű háromszög segítségével számítható ki:

$$x = R - (R^2 - r_1^2)^{1/2}$$

Ha a vízzel nem teljesen nedvesíthető mag folyadékkal nem borított részének üregeiben szintén keletkeznek cseppecskék, akkor a V_L felületet megfelelő számú $(N \cdot A_{SV})$ r_2 sugarú és x_1 magasságú, illetve r_2 sugarú és x_2 magasságú gömbszelet térfogatának összegével növelnünk kell (lásd *2b. ábra*). Az A_{LS} felülethez hozzá kell adnunk $N \cdot A_{SV}$ számú r_2 sugarú és x_2 magasságú, míg az A_{LV} felülethez ugyanilyen számú r_2 sugarú és x_1 magasságú gömbszelet palástjának felületét. Mindezeket figyelembe véve a V_L térfogat, illetve az A_{LS} felület a legáltalánosabb esetben a következő lesz (A_{LV} értékét lásd a tanulmányban):

$$A_{LS} = 2\pi R^2 (1 - \cos\alpha)\,[1 - N\pi (r^2{}_1 + x^2) + 2Nr^2{}_1\pi] + 2\pi R^2 (1 + \cos\alpha)\, 2N\pi r_1 x_2$$

$$V_L = \frac{1}{3}\pi r_k^3 (2 - 3\cos\beta + \cos^3\beta) - \frac{1}{3}\pi R^3 (2 - 3\cos\alpha + \cos^3\alpha) +$$

$$\frac{2}{3}\pi^2 R^2 (1 - \cos\alpha)\, N\,[2r_1^3 + x^2 (3R - x)] + \frac{2}{3}\pi^2 R^2 N (1 + \cos\alpha)\,[x_1^2 (3r_k - x_1) + x_2^2 (3r_1 - x)]$$

A formulában szereplő x_1-t és x_2-t r_k, r_1 és φ függvényében kell kifejeznünk. A *2b ábrán* látható ABC, illetve ACD derékszögű háromszögek alapján felírható:

$$r_1^2 = (r_1 - x_2)^2 + r_2^2$$

$$r_k^2 = (r_k - x_1)^2 + r_2^2$$

A két egyenletet x_1-re megoldva:

$$x_1 = r_k - (r_k^2 + x_2^2 - 2r_1 x_2)^{1/2}.$$

A BCD háromszögre a cosinus-tételt alkalmazva:

$$[r_k + r_1 - (x_1 + x_2)]^2 = r_k^2 + r_1^2 - 2r_k r_1 \cos(180° - \varphi)$$

x_1 értékét ez utóbbi egyenletbe helyettesítve és x_2-t kifejezve a következő formulához jutunk

$$x_2 = r_1 - \left(r_1^2 - \frac{r_k^2 r_1^2 - r_k^2 r_1^2 \cos^2\varphi}{r_k^2 + r_1^2 + 2r_k r_1 \cos\varphi} \right)^{1/2}$$

A tanulmányban bemutatott számításkor a következő értékeket használtuk: $r_k = 1{,}2 \cdot 10^{-5}$ cm, $r_1 = 10^{-7}$ cm és $\varphi = 60°$. A számításokat továbbá $R = 10^{-6} - 1{,}5 \cdot 10^{-5}$ cm-re végeztük el.

$R = 6{,}0 \cdot 10^{-6}$ cm-es közepes értéket véve: $x = 8{,}40 \cdot 10^{-8}$ cm, $x_1 = 2{,}07 \cdot 10^{-10}$ cm és $x_2 = 2{,}90 \cdot 10^{-8}$ cm. $N = 10^{13}$ esetén a V_L-ben szereplő egyes tagok nagyságrendje a következő lesz:

$$\frac{1}{3}\pi r_k^3 (2 - 3\cos\beta + \cos^3\beta) - \frac{1}{3}\pi R^3 (2 - 3\cos\alpha + \cos^3\alpha) = 6{,}68 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^3$$

$$\frac{4}{3}\pi^2 R^2 N r_1^3 (1 - \cos\alpha) = 4{,}28 \cdot 10^{-18} \text{ cm}^3$$

$$\frac{2}{3}\pi^2 R^2 N x^2 (3R - x)(1 - \cos\alpha) = 4{,}58 \cdot 10^{-21} \text{ cm}^3$$

$$\frac{2}{3}\pi^2 R^2 N [x_1^2 (3r_k - x_1) + x_2^2 (3r_k - x_2)](1 + \cos\alpha) = 5{,}44 \cdot 10^{-19} \text{ cm}^3$$

Látható, hogy az első, legjelentősebb taghoz képest (kb. *0,1*%-nál nagyobb pontosságot követelve) x, x_1 és x_2 négyzetét tartalmazó tagok elhanyagolhatók. A számításokat A_{LS} egyes tagjaira is elvégezve:

$$2\pi R^2(1 - \cos\alpha) = 2{,}26 \cdot 10^{-10} \text{ cm}^3$$
$$2\pi^2 R^2 N r_1^2 (1 - \cos\alpha) = 7{,}10 \cdot 10^{-11} \text{ cm}^2$$
$$-2\pi R^2 N x^2 (1 - \cos\alpha) = -5{,}01 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^2$$
$$4\pi^2 R^2 N r_1 x_2 (1 + \cos\alpha) = 4{,}12 \cdot 10^{-12} \text{ cm}^2$$

Ez esetben az első, legjelentősebb taghoz képest a harmadik tag hanyagolható el. Végül megjegyezzük, hogy a függelékben A_{LV}-vel nem foglalkoztunk, mivel ennek értékét a tanulmányban elhanyagolás nélkül használtuk.

IRODALOM

Abraham, F. F. 1968: A reexamination of homogeneous nucleation theory: thermodynamic aspects. *J. Atmosph. Sci., 25*, 47—53.

Fényes, I. 1968: *Termosztatika és termodinamika.* Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

Fletcher, N. H. 1958: Size effect in heterogeneous nucleation. *J. Chem. Phys., 29*, 572—276.

Fletcher, N. H. 1962: *The physics of rainclouds.* University Press, Cambridge.

Fletcher, N. H. 1969: Active sites and ice crystal nucleation. *J. Atmosph. Sci., 26*, 1266—1271.

Georgii, H. W. 1970: Contribution to the atmospheric sulfur budget. *J. Geophys. Res., 75*, 2365—2371.

Hidy, G. M., Bleck, R., Blifford, I. H., Brown, P. M. Langer, G. Lodge, J. P., Rosinski, J. and *Shedlovsky, J. P.* 1970: Observation of aerosols over Northeastern Colorado. *NCAR Technical Notes*, NCAR—TN—*49*.

Junge, C. and *Jaenicke, R.* 1971: New results in background aerosols studies from the Atlantic expedition of the R. V. *Meteor*, spring 1969. *J. Aerosol Sci., 2*, 305—314.

Krasztanov, L. 1957: A nem teljesen megnedvesíthető kondenzációs magvak hatékonyságáról. *Időjárás 61*, 333—338.

Levkov, L. 1970 a: Kondenszácija na serokhovatükh poverkhnosztjakh. *Fiz. Atmoszf. Okeana 6*, 790—797.

Levkov, L. 1970 b: On the formation of liquid embryos upon mixed nuclei. *Comptes ren. Acad. Bulgare Sci, 23*, 71—673.

Mészáros, A. 1968: Sur la dimension des noyaux de condensation météorologiques. *Időjárás 72*, 243—246.

Mészáros, E. 1969: On the thermodynamics of the condensation on water soluble and mixed nuclei. *Időjárás 73*, 1—11.

Mészáros, E. 1971: The size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Időjárás 75*, 308—314.

Turnbull, D. 1950: Kinetics of heterogeneous nucleation. *J. Chem. Phys., 18*, 198—203.

Wirth, E. 1965: Az Aitken-magvak koncentrációjának mérése. *Orsz. Meteor. Int. Hiv. Kiadványai 28*, 74—80.

A látástávolság és relatív nedvesség kapcsolatának fizikai értelmezése

NAGY ÁGNES, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Physical Interpretation of the Relation between Visual Range and Relative Humidity. The connection of the visual range with the relative humidity was determined according to meteorological observations carried out in Budapest—Lőrinc. For the physical interpretation of the relation obtained in this way the variation with humidity of the concentration and size distribution of atmospheric aerosol particles was examined as a function of the advection, vertical mixing and quantity of hygroscopic materials. By using these results and aplying the *Koschmieder* formula and the *Mie* theory the decrease of the visual range with increasing relative humidity was calculated. A good agreement was found between calculated and measured visual ranges.

*

Физическая интерпретация зависимости между относительной влажностью и дальностью видимости. Определена зависимость между относительной влажностью и дальностью видимости по данным метеорологической станции Будапешт-Лёринц. Для физической интерпретации полученной зависимости изучены изменения концентрации и распределения по размерам аэрозольных частиц с относительной влажностью за счет адвекции и вертикального перемещения и роста гигроскопических частиц. Используя теорию *Ми* и формулу *Кошмидера* вычислено уменьшение дальности видимости аэрозольными частицами при увеличении влажности воздуха. Получено удовлетворительное совпадение рассчитанных и измеренных значений дальности видимости.

*

Bevezetés

Ismeretes, hogy jól kifejezett összefüggés van a légköri látástávolság és a relatív nedvesség között. E kérdés tanulmányozásával számos szerző foglalkozott, egyrészt statisztikailag elemezve az összefüggést (*Wright* 1940, *Buma* 1960, *Frankenberger* 1964 stb.), másrészt aeroszol mérések alapján keresve a jelenség fizikai magyarázatát (*Fett* 1967, *Kasten* 1968, *Garland* 1969, *Laktionov* 1971, *Hänel* 1971). Egyetlen szerzőnek sem állt azonban rendelkezésére olyan teljes és részletes mérési anyag, mint amilyet aeroszol méréseink szolgáltatnak. Úgy tűnik, ezek alapján minden, a látástávolság változásait szabályozó paramétert meg tudunk határozni, természetesen bizonyos általános feltételezések mellett.

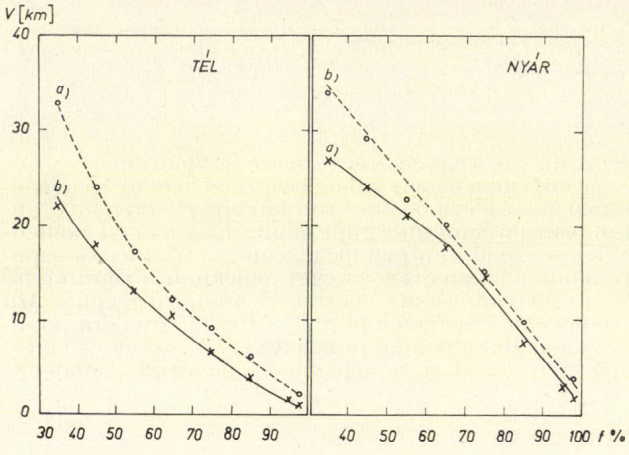
A látástávolság és a relatív nedvesség kapcsolata

Első lépésként megvizsgáltuk, hogyan változik a látástávolság a relatív nedvességgel a Központi Légkörfizikai Intézetben. Ehhez az 1966. okt. 1. és az 1971. okt. 1. közötti 13 órás észleléseket használtuk fel. Jóllehet, aeroszol méréseink 1963 január óta folynak, nem tudtuk ezen egész időszak adatai alapján meghatározni a látástávolság és relatív nedvesség kapcsolatát, mivel az 1966. okt. 1. előtti, klíma kulcs szerinti látástávolság-észlelések nem alkalmasak középértékek képzésére. Kihagytuk továbbá a feldolgozásból azokat az adatokat, amelyeknél az észlelés időpontjában eső vagy hóesés volt.

Nyilvánvaló, hogy a vizuális látástávolság meghatározása számos bizonytalanságot és szubjektív hibát tartalmazó becslés. Némi ellenőrzési lehetőséget szolgáltathatnak a Ferihegy-repülőtéri látástávolság-adatok. Ezért ugyanazon időszakból meghatároztuk a vizuális látástávolság és a relatív nedvesség kap-

csolatát a ferihegyi 13 órás észlelések alapján is. Mindkét eredményt az *1. ábra* tartalmazza.

Szembetűnő, hogy míg a magasabb relatív nedvességeknél a görbék mindkét évszakban teljesen párhuzamosak, addig az alacsonyabb relatív nedvességek, azaz nagyobb látástávolságok esetén a lőrinci adatok szerint kisebb mértékű a látástávolság növekedése. Ennek oka a nagy látástávolságok becslésénél fellépő bizonytalanság lehet, azonkívül a Budai hegyek horizontlezáró hatása, valamint az, hogy az észlelés mindig a város irányába történik, így nagy látás-



ábra: 1. A látástávolság és a relatív nedvesség kapcsolata télen és nyáron; *a)* Budapest—Ferihegy, *b)* Budapest—Lőrinc

távolságok esetén a város szennyezettebb levegője az észlelő és a távoli megfigyelési pont közé esik.

Ismerve a látástávolság és relatív nedvesség *1. ábra* szerinti kapcsolatát, rátérünk annak vizsgálatára, milyen tényezők együttes hatása határozza meg a fent kapott összefüggéseket. Ehhez először röviden tisztáznunk kell a látástávolság fizikai jelentését.

Elméleti alapok

A definíció szerint a vizuális látástávolság az a legnagyobb vízszintes távolság, melyen egy megfelelően nagy, a horizonton levő, meghatározott jellemzőkkel rendelkező, abszolút fekete tárgy (célpont) még látható és identifikálható (*Johnson*, 1954). A látástávolság nagysága függ a megfigyelő és a célpont közti légkör optikai tulajdonságaitól, az emberi szem érzékenységétől, valamint a célpont és a háttér közti fényesség-kontraszttól a következők szerint (lásd: *Bullrich*, 1964):

Egy kis távolságban levő tárgy C_o kontrasztja definíció szerint

$$C_o = \frac{B_o - B_H}{B_H} \tag{1}$$

ahol B_o a tárgy saját fénye $L = 0$ távolságon, míg B_H a háttér saját fénye. A céltárgy kontrasztja az L távolsággal a következőképpen változik:

$$C_L = C_o e^{-\sigma L} \tag{2}$$

Itt σ a légköri extinkció értéke az L út mentén.

Az a V távolság, melyen C_L egyenlővé válik az emberi szem ε kontraszt

küszöbével – a látástávolság. ε-t általában 0,02-nek tételezik fel. Így abszolút fekete célpont esetében, melyre $B_0 = 0$:

$$V = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{1}{\varepsilon} \text{ azaz}$$

$$V = \frac{3{,}912}{\sigma} \tag{3}$$

(3)-at általában levezetőjéről *Koschmieder* formulának szokás nevezni.

A *Koschmieder* formula szerint tehát normál szemérzékenységű észlelő és abszolút fekete célpont esetén a vizuális látástávolságot egyértelműen meghatározza a megfigyelő és a célpont közti légkör extinkciós koefficiense. Ezért a továbbiakban a látástávolság és a relatív nedvesség közti kapcsolat fizikai tartalmának tisztázásához a relatív nedvesség és a légköri extinkció kapcsolatát kell tanulmányoznunk.

Az extinkciós koefficiens a fényszóró részecskéket tartalmazó közegen áthaladó fénysugár intenzitásának gyengülését adja meg a szóródás hatására a *Bouguer–Lambert* törvény szerint:

$$I = I_0 e^{-\sigma L} \tag{4}$$

ahol I_0 a közeg határához érkező fénysugár intenzitása, I a közegben megtett L út utáni intenzitás, σ pedig az extinkciós koefficiens, dimenziója cm^{-2}.

A légkörön áthaladó fénysugár gyengülését részint a levegőmolekulákon, részint a elvegőben levő aeroszol-részecskéken történő szóródás okozza. Így σ két részből tevődik össze:

$$\sigma = \sigma_R + \sigma_M \tag{5}$$

σ_R a levegőmolekulák, σ_M az aeroszol-részecskék által okozott extinkció.

A két komponens különbségét a fényszóró részecskék nagyságának a fénysugár hullámhosszához való aránya okozza. A látható fény hullámhosszánál sokkalta kisebb részecskék, így a levegőmolekulák fényszórásának törvényszerűségeit *Rayleigh* (lásd *Johnson*, 1954) határozta meg. Eszerint az aeroszol-részecskéket nem tartalmazó légkör extinkciós koefficiense

$$\sigma_R = \frac{32\,\pi^3\,(m-1)^2}{3\,N\,\lambda^4} \tag{6}$$

ahol m a tiszta levegő törésmutatója, N az 1 cm^3ben levő levegőmolekulák száma, míg λ a fény hullámhossza. Behelyettesítve a normál légkörre vonatkozó $(m-1)^2 = 8{,}6 \cdot 10^{-8}$, $N = 2{,}66 \cdot 10^{19}$ értékeket, valamint $\lambda = 5{,}5 \cdot 10^{-5}$ cm-t tételezve fel

$$\sigma'_R = 1{,}167 \cdot 10^{-7}\ \text{cm}^{-1}$$

értéket kapunk. Ennek megfelelően a *Koschmieder* formula szerint ideálisan tiszta légkörben a látástávolság *335* km lenne.

A légkör azonban mindig tartalmaz kisebb-nagyobb mennyiségben aeroszol részecskéket, melyek nagysága összevethető a látható fény hullámhosszával. Az ilyen részecskéken való fényszóródás törvényszerűségeinek meghatározása *Mie* nevéhez fűződik. A *Mie* elmélet szerint egy r sugarú részecske által okozott $\sigma'_M(r)$ individuális extinkciós koefficiens (lásd *Bullruch*, 1964)

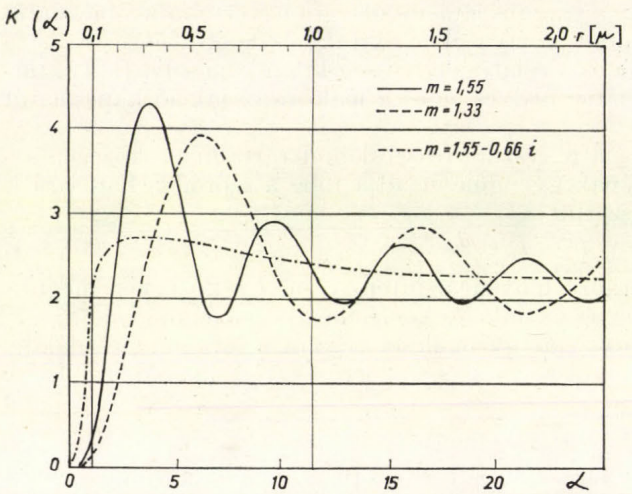
$$\sigma'_M(r) = K(\alpha)\, r^2 \pi \tag{7}$$

ahol $\alpha = 2\pi r/\lambda$ dimenziónélküli nagyságparaméter A $K(\alpha)$ úgynevezett szóródási keresztmetszet adott m törésmutatójú részecske esetén csak a részecske

sugár és a λ hullámhossz arányának függvénye. A $K(\alpha)$ függvényt a *Mie* elmélet szolgáltatja, értékei különböző törésmutatókra általában táblázatos formában találhatók az idevonatkozó irodalomban. A *2. ábrán* bemutatjuk a $K(\alpha)$ függvényt néhány törésmutató esetére.

$K(\alpha)$ ismeretében tehát adott m törésmutató mellett meghatározható az individuális részecske extinkciós koefficiense. Ha 1 cm³-ben $dn(r)$ darab r sugarú részecske van, akkor a térfogategységre vonatkoztatott $\sigma_M(r)$ extinkciós koefficiens

$$\sigma_M(r) = \sigma'_M(r)\, dn(r) \tag{8}$$



2. ábra: A $K(\alpha)$ szóródási keresztmetszet változása az $\alpha = 2\pi r/\lambda$ nagyságparaméter függvényében $m = 1{,}55$ és $m = 1{,}33$ (*Tonna*, 1970), valamint $m = 1{,}55 - 0{,}66i$ (*Penndorf*, 1958) törésmutatók esetén

Minden r sugárra integrálva megkapjuk a σ_M totális extinkciós koefficienst

$$\sigma_M = \int_{r_1}^{r_2} \sigma'_M(r) dn(r) \tag{9}$$

Ha az aeroszol-részecskék nagyságeloszlása a *Junge* (1963) féle eloszlási törvényt követi:

$$dn(r) = Cr^{-(\beta+1)} \tag{10}$$

ahol C a koncentrációtól függő konstans, β pedig méréseink szerint *3* és *5* között változik (a továbbiakban ezért minden a β-ra vonatkozó megjegyzés erre a nagyság-intervallumra értendő).

Felhasználva (7)-et és (10)-et (9)-ből kapjuk

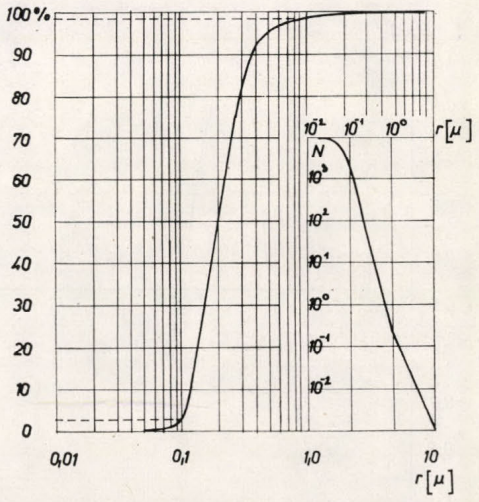
$$\sigma_M = c \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^{(\beta-2)} \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \frac{K(\alpha)}{\alpha^{(\beta+1)}} d\alpha \tag{11}$$

A (11) egyenlet segítségével meghatározható a térfogategységnyi levegőre vonatkoztatott *Mie*-féle extinkciós koefficiens, mely a következő tényezők függvénye:

I. A fénysugár λ hullámhossza;
II. A részecskék m törésmutatója;
III. A részecskék 1 cm³-re vonatkoztatott N koncentrációja, valamint a részecskék nagyságeloszlását jellemző β kitevő.

A továbbiakban ezért ezen tényezők lehetséges értékeit és ezeknek a relatív nedvességgel való változásait kell tanulmányoznunk.

Előzőleg azonban meg kell határoznunk, milyen α_1 és α_2 illetve r_1 és r_2 határok közt kell az integrálást elvégeznünk, hogy a légkörben ténylegesen előforduló aeroszol spektrumok alapján kielégítően pontos értékeket kapjunk a totális σ_M-re. Ehhez kiszámítottuk a $\sigma_M(r)$ függvényt $r_1 = 0{,}01\mu$ és $r_2 = 10{,}0\mu$ határok között, $m = 1{,}55$ és $\lambda = 0{,}55$ feltételezésével. A *3. ábrán* közöljük a kapott $\sigma_M(r)$ függvény kumulatív görbéjét. Az ábra jobboldalán a számításnál felhasznált nagyság-eloszlási modell látható, melyet a Központi Légkörfizikai Intézetben részint elektronmikroszkóppal (*Simon*, 1971), részint optikai mik-



3. ábra: A $\sigma_M(r)$ függvény kumulatív ábrázolása a részecske-sugár függvényében. Az ábra jobb oldalán a számolásnál felhasznált modell nagyság-eloszlása látható, ahol N az r-nél nagyobb sugarú részecskék koncentrációja

roszkóppal (*Nagy*, 1965) végzett membrán-szűrős mérések alapján határoztunk meg. Látható, hogy a teljes σ_M extinkciónak kevesebb, mint 5%-át okozzák a $0{,}1\mu$-nál kisebb, illetve $1{,}0\mu$-nál nagyobb sugarú részecskék, így nem követünk el nagy hibát, ha a továbbiakban csak a $0{,}1\mu < r < 1{,}0\mu$ sugarú aeroszol-részecskék sugárzásgyengítő hatását vesszük figyelembe, azaz $r_1 = 0{,}1\mu$ és $r_2 = 1{,}0\mu$ határok közt integrálunk.

A (11) egyenletben szereplő tényezők értékei és változásuk a relatív nedvességgel

I. A fény λ hullámhossza. Vizuális látástávolság meghatározása esetén λ-nak azok az értékei jönnek számításba, melyekre az emberi szem legérzéke-

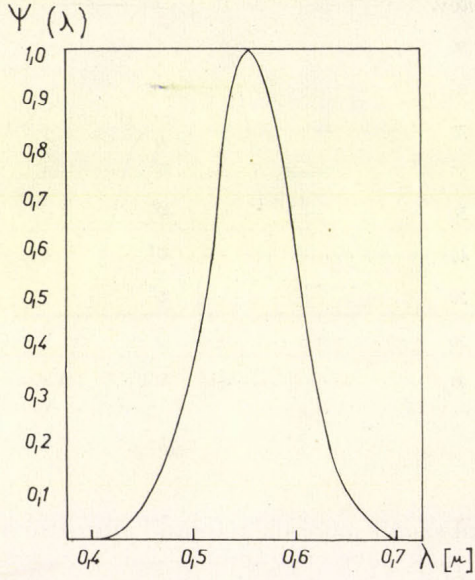
I. TÁBLÁZAT

A légköri aeroszol-részecskékben leggyakrabban előforduló anyagok m *törésmutatója* (Bullrich, 1964)

Részecske	m	Részecske	m
NH_4Cl	1,64	$CaSO_4$	1,57
NH_4NO_3	1,60	KaCl	1,49
$(NH_4)_2SO_4$	1,52	Na_2SO_4	1,48
$MgCl_2$	1,54	SiO_2	1,49
$NaNO_4$	1,59	K_2SO_4	1,49

nyebb. Az emberi szem $0{,}4\mu < \lambda < 0{,}7\ \mu$ hullámhosszúságú fényt tud érzékelni Ezen belül azonban az érzékenység foka erősen függ a hullámhossztól. Mint a *4. ábra* mutatja, az érzékenységi görbe éles maximumot mutat a $\lambda = 0{,}55\mu$ hullámhossznál. Így a további számításoknál kielégítő pontossággal tételezhetünk fel konstans $\lambda = 0{,}55\mu$ hullámhosszat.

II. A részecskék m *törésmutatója.* Mivel az aeroszol-részecskék anyagi összetételük szempontjából igen sokfélék, feltehetően a törésmutató értékeknek is széles skálája fordul elő. Az individuális részecskék törésmutatójának mérésére nincsen mód. Becslést tehetünk azonban az átlagos törésmutatóra a részecskékben leggyakrabban előforduló anyagok törésmutatói alapján, melyeket az



4. ábra: Az emberi szem $\psi(\lambda)$ érzékenységének változása a hullámhossz függvényében (Johnson, 1954)

I. táblázat tartalmaz. A táblázatban szereplő adatok nem túl nagy szórást mutatnak az $m = 1{,}54$ középérték körül. Az aeroszol részecskékben levő organikus és vízben oldhatatlan anyagok törésmutatójára azonban semmiféle mérési adat nem áll rendelkezésünkre. Az utóbbi időben *Hänel* (1968) mérte kilenc aeroszol minta részecske-populációjának törésmutatóját, valamint ennek változását a relatív nedvességgel. Eredményei szerint a részecske-populáció közepes törésmutatója közel lineráis függvénye a relatív nedvességnek s $m = 1{,}7$ és $m = 1{,}33$ között változik, míg a relatív nedvesség nulláról 100%-ra nő. $f = 40\%$ relatív nedvességnél $m = 1{,}56$, ami jól megegyezik az *I. táblázat* közepes m értékével. Hasonló eredményre jutott *Volz* (1956), aki a légköri csapadék üledékének törésmutatóját mérte és $m = 1{,}53$ körüli értéket kapott. Ezek alapján a továbbiakban a száraz részecskék törésmutatójául $m = 1{,}55$-öt tételezünk fel.

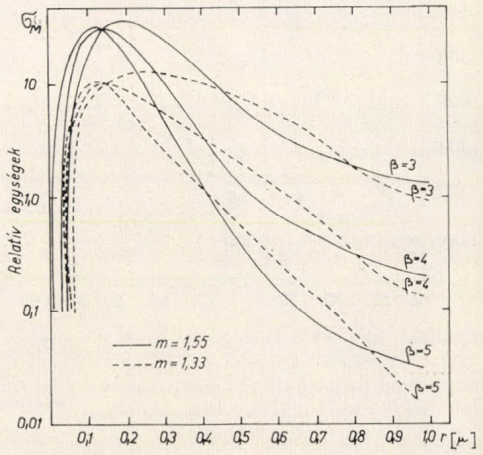
A törésmutatónak a relatív nedvességgel való változását az aeroszol-részecskékben levő vízben oldódó higroszkópos anyagok szerepe magyarázza. Ezek már viszonylag alacsony nedvességen vizet vesznek fel, s a keletkezett cseppecskék törésmutatója a bennük levő víz és oldott anyag keverési arányától függően csökken, és megközelíti a tiszta víz $m = 1{,}33$ törésmutatóját.

Az *5. ábrán* bemutatjuk, hogyan módosul a $\sigma_M(r)$ függvény a részecskék törésmutatójának megváltozása következtében. Konstans összkoncentrációt

feltételezve kiszámítottuk a $\sigma_M(r)$ függvényt mind $m = 1{,}55$ mind $m = 1{,}33$ törésmutatójú részecskék feltételezésével, $\beta = 3; 4; 5;$ esetén. Az $m = 1{,}33$ törésmutatójú vízcseppek által okozott σ_M extinkció minden esetben kisebb, mint az ugyanolyan koncentrációban jelenlevő $m = 1{,}55$ törésmutatójú száraz részecskéké, arányuk pedig a következőképpen függ β-tól

$$\frac{\sigma_M\,(m = 1{,}55)}{\sigma_M\,(m = 1{,}33)} = 0{,}5\beta + 0{,}2$$

III. Részecske koncentráció (N) és nagyság spektrum (β). E két tényező relatív nedvességgel való változásának törvényszerűségeit tisztázva lényegében



5. ábra: A σ_M (r) függvény változása $m = 1{,}55$ és $m = 1{,}33$ törésmutatók, valamint $\beta = 3, 4, 5$ esetén, ugyanazon $N(r \geq 0{,}1\ \mu)$ koncentráció feltételezésével

megoldjuk eredeti célkitűzésünket, a légköri extinkció, azaz a látástávolság és a relatív nedvesség közti kapcsolat problémájának feltárását.

A légköri aeroszol-részecskék koncentrációja és nagyság-eloszlása két alapvető ok miatt van kapcsolatban a relatív nedvességgel.

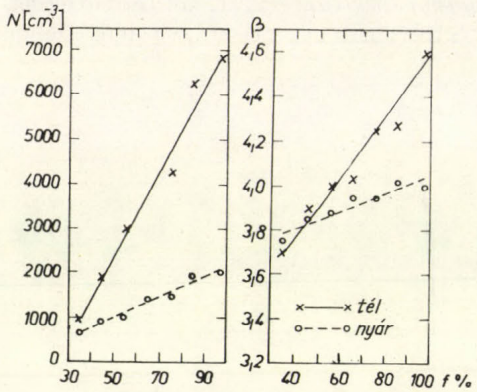
III/a. Advekciós illetve vertikális kicserélődési viszonyokkal kapcsolatos változások. Ide tartoznak azok a relatív nedvesség illetve aeroszol koncentráció változások, melyek a különböző légtömegek cseréjével függnek össze. Ezek hatása azonban előző vizsgálataink szerint (*Nagy*, 1964) csak akkor válik jelentőssé az earoszol koncentráció szempontjából, ha a légtömeg-csere egyúttal a vertikális légrétegződés számottevő megváltozásával jár együtt. Sokkal kifejezettebb és egyértelműbb hatása van mind a relatív nedvességre, mind a részecske koncentrációra a vertikális kicserélődés változásainak. A kicserélődés gyengülése a vízgőz és a részecskék felhalmozódását egyaránt elősegíti a talajközeli légrétegekben.

III/b. A higroszkópos részecskék megnövekedése s relatív nedvesség hatására. Ez azt jelenti, hogy a nagy koncentrációban jelenlevő $0{,}1\mu$-nál kisebb sugarú úgynevezett *Aitken*-részecskék „benőnek" az általunk vizsgálandó $r \geq 0{,}1\mu$ -os tartományba.

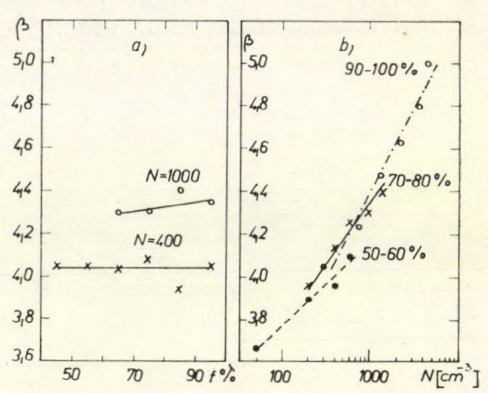
A III/a és b. pontok alatt vázolt hatások a részecskék koncentrációját és nagyság-eloszlását egyaránt befolyásolhatják. Együttes hatásuknak kell eredményeznie végül is azt az összefüggést a koncentráció, a β és a relatív nedvesség között, mely a relatív nedvesség és a látástávolság között az *1. ábrán* megmutatkozott. Ennek feltárásához először megvizsgáljuk a koncentráció

és a β változását a III/a pontban vázolt okok hatására, majd figyelembe vesszük a kapott eredmények módosulását a részecskék megnövekedése (III/b) következtében.

Az úgynevezett „száraz" részecskék koncentrációjának és nagyság-eloszlásának a relatív nedvességgel való változását membránszűrős méréseink alapján határoztuk meg *(Nagy,* 1963) Ehhez az 1963 január és 1971 július közötti időszakból 1101 mérés állt rendelkezésünkre, *550* a téli és *551* a nyári félévből. A méréseket 13 órakor végeztük. A membránszűrőt a mintavétel után minden



6. ábra: Az $r \geq 0{,}1\mu$ sugarú „száraz" aeroszol részecskék koncentrációjának (N) és nagyságeloszlásának (β) változása az f relatív nedvesség függvényében membránszűrős mérések alapján



7. ábra: a) A β kitevő változása a relatív nedvességgel konstans $N(r \geq 0{,}1\mu)$ koncentráció esetén. *b)* a β kitevő változása az $N(r \geq 0{,}1\mu)$ koncentrációval konstans relatív nedvességek mellett

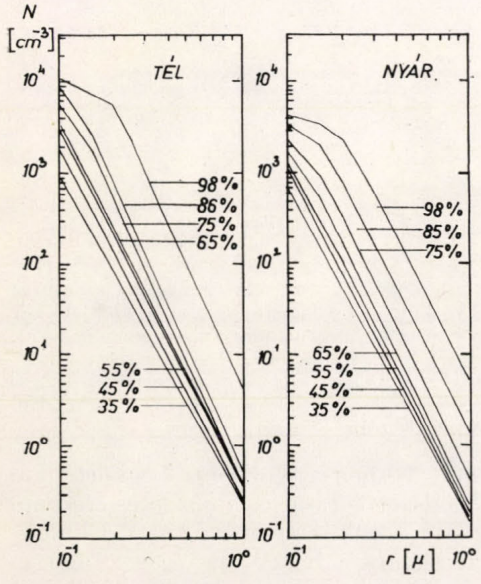
esetben legalább egy napig tároltuk a szobában levő kb. 30—40%-os relatív nedvességen. Ezután a kiértékeléshez a szűrőt immerziós olajjal itattuk át. Ez azt eredményezte, hogy a mintavételkor fennálló nedvességviszonyoktól függetlenül a membránszűrős mérésekből a száraz részecskékre vonatkozó adatokat nyertünk. A szűrők optikai mikroszkópos kiértékelése során meghatároztuk az $r \geq 0{,}15\mu$ sugarú részecskék koncentrációját és nagyság-eloszlását. Az így kapott eredményeket $r = 0{,}1\mu$-ig extrapoláltuk. Ezek alapján meghatároztuk a különböző relatív nedvességekhez tartozó közepes koncentrációkat illetve β értékeket. A kapott eredményeket a *6. ábra* tartalmazza.

Lényeges eltérés mutatkozik a tél és a nyár között mind a koncentráció, mind a β változásában a relatív nedvességgel. Télen a koncentráció *6,9*-szeresére nő, a β pedig 1,25-szörösére, míg a relatív nedvesség 35%-ról 98%-ra nő, nyáron a koncentráció növekedése csak 3,2-szeres, a β-é 1,06-szoros a relatív nedvesség ugyanezen változása mellett. Az eltérés oka a relatív nedvesség változásait előidéző okok különbségében keresendő. Nyáron feltehetően kisebb szerephez jutnak az inverziós légrétegződéssel kapcsolatos tényezők egyéb hatások (elsősorban a csapadék) mellett.

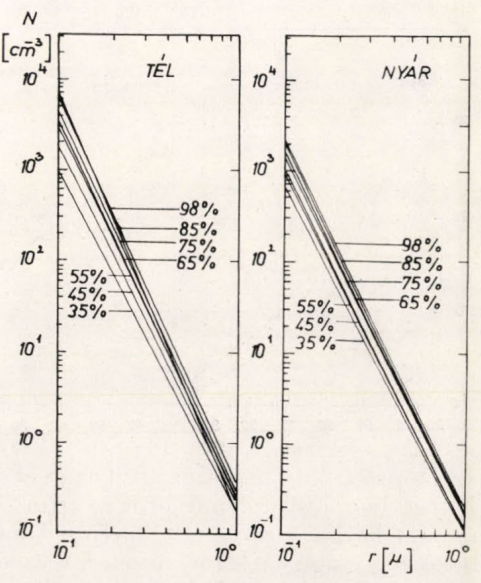
Röviden foglalkoznunk kell a nagyság-eloszlás változásának kérdésével. A β értéke röviden fogalmazva azt adja meg, milyen nagyságrendű koncentráció-csökkenéssel jár együtt a részecske-sugár egy nagyságrendnyi növekedése. A β-nak 3,7-ről 4,6-ra való növekedése télen azt eredményezi, hogy míg 35 és 98% relatív nedvesség közt a $0{,}1\mu$ sugarú részecskék koncentrációja 6,9-szeresére nőtt, addig az $1{,}0\mu$ sugarú részecskék koncentrációja mindkét nedvesség-

érték mellett változatlanul 1,7 cm^{-3}. Nyáron viszont az 1,0μ-os részecskék koncentrációja is 2,4-szeresére nő ugyanezen nedvességváltozás mellett.

Felmerül a kérdés, β-nak a relatív nedvességgel vagy a részecske koncentrációval való összefüggése mutatkozik-e meg ezekben az adatokban. Ennek eldöntésére megvizsgáltuk a β változását konstans összkoncentráció és változó relatív nedvesség-, valamint konstans nedvesség és változó koncentráció mellett. Az eredményeket a *7. ábra* mutatja. Eszerint konstans koncentráció mellett β független a relatív nedvességtől, míg változatlan nedvesség mellett erősen



8. ábra: A „száraz" aeroszol-részecskék nagyság-eloszlása különböző relatív nedvességek mellett, membránszűrős mérések alapján, télen és nyáron. N az r-nél nagyobb sugarú részecskék koncentrációja



9. ábra: A légköri aeroszol-részecskéknek a *8. ábra* alapján számított nagyság-eloszlásai különböző relatív nedvességeknél, figyelembe véve a hidroszkópos részecskék megnövekedését a növekvő relatív nedvességgel. N az r-nél nagyobb sugarú részecskék koncentrációja

nő a részecskék koncentrációjával. Ennek magyarázatául az az elképzelés szolgálhat, hogy a *0,1*μ-os részecskék koncentrációjának gyors növekedését elsősorban a nagy koncentrációjú *Aitken* részecskék koagulációs növekedése okozza. A koagulációs növekedés sebessége azonban a részecske-nagyság növekedésével csökken, így a nagyobb részecskék koncentrációja kisebb mértékben vagy egyáltalán nem változik meg ezen hatás következtében. Ez természetesen a β megnövekedését eredményezi.

A β növekedésével ugyanolyan összkoncentráció mellett az extinkció értéke csökken (lásd *5. ábrát)*, a következő összefüggés szerint

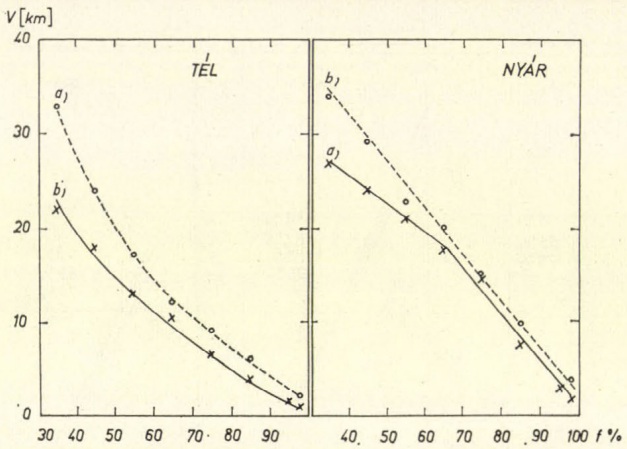
$$\frac{\sigma_M(\beta_1)}{\sigma_M(\beta_2)} = \left(\frac{\beta_2}{\beta_1}\right)^x, \quad \text{ahol} \quad \begin{matrix} x = 1{,}65 \text{ ha } m = 1{,}55 \\ x = 2{,}42 \text{ ha } m = 1{,}33 \end{matrix}$$

Így β növekedése a relatív nedvességgel, azaz a koncentrációval mérsékli a légköri extinkció növekedését azaz a látástávolság csökkenését a növekvő relatív nedvességgel.

Végül az eddig tárgyalt okok következtében a *8. ábrán* látható részecskespektrumokat kapjuk a különböző relatív nedvességek esetén.

Az aeroszol-részecskék higroszkópos volta miatt a *8. ábra* eloszlásai jelentősen megváltoznak. A különböző relatív nedvességekhez tartozó légköri extinkció értékek kiszámításához ismernünk kell a részecskék megnövekedésének mértékét az adott relatív nedvességen és ennek megfelelően kell módosítanunk a *8. ábra* „száraz" eloszlásait.

Az aeroszol részecskék növekedésének vizsgálatára 10 mérést végeztünk



10. ábra: A $V = 3{,}912/(\sigma_R + \sigma_M)$ összefüggés szerint, a II. táblázat adatai és $\sigma_R = 1{,}167 \cdot 10^{-7}$ cm $^{-1}$ alapján számított látástávolságok (x-szel jelölve), valamint a mért vizuális látástávolságok változása a relatív nedvesség függvényében; *a)* Budapest—Ferihegy, *b)* Budapest—Lőrinc

az izopiesztikus módszer segítségével 1969—70-ben a Központi Légkörfizikai Intézetben, ötöt télen és ötöt nyáron. A módszer leírását és a részletes eredményeket lásd *Mészáros* (1971). Ennél meghatároztuk, hogyan változik a különböző nagyságú, átlagos aeroszol-részecske sugara a relatív nedvesség függvényében. Ennek birtokában a következőképpen jártunk el. A *8. ábra* eloszlásait az izopiesztikus módszerrel kapott r_f/r_o érték szerint megnöveltük, feltételezve, hogy az azonos nagyságú részecskék azonos mértékben növekszenek meg, valamint, hogy a $0{,}5\mu$-nál kisebb sugarú részecskékre is érvényes a $0{,}5\mu$-hoz tartozó r_f/r_o érték. Mivel a növekedés során a $0{,}1\mu$-nál kisebb sugarú részecskék is benőnek az extinkció szempontjából lényeges $r > 0{,}1\mu$-os nagyság tartományba, ezek nagyság-eloszlását is figyelembe kellett vennünk. Ehhez a *Simon* (1971) által $r = 0{,}01\mu$-ig végzett elektronmikroszkópos méréseket használtuk fel. Így megkaptuk az adott nedvesség intervallumokhoz tartozó megnövekedett részecske spektrumokat, melyeket a *9. ábrán* mutatunk be. A növekedés hatására lényegesen megváltozott a *0,1*μ-nál nagyobb sugarú részecskéknek mind koncentrációja, mind nagyságeloszlása.

Így végülis azokhoz a részecskékhez jutottunk, melyeken adott relatív nedvesség esetén a keresztül haladó fénysugár szóródást szenved, azaz amelyek a látástávolságnak a relatív nedvességgel való gyengülését okozzák.

II. TÁBLÁZAT

A légköri aeroszol-részecskék által okozott σ_M extinkciós koefficiens értékei (km $^{-1}$-ben) *különböző relatív nedvességek* (*f*) *mellett télen és nyáron*

f	35%	45%	55%	65%	75%	85%	98%
TÉL	0,13	0,22	0,35	0,39	0,71	1,01	4,32
NYÁR	0,094	0,14	0,17	0,20	0,27	0,57	1,58

A különböző relatív nedvességekhez tartozó légköri extinkció értékek illetve látástávolságok

A *9. ábra* eloszlásai alapján kiszámítottuk az átlagos extinkció értékeket. Ennél figyelembe kellett vennünk a törésmutató megváltozását a részecskék fázisváltása következtében. A következőképpen jártunk el: Az izopiesztikus módszerrel végzett vizsgálatoknál meghatároztuk, hogy adott relatív nedvességen, adott részecske-nagyság mellett a részecskéknek hány százaléka váltott fázist, azaz változott cseppé. Ezt felhasználva megkaptuk a *9. ábra* eloszlásaiban a cseppek illetve a szilárd részecskék számát és nagyság-eloszlását. Ezután külön kiszámítottuk $m = 1{,}55$ és $m = 1{,}33$ feltételezésével a szilárd részecskék illetve a cseppek által okozott extinkciót és ezeket összegeztük. Így megkaptuk minden relatív nedvesség intervallumban a ténylegesen jelenlevő aeroszolrészecskék által okozott σ_M extinkciót. Ezek értékét a *II. táblázat* tartalmazza.

Amennyiben méréseink és feltételezéseink helyesek voltak, a fenti úton kapott σ_M értékek és az (5) egyenlettel számolt σ_R értékek összegét a *Koschmieder* formulába helyettesítve az *1. ábrán* közölt látástávolságokat kell megkapnunk. Elvégezve a számításokat a *10. ábrán* kereszttel illetve körrel jelölt látástávolságokat kaptuk, míg a kihúzott illetve szaggatott görbék az *1. ábra* vizuális úton meghatározott látástávolságait kötik össze.

Az aeroszol mérések alapján a *Mie* elmélet szerint számított légköri extinkció értékek és a *Koschmieder* formula segítségével számított látástávolságok jól megegyeznek a vizuális úton mért látástávolságokkal. Az $f = 35\%$-nál levő viszonylag nagy (22 illetve 37%) eltéréseket figyelmen kívül hagyva az átlagos relatív hiba 9,1% télen és 3,8% nyáron. Ez lényegében azt jelenti, hogy fenti vizsgálataink során valóban a látástávolság és relatív nedvesség kapcsolatát szabályozó legfontosabb paraméterek birtokába jutottunk s így megtaláltuk a jelenség fizikai magyarázatát.

IRODALOM

Bullrich, K. 1964: Scattered radiation in the atmosphere and the natural aerosol. *Adv. in Geoph. 10.* 99–260.

Buma, T. J. 1960: A statistical study between visibility and relative humidity at Leeuwarden. *Bull. Amer. Met. Soc. 41.* 357–360.

Fett, W. 1967: Sichtweite und atmosphärisches Aerosol in Berlin-Dahlem. *Beitr. Phys. Atm. 40.* 262–278.

Frankenberger, E. 1964: Beziehungen zwischen der Normsichtweite und der relativen Feuchte nach Messungen in Quickborn. *Beitr. Phys. Atm. 37,* 183–196.

Garland, J. A. 1969: Condensation on ammonium sulphate particles and its effect on visibility. *Atm. Env. 3,* 347–354.

Hänel, G. 1968: The real part of the mean complex refractive index and the mean density of samples of atmospheric aerosol particles. *Tellus, 20,* 371–379.

Hänel, G. 1971: New results concerning the dependence of visibility on relative humidity and their significance in a model for visibility forecast. *Beitr. Phys. Atm.* 44, 137–167.

Johnson, J. C. 1954: *Physical Meteorology,* John Wiley and Sons, Inc., New York.

Junge, C. E. 1963: *Air Chemistry and Radioactivity.* Academic Press, New York and London.

Rasten, F. 1968: Der Einfluss der Aerosol-Grössenverteilung und ihrer Änderung mit der relativen Feuchte auf die Sichtweite. *Beitr. Phys. Atm. 41,* 33–51.

Laktionov, A. G., Bogomolov, Yu. P. 1971: Mikrosztruktura prziemnogo aerozolja. *Fiz. Atm. i Ok. 7,* 291–301.

Mészáros, A. 1971: On the variation of the size distribution of large and giant atmospheric particles as a function of the relative humidity. *Tellus, 23,* 436–440.

Nagy Á. (Mészárosné) 1963: A légköri por-aeroszolok vizsgálata ultramembrán szűrővel. *Beszámolók az 1963-ban végzett tudományos kutatásokról, 18,* 77–83.

Nagy Á. (Mészárosné) 1964: A légköri aeroszol részecskék koncentrációjának kapcsolata az időjárási elemekkel. *Időjárás 68,* 145–150.

Nagy Á. (Mészárosné) 1965: Ultramembrán szűrőn felfogott légköri aeroszol részecskék nagyság szerinti eloszlása. *Időjárás, 69,* 71–76.

Penndorf, R. B. 1958: An approximation method to the Mie theory for colloidal spheres. *J. Phys. Chem. 62.* 1537–1542.

Simon, A. 1971: Electron microscopic study of the size distribution of aerosol particles captured on membrane filters. *Időjárás, 75.*

Tonna, G. 1970: Mie extinction coefficient for spherical particles. *IFA Sci. Rep. Sr n° 30.*

Volz, F. 1956: Optik der Tropfen. *Handb. Geoph. 8,* 822–835.

Wright, H. L. 1940: Atmospheric opacity at Valentia. *Quart. J. Roy. Met. Soc. 66,* 66–77.

A szélirány változása a légkör alsó 300 méteres rétegében Budapesten

KRISTON ILONA, *Központi Előrejelző Intézet, Budapest*

Change of Wind Direction Within the Lowest 300 m Layer of the Atmosphere at Budapest. This is an investigation of the change of wind direction $\Delta\alpha$ occurring between the near-the ground (16 m) level and the level of 300 m, considered as a function of the following factors: state of equilibrium, wind velocity in the layer, and wind direction at ground-level. Calculations have been made by using the wind recordings of Budapest obtained by a *Fuess* instrument and by using upper-wind and radiosounding data extending to five years (1959—1963), through processing more than 10 000 cases. According to the results of these investigations, the slight veering of the wind, described by theoretical spirals, is not exactly fulfilled in the lowest 300 m layer of the atmosphere. The change of wind direction $\Delta\alpha$ is strongly influenced by the prevailing wind velocity and by the state of equilibrium. With the weakening of stability, and with stronger winds $\Delta\alpha$ is decreasing and conversely, with higher stability and weaker winds, it is increasing. These results are in agreement with the statistical properties of turbulence. Turbulent energy is reaching its maximum under unstable conditions and high velocities; under the influence of intense turbulence, the layer is mixed through and becomes a homogeneous one; thus, wind direction is essentially unchanged within it. In the case of stability, and low velocities, the converse is the case, and $\Delta\alpha$ is reaching somewhat higher values. The distribution of relative frequencies of $\Delta\alpha$ values are not exhibiting changes with various directions of the ground-level wind; that is, it is unlikely, that the wind change should be depending on the ground-level wind direction.

*

Изменение направления ветра в нижнем 300 м-овом слое атмосферы в г. Будапеште. Рассматривается обращение ветра $\Delta\alpha$ между приземным (16 м) и 300-овым уровнями, в зависимости от равновесия слоя воздуха, от господствующей в нем скорости ветра и от приземного направления ветра. Вычисления проводились по записям анемометра системы *Фусс* по обработке 5-летнего ряда (1959—1963 гг.) данных шаропилотных и радиозондовых подъемов, всего более 10 000 случаев. Результаты исследований показывают, что небольшое обращение ветра с высотой направо, описываемое теоретическими спиралями, строго не выполняется в 300 м-овом слое атмосферы. На изменение направления ветра $\Delta\alpha$ значительно влияют господствующая в этом слое скорость ветра и равновесие слоя. С ослаблением устойчивости и с усилением ветра величина угла обращения $\Delta\alpha$ уменьшается и наоборот. Эти наблюдения согласуются с статистическими свойствами турбулентности. Указанная величина достигает своего максимума при неустойчивости турбулентной энергии и при больших скоростях ветра; на воздействие интенсивных турбулентных движений слой перемешивается, становится однородным; таким образом в нем и направление ветра не изменяется в значительной мере. При устойчивости и при небольших скоростях ветра наблюдается противоположное явление: $\Delta\alpha$ может принимать и высокие отрицательные величины. При приземных ветрах разного направления в распределении относительной повторяемости $\Delta\alpha$ не намечаются значительные отклонения. Таким образом невероятна зависимость обращения ветра от приземного направления ветра.

*

A szél magasság szerinti változásának kérdése az utóbbi évtizedekben egyre inkább a szakemberek érdeklődési körébe került. Ennek oka egyrészt új elméletek kialakulása, amelyek a légkör alsó rétegében uralkodó áramlásoknak az általános légköri cirkulációhoz való hozzájárulását mérlegelik, másrészt a gyakorlati problémák szélesedő körével kapcsolatos.

A szélprofilok tanulmányozása révén már régóta ismeretessé vált, hogy a talajközeli légrétegben a szélsebesség a magassággal gyorsan nő. A sebességnövekedés a súrlódás magasság szerinti csökkenésére vezethető vissza. A talajnak ez a hatása többek között függ a felszín érdességétől. A súrlódási réteg,

amelyben a felszín érdességének (domborzat stb.) hatása a légáramlásban még megmutatkozik, Budapest felett évi átlagban 1000 méter magasságig terjed.

A súrlódási rétegben a szél – többé-kevésbé az elméleti spirálok (*Ekman-*, *Taylor*-spirál) szerint – az északi félgömbön jobbra fordul a magassággal, és sebessége nő. A súrlódási réteg áramlási mezeje fokozatosan átmegy a szabadlégkör gradiens-szélmezejébe, amelyben megszűnik a szél súrlódás okozta irány- és sebességváltozása. A súrlódás állandóan ható tényező, de más effek-

I. TÁBLÁZAT

A szélfordulás átlagos értékei a surlódási rétegben Budapest fölött (1955—1959)
Pápai [2] *számításai alapján*

z_i(m)	Δ_i	$\Delta_i = \Delta_0 - \Delta_i$
0	41,3°	0,0°
200	30,8°	10,5°
300	—	(16°)
500	19,3°	22,0°
700	12,0°	29,3°
1000	3,5°	37,8°

tusok – mint pl. a frontátvonulás, advekció, konvekció stb. – torzítása miatt nem mindig mutatható ki.

Az adott helyre jellemző súrlódási szélprofilt a tényleges széliránynak a gradiens széltől való eltérési szögével (α) jellemezhetjük. α függ a légkör egyensúlyi helyzetétől, a súrlódástól, a földrajzi szélességtől, a szinoptikus helyzettől (az izobárvonalak alakjától) és a szélsebességtől. *Haltiner-Martin* [1] munkájából számszerűen kitűnik, hogy a talajközeli szél és az izobárok közötti α_0 szög nagysága a földrajzi szélesség növekedésével csökken, a felszín érdességével növekszik, továbbá nő a légrétegződés stabilizálódásával is. Legnagyobb értékét (kb. 60°) alacsony földrajzi szélességen, érdes felszín fölött és stabilis egyensúlyi helyzetben éri el, legkisebb értékét (kb. 10°) pedig magas földrajzi szélességen, az óceán sima felszíne felett, labilis légrétegződésnél veszi fel.

Pápai László [2] a Budapest feletti ötéves időszak (1955–59) több mint 10 000 pilotméréséből az ún. gyenge gradiensű (grad $p \leq 1$ mb/100 km) és frontmentes napok pilotméréseit – kb. 1000 mérést – választotta ki számításaihoz. Ily módon csupán azokat a mérési eredményeket használta fel, amelyekre közelítőleg teljesülnek az elméleti *Ekman*-modellben szereplő egyszerűsítő feltételek (a levegő sűrűsége közel konstans, a kicserélődési együttható és a gradiens-erő nem változik a magassággal). Meghatározta a súrlódási réteg 0, 200, 500, 700 és 1000 m-es szintjeiben a szélnek az 1200 m-es szint (geosztrófikusnak tekintett) szeléhez viszonyított átlagos eltérési szögeit *(I. táblázat)* és e szintek átlagos szélsebességeit. Majd évszakok és szélirányok szerint szétválasztva vizsgálta a felhasznált mérési adatokat. Az így kapott eltérési szögek szórását a szerző szerint, a felhasznált széladatok között sebességben és irányban egyaránt meglevő nagy eltérés, valamint a légkör változó egyensúlyi helyzetének elhanyagolása is okozta.

*Pápai*nak az *I. táblázat*ban közölt adatai (α_i) alapján kiszámítottuk a szélfordulás átlagos értékeit a talajtól kiindulva a súrlódási rétegben ($\Delta\alpha_i$). A 300 m-es magasságban feltüntetett értéket interpolálással kaptuk.

Jelen munkánkban a talajközeli és a 300 m-es szint közötti $\Delta\alpha$ szélfordulás gyakorisági eloszlását vizsgáltuk a talajközeli szélirány, a szélsebesség és a stabilitás (l. *II. táblázat)* függvényében. Sok szempontból nem érdektelen, hogy a talajközeli szél iránya néhány száz méter magasságban hogyan módo-

II. TÁBLÁZAT

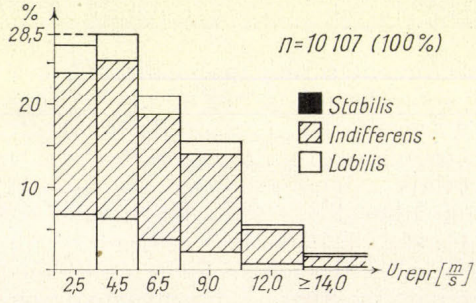
Stabilitási kategóriák (Szepesi [3] *szerint)*

Elnevezés	Az alsó 300 m-es réteg átlagos hőmérsékleti gradiense (C°/100 m)	A stabilitási kategória relatív gyakorisága (%) Budapest 1959—1963.
Stabilis	>0,51	20
Indifferens	—1,00—0,50	69
Labilis	<—1,00	11

sul, és pl. a 200—300 m magasra feljutó füstzászló zónájában milyen mértékű irányváltozás lehetséges. Magas épületek és tornyok, gyárkémények tervezésekor lényeges szempont, hogy a talajközelben mért szélirány-gyakoriság menynyire jellemzi a néhány száz méter magasságban fennálló helyzetet.

Erre a célra a budapesti pilotballonos és rádiószondás mérések ötévi (1959—1963), több mint 10 000 magassági szélmérést tartalmazó anyagát dolgoztuk fel.

A stabilitást az alsó 300 m-es légréteg átlagos hőmérsékleti gradiense



1. ábra: A szélsebesség értékeinek relatív gyakorisága. Budapest (1959—63).

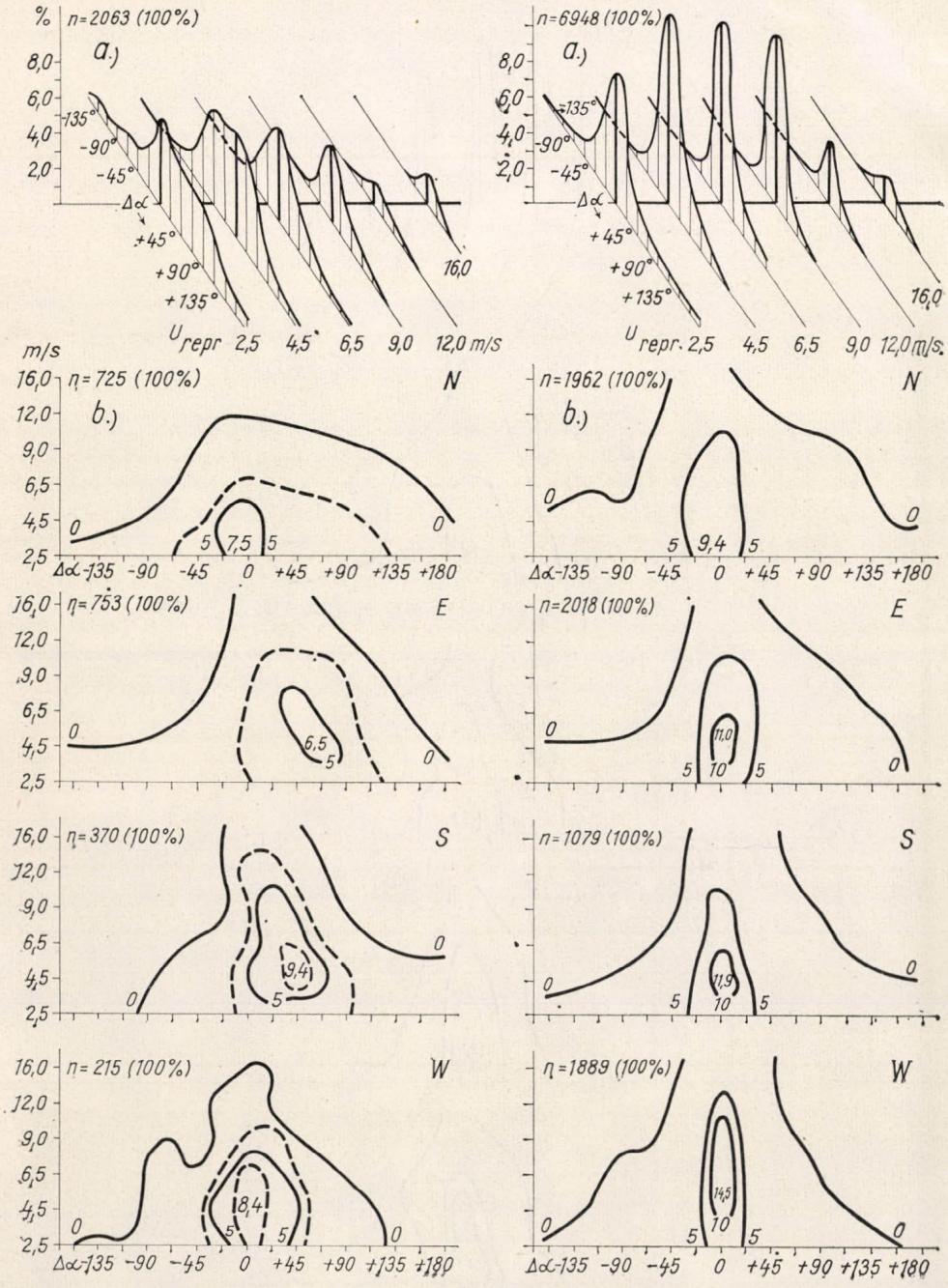
alapján vettük figyelembe *(II. táblázat)*. A felhasznált pilotmérések stabilitási kategóriájának megállapítása a rádiószondás felszállások adatai alapján történt úgy, hogy a pilotmérések időpontjára számított hőmérsékleti gradienseket a közeli ferihegyi repülőtéren óránként végzett szinoptikus észlelések szél, hőmérséklet és felhőzet adatai alapján interpolálással nyerték [3]. Jelen dolgozatunkban *Szepesi* nyomán megkülönböztetjük a stabilis, indifferens és labilis egyensúlyi helyzeteket.

A szélsebességet a pilot- vagy rádiószondás magassági szélmérésből az elbocsátás utáni első perc adatai alapján vettük figyelembe. Ez az érték a felszín fölötti 250—350 m vastag légréteg átlagos szélsebességét adja meg. A gyakorisági számítások során alkalmazott sebességintervallumok reprezentatív értékei a következők:

$$u_{repr} = 2{,}5 \quad 4{,}5 \quad 6{,}5 \quad 9{,}0 \quad 12{,}0 \quad 16{,}0 \ [m/s]$$

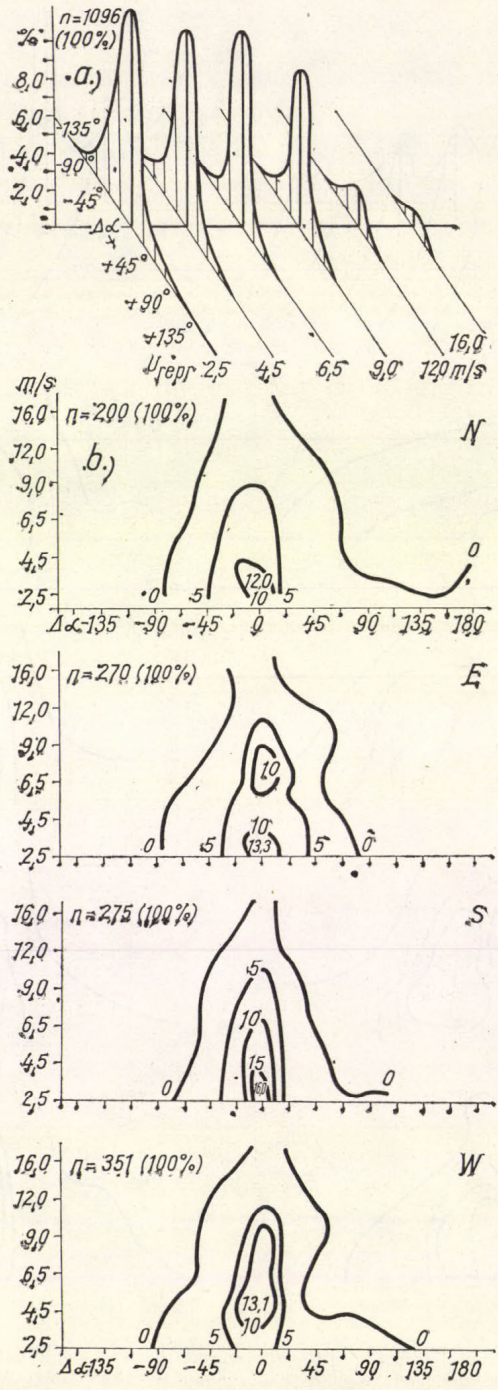
A szélsebességértékek gyakorisági eloszlását a különböző stabilitási kategóriák esetére az *1. ábra* mutatja.

A magassági szélmérésből kapott szélirányt és a *Fuess* szélregisztrátum 16 m-es magasságban mért talajközeli szélirányértékét egybevetve határoztuk meg a $\Delta\alpha$ szélirányváltozást. $\Delta\alpha$-t pozitívnak tekintettük, ha a szél a magassággal jobbra fordult, ellenkező esetben negatívnak. A $\Delta\alpha$ szélirányváltozásokat, előjelüket is figyelembe véve, 22,5° tágasságú talajközeli szélirány-intervallumokba soroltuk.



2. ábra: A $\Delta\alpha$ szélfordulás relatív gyakorisága stabilis légrétegződés esetén: *a)* a szélsebesség függvényében, *b)* a szélsebesség függvényében a szélkvadránsok szerint.

3. ábra: A $\Delta\alpha$ szélfordulás relatív gyakorisága közömbös légrétegződés esetén: *a)* a szélsebesség függvényében, *b)* a szélsebesség függvényében a szélkvadránsok szerint.



4. ábra: A $\Delta\alpha$ szélfordulás relatív gyakorisága labilis légrétegződés esetén: *a)* a szélsebesség függvényében, *b)* a szélsebesség függvényében a szélkvadránsok szerint.

Így megkaptuk, hogy adott stabilitás, szélsebesség és talajközeli szélirány mellett milyen irányú és mértékű volt az egyes esetekben a szél irányváltozása a légkör alsó 300 m-es rétegében. Eredményeimet teljes részletességgel szakdolgozatomban közöltem [4]. Jelen munkánkban adatainkat 3 stabilitási kategória, 6 sebességi intervallum és a 16 m-es magasságban regisztrált talajközeli széliránynak a 4 főirányba összevont kategóriái szerint csoportosítottuk. A $\Delta\alpha$ szélfordulások százalékban kifejezett gyakoriságát ennek a csoportosításnak megfelelően ábrázoltuk a *2.*, *3.* és *4. ábrákon.*

Szembetűnő, hogy a valóságban a szélnek az elméleti spirálokkal leírt, magasság szerinti jobbrafordulása az alsó 300 m-es légrétegben nem teljesül szigorúan. Számításaink szerint az esetek 38%-ában jobbra, 24%-ában balra fordult a szél a magassággal, 38%-ban pedig 12 foknál kisebb volt $\Delta\alpha$ abszolút értéke.

A szél magassággal való fordulása jelentős mértékben függ a stabilitástól. Az irányváltozás mértéke a stabilitás erősödésével növekszik (amit ábráink szélesebben elterülő görbéi is bizonyítanak), annak gyengülésével pedig csökken. A magasság szerinti szélfordulás függése a stabilitástól a turbulens mozgásokkal magyarázható; stabilis légrétegződés esetén ugyanis a turbulens áramlások gyengék (a turbulens energia kicsiny), labilis rétegződésnél viszont igen erősek (a turbulens energia nagy), ennek következtében az alsó légréteget nagymértékben átkeverik, homogenizálják.

A stabilis egyensúlyi helyzetű, 300 m vastagságú légrétegben bekövetkezett $\Delta\alpha$ szélirányváltozás relatív gyakoriságát a *2a ábrán* mutatjuk be. A felhasznált adatok 1/5-e, 2063 mérés esik ebbe a kategóriába. Ezek 65%-ában jobbra, 17%-ában balra fordult a szél a magassággal, 18%-ban nem változott számottevően a szél iránya. Nem erős ($\leq$ 5 m/s) szél esetén jelentős ($\geq$ 90°-os) balrafordulás sem volt ritkaság (80-szor az esetek 4%-ában fordult elő), ami arra utal, hogy a stabilis egyensúlyban levő légréteget az ilyen kis sebességű szél nem tudja átkeverni, homogenizálni.

A vizsgált 5 éves időszakban 11 m/s-nál erősebb északi szél stabilis légrétegződés mellett nem fordult elő *(2b ábra)*. A nyugati irányú talajközeli szél esetére kapott görbénk a negatív $\Delta\alpha$ tartományban szabdalt, nem egyenletes menetű. A stabilis egyensúlyi kategória 1/10-ét adja csupán az ide eső 215 eset, ami nyilvánvalóan bizonytalanabbá teszi a görbe menetét, amit az is alátámaszt, hogy a *3b* és *4b* ábra megfelelő görbéin hasonlót nem tapasztalunk.

Stabilis légrétegződésnél a keleti és a déli szektorban a maximális relatív gyakorisági értékek ott lépnek fel, ahol a szél a magassággal határozottan (45—68°-kal) jobbra fordul *(2b ábra);* az összes többi esetben *(2b, 3b* és *4b ábrák)* ez a gyakorisági maximum a $\Delta\alpha \simeq 0$ intervallumnál van. Ez azzal magyarázható, hogy stabilis légrétegződés mellett a különböző hatások (súrlódás, turbulencia, domborzat, hőmérsékleti advekció) közül a súrlódási effektus érvényesül a legnagyobb mértékben.

Közömbös egyensúlyi helyzetű légrétegben a szélirányváltozás relatív gyakorisági eloszlása a *3. ábrán* látható. Összes adatunk közel 7/10-ét, 6948 esetet foglal magában ez a stabilitási kategória. Ennek több mint felében (53%) nem változik számottevően a talajközelben regisztrált szélirány a magassággal; 32%-ban jobbra és 25%-ban balra fordul a szél. Jelentős ($\geq$ 90°-os) balrafordulás nem erős ($\leq$ 5 m/s) szélnél az esetek 1%-ában fordult elő, ami már homogénebb rétegre utal. Az egyes relatív gyakorisági maximumok a $\Delta\alpha \simeq 0$ szektorban találhatók. A 2,5 m/s-mal reprezentált sebességi kategóriának a

nagyobb sebességi kategóriákhoz képest kisebb gyakorisági előfordulása figyelhető meg indifferens légrétegződés esetén *(3a ábra)*.

Labilis egyensúlyi helyzetű légrétegben a szél fordulásának gyakoriságát bemutató *4. ábrán* meredek lefutású és kis $\Delta\alpha$ értékeknél sűrűsödő görbék találhatók, melyek már az intenzív turbulens mozgások által átkevert réteget jellemzik. Az 1096 eset csaknem 90%-ában 34°-nál kisebb a szél irányváltozása; nagyobb elfordulást többnyire 5 m/s-nál gyengébb szelek esetén észleltek, erős szél idején évi átlagban csupán 5 esetben fordult elő 22°-nál nagyobb szélirányváltozás. 90°-os balrafordulás az 5 év alatt 4 alkalommal volt.

Közömbös-, illetve labilis egyensúlyi helyzetű légrétegben a különböző irányú talajközeli szél esetére kapott görbék *(3b* és *4b ábrák)* nem mutatnak figyelemre méltó eltérést.

A turbulencia statisztikus tulajdonságai alapján ismeretes, hogy a turbulens energia növekszik a szél erősödésével. A nagyobb szélsebesség esetén fellépő intenzív turbulens keveredés a légréteget homogenizálja, ekkor a $\Delta\alpha$ szélirányváltozás kisebb értékei várhatók. Ezt mutatják ábráink nagyobb szélsebességi értékek felé keskenyedő görbéi *(2b, 3b* és *4b ábrák)*. Különösen kifejezett módon mutatkozik ez a hatás labilis egyensúlyi helyzet esetén *(4b ábra)*, amikor a turbulens energia viszonylag nagy.

Az elmondottakat röviden összefoglalva a következőket állapíthatjuk meg. A szélnek az elméleti spirálokkal leírt, magasság szerinti jobbrafordulása az alsó 300 m-es légrétegben nem teljesül szigorúan. A $\Delta\alpha$ szélirányváltozást nagymértékben befolyásolja a légrétegben uralkodó szélsebesség és a réteg egyensúlyi helyzete. A stabilitás gyengülésével, illetve a szél erősödésével a $\Delta\alpha$ elfordulási szög értéke csökken, és megfordítva. Ezen megfigyeléseinket a turbulencia statisztikai tulajdonságaival támaszthatjuk alá, amely szerint a turbulens energia labilis egyensúlyi helyzet és nagy szélsebesség esetén éri el maximumát. Az intenzív turbulens mozgások hatására a légréteg átkeveredik, homogén lesz; így benne a szél iránya sem változik számottevően. Stabilis légrétegződés és kis szélsebesség esetén fordított a helyzet, $\Delta\alpha$ igen nagy negatív értéket is felvehet. Megállapíthatjuk továbbá, hogy a különböző irányú talajközeli szél esetén vizsgált $\Delta\alpha$ relatív gyakorisági eloszlása nem mutat figyelemre méltó eltérést; ennek megfelelően a szélfordulás függése a talajközeli széliránytól nem lehet jelentős.

IRODALOM

[1] *Haltiner, G. J., Martin, F. L.* (1960): Dinamicseszkájá i fizicseszkájá meteorológija. 204—231.

[2] *Pápai L.* (1960): Empirical Ekman-modell over Budapest. Időjárás, 64. évf. 3. sz. 152—163.

[3] *Szepesi D.* (1967): Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai föltételei Magyarországon. OMI Hivatalos Kiadánya, XXXII. kötet.

[4] *Kriston I.* (1967): A surlódási réteg vizsgálata. Szakdolgozat.

IRODALOM

RÉTHLY ANTAL: **Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1701—1800-ig.** Akadémiai Kiadó Budapest, 1970. 622 oldal.

A magyar természettudósok doyenjének, a hazai meteorológia és klimatológia „nagy öregjének" hatalmas munkájával ismertethetjük meg az olvasót, *Réthly Antal* professzor érdekes könyvének bemutatásakor. Munkája megjelenésekor egyik legidősebb könyvszerzőnket is köszönhetjük, aki jóval túl a kilencvenedik életévén, lankadatlan szorgalommal és fiatalos buzgalommal rendezte sajtó alá már régóta megkezdett gyűjtő-rendszerező munkásságát reprezentáló kötetét, melyben hazánk rendkívüli időjárási eseményeit és ezek következményeit ismerteti. A szép kiállítású könyv — mely az Akadémiai Kiadó gondos munkáját is dicséri — már a második kötet e témában.

E két kötettel voltaképpen rekonstruálhatjuk a régmúlt évszázadok időjárási körülményeit, azokból az időkből, amikor még műszeres megfigyelések alig voltak. A könyv elsősorban a rendkívüli időjárási helyzeteket ismerteti. Anyaga, a természet lelkes megfigyelőinek krónikaszerű feljegyzéseiből, vagy elszórtan és nem rendszeresen végzett műszeres megfigyelésekből gyűlt össze. A kezdeti méréseket hajdani intézmények kutatói, például Budán a Csillagvizsgálóban, néhány szerzetes rendházban s más intézményeknél is végezték. Hőmérsékleti megfigyelések, — mint a 15. oldalon olvasható — a XVIII. században szétszórtan, az ország több részén is voltak. Ugyanígy légnyomás- és szélméréseket is végeztek, egy-egy ciklusban, rendszeresen. A szerző kitért arra is, hogy ezek a kézírásos feljegyzések — a további kutatások megkönnyítésére — hol találhatók, de részletesen helyszűke miatt nem ismerteti.

Az adatgyűjtés és közlésük voltaképpen majd minden időjárási és éghajlati elemre kiterjed több-kevesebb részletességgel. Figyelemreméltó feljegyzés található például a jégeső szélsőséges szemcseméreteiről is. A kötetben közölt adatok alapján a száraz és nedves, vagy meleg és fagyos évek egymásutánja sorakozik fel, nem csupán a megfigyelési hely körzetére vonatkoztatva, hanem akár országnyi területre is. *Réthly Antal* könyve így összehasonlító anyagot szolgáltat a további kutatások számára, esetleges egyeztetésre, más forrásmunkákkal.

A könyv szerkezete egyszerű. Az előszó és a hagyományos jellegű bevezető után (1—23. oldal) következő I. rész a szélsőséges időjárási eseményekre vonatkozó feljegyzések időrendi sorrendjét tartalmazza 1701—1800 között (25—470. oldal), ez a mű nagyobbik része. Majd a II. rész (471—576. oldal) a magánosok és egyes intézmények naplókivonati feljegyzéseit és a műszeres mérések adatait tartalmazza (pl. *Csegei Vass László, Reimann János Ádám, Benkő Sámuel, Klapka József Károly, Genersich János* megfigyelései és egyes Ferences rendházak feljegyzései).

Réthly Antal professzor könyve — az első kötettel, amely az 1700-ig feldolgozott időjárási eseményanyagot tartalmazza — kitűnő kiinduló anyag ahhoz, hogy elkészüljön egyes országrészek, vagy akár egész Magyarország időjárási és éghajlati jellemzése, a letűnt évszázadokra is, de a felhasználandó adatok kellő kritikájával. Egy ilyenfajta tudományos szintézis megalkotásához, a lehetséges egyéb eredetű megbízható tudományos anyag és módszer egyidejű felhasználásával, ez a könyv hallatlan nagyértékű segítséget jelenthet.

Láng Sándor

*

SEYFERT, F. **Phänologische Studien im Erzgebirge.** *(Fenológiai vizsgálatok az Érchegységben.)* Abhandlungen d.Dt.Met. Dienstes d.DDR, Nr.91. (Band XII). Ak. Verl. Berlin, 1970. 38 oldal, 2 ábra, 2 táblázat, 5 térképmelléklettel.

„Az Érchegység éghajlata és időjárása" című kutatási témában az NDK meteorológiai és a Csehszlovák hidrometeorológiai szolgálat szakemberei dolgoztak együtt. A témabeszámolóban — a korlátozott terjedelem miatt — a növényfenológiai vizsgálatok eredményei csak lerövidítve kaptak helyet. E kiadványban viszont a szerző lehetőséget kapott az Érchegység, valamint annak északi és déli előterére vonatkozó fenológiai kutatások eredményeinek teljes közlésére.

A vizsgálat alapjául szolgáló megfigyelési időszak az 1947—58 közötti 12 év. A hegység

északi, lassan emelkedő, sűrűn lakott területéről 53, a hegygerinc vidékéről 6, s végül a hegység meredeken lejtős, szakadékos, ritkán lakott déli vidékéről 31 megfigyelőhely adatai állottak a szerző rendelkezésére. A teljes megfigyelési programból azokat a vadontermő és mezőgazdasági kultúrnövényeket, illetve azokat a fejlődési fázisokat választotta ki, amelyek módot nyújtanak a kérdéses terület egész vegetációs szakaszának áttekintésére, különös tekintettel az eltérő magassági és lejtési viszonyokra.

A hegység északi és déli előterének fenológiai viszonyait első lépésként a középértékekkel és azok különbségeivel jellemzi a szerző. Miután nem minden megfigyelőhelyről rendelkezett teljes észlelési adatokkal, a 10 és 11 évi megfigyelési adatsorok alapján teljesértékű „*A*" közép értékeket, a 6—10 évi adatsorok alapján, tájékoztató jellegű „*B*" középértékeket használ. A vizsgált fejlődési fázisok átlagos kezdeti dátumait 1 : 500,000 méretarányú munkatérképekre vitte fel és az izofánokat 10 naponként (kivételesen 5 naponként) szerkesztette meg.

A fenológiai különbségek, valamint az egyes területek sajátosságainak mélyebb megismerése céljából meghatározta a közepes négyzetes eltérés, a *szórás* értékeit is. A szórásról megállapította, hogy annak értéke kora tavasztól nyárelőig csökken, majd attól kezdve ismét emelkedik. Ennek okául a vegetációs szakasz elején tapasztalható erős hőmérséklet-ingadozásra, a nyár végétől pedig az éjszakai kisugárzás fokozódására utal. Kimutatja azt is, hogy tavasszal, különösen a fenológiailag korai területeken, nagy a szórás értéke.

A vegetációs szakasz taglalását a szerző a *vadontermő növények* jellegzetes fejlődési fázisának áttekintésével kezdi, miután ezek az emberi beavatkozástól függetlenek, s így életjelenségeik kizárólag a természeti tényezők, ezek közül elsősorban a meteorológiai tényezők hatását tükrözik. Összesen 10 vadontermő növény virágzás és lombosodás, termésérés és lombszíneződés fázisainak átlagos kezdeti dátumait, azok szórását s e fenológiai fázisok magassági gradienseit elemzi. A *mezőgazdasági kultúrnövények* közül az e területre jellemző 7 növény 14 fejlődési fázisát, továbbá a mezőgazdasági munkák és az első kaszálás kezdeti dátumait, míg a *gyümölcsfélék* közül a cseresznye, a meggy, a körte és az alma virágzásának kezdeti dátumait vonja be a szerző fenológiai vizsgálatainak körébe.

A továbbiak során *Seyfert* a növényfejlődési fázisok által határolt „természetes", vagy „fenológiai" évszakokat határoz meg, amelyek mezőgazdasági célokra jobban megfelelnek mint a naptári évszakok. A vegetációs periódus három évszakát — tavasz, nyár, ősz — még három alperiódusra osztja fel, majd így elemzi azok hosszának alakulását a magassági és a lejtési viszonyok függvényében.

Seyfert kimutatja, hogy a korai, vagy a késői kitavaszodás hatása a növényfejlődési fázisok megjelenési időpontjaira az év közepéig általában eltűnik. Azokat az éveket, amelyekben az egyirányú eltérések az egész vegetációs szakaszban megmaradnak, „anormális fenológiai éveknek" nevezi. Ilyen évek voltak: — (a vizsgált 12 évben) — 1953 (negatív anormális év) és 1956 (pozitív anormális év), amelyeknek egyirányú fenológiai eltéréseit három északi és három déli fekvésű megfigyelőhely adatai egybehangzóan mutatják. E két szélsőséges évben az izofánok futása is eltért azok átlagos magasságától. Az izofánok e magassági eltéréseit a két táblázatban közölt adatok szemléletesen mutatják.

E kiadvány függeléke a megfigyelőhálózat térképe; továbbá a cseresznye és az orgona virágzásának kezdetét, a rozs aratásának átlagos kezdetét s végül a lombszíneződés átlagos időpontját bemutató térképek. E fenológiai térképeken a szerző, a szórás mértékszáma alapján, kedvező (kis szórásértékek) és kedvezőtlen (nagy szórásértékek) területeket határol el.

E tanulmányban közzétett kutatási eredmények — amelyeket részleteiben nem is taglaltunk — hasznosításra elsősorban természetesen az Érchegység és annak északi és déli körzetében kerülhet sor. Azonban fenológiával és tájkutatással foglalkozó szakembereink a *Seyfert* által alkalmazott fenológiai értékelési módszert feltétlenül hasznosíthatják, hazai kutatásaik során is. A tanulmány egyúttal kiváló példája a szomszédos szocialista országok meteorológus kutatóinak eredményes együttműködésére is. Ilyen irányú együttműködés szélesebb körben is folyik az európai szocialista országok agrometeorológusainak közreműködésével, s ehhez *Seyfert* fent ismertetett munkája jelentős hozzájárulásként értékelhető.

Szakály József

KRÓNIKA

A REPÜLÉSMETEOROLÓGIA I BIZOTTSÁG V. ÜLÉSE

A Meteorológiai Világszervezet Repülésmeteorológiai Bizottsága 1971. október 4—16. között tartotta meg ötödik ülését Genfben, a WMO székházában. Az ülésen 57 ország és nyolc nemzetközi szervezet 112 küldötte vett részt. A Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálatát *Lépp Ildikó* tud. főosztályvezető képviselte.

D. A. Davies, a WMO főtitkára megnyitó beszédében rámutatott arra a fontos szerepre, amelyet a repülésmeteorológia az egyre gyorsabban fejlődő légiforgalomban betölt. Hangsúlyozta, hogy a repülésnél felmerülő újabb és újabb problémák megoldása, amely mindig ösztönzőleg hatott a meteorológia fejlődésére, most ismét sürgeti a repülésmeteorológiai szakembereket.

A következőkben *N. A. Lieurance*, a CAeM elnöke (USA), hangsúlyozta, hogy a Bizottságnak ez az első ülése, amelyet a WMO rendezett és nem az ICAO-val közösen tartanak. Ez persze nem azt jelenti, hogy az ICAO-val való több mint 20 éves együttműködés a legkisebb mértékben is csökkent volna, hanem azt bizonyítja, hogy a repülésmeteorológia fontossága a WMO-n belül is megnövekedett. A továbbiakban beszámolt a Bizottságnak az elmúlt négy évben végzett munkájáról, majd rámutatott azokra a fontos feladatokra, amelyeket a jövőben meg kell oldania. Ezek között talán a legfontosabb az elmaradott országok repülésmeteorológiai szolgálatainak kifejlesztése, a repülőtéri megfigyelések és előrejelzések pontosságának növelése, a felhőtlen turbulencia további vizsgálata, a szuperszonikus repülések, a modern technika szerepe a repülésmeteorológiában, a WWW és a repülésmeteorológia, a Légiforgalmi Irányító Szolgálat és a meteorológia kapcsolata, amelyet az ICAO-val szorosan együttműködve kell kialakítani, és nem utolsósorban a repülésmeteorológusok képzettsége és kiképzése. A követelmények kielégítése nehéz és felelősségteljes munkát követel, de az eredményes munkát nagymértékben elősegítheti a WMO és az ICAO további szoros együttműködése.

A Bizottság ezek után két munkacsoportra osztva folytatta tárgyalásait.

Foglalkoztak a repülésmeteorológusok képzettségével és kiképzésével, figyelembe véve az alkalmazott meteorológia és a léginavigáció gyors fejlődését is. A nemzetközi repülőterek meteorológusainak lépést kell tartani a tudomány fejlődésével, ezen felül a WWW és a Területi Előrejelző Rendszer követelményeivel is. A továbbiakban egy repülésmeteorológiai bibliográfia összeállítását határozták el.

A CAeM egy külön munkacsoportja foglalkozott azzal, hogy a repülő személyzet számára adott eligazítás és dokumentáció minden esetben (kisgépes, szubszonikus, szuperszonikus repülés) kielégítse a követelményeket. A meteorológiai jelenségeket illetően fogalmak tisztázására, újabb rövidítésekre és további jelölések bevezetésére volt szükség. A Területi Előrejelző Rendszer egyre fontosabb szerepet tölt be a léginavigációban. Mindez világosan kitűnt a munkacsoport elnökének jelentéséből, valamint az ezt követő vitából, amelynek során a küldöttek beszámoltak a Területi Előrejelző Centrumok (AFC) működéséről, az újabb követelményekről és a jövő problémáiról. Tárgyalták a rendszer adattovábbítási lehetőségeit is. E téren a jövőbe kell nézni, bár egyes országokban jelenleg még a telekommunikáció legelemibb feltételei sincsenek biztosítva. A meteorológiában és a repülésnél is egyre jobban előtérbe kerül a számítógép alkalmazása, az új előrejelzési technika kidolgozása, és ezzel egyidőben a rácspontadatok továbbításának a problémája.

A Bizottság arra a végső megállapodásra jutott, hogy a követelményeket és a rendszer gazdaságosságát figyelembe véve a Területi Előrejelző Rendszernek igen nagy mértékben a WWW-re kell támaszkodnia, részben a meteorológiai centrumok produktumait, részben a telekommunikációs hálózatot illetően. Tekintettel arra, hogy a repülés egyre szigorúbban megköveteli a meteorológiai helyzet gyors és pontos jelentését a le- és a felszállás folyamán. A Bizottság igen részletesen foglalkozott a különböző meteorológiai paraméterek — függőleges szélnyíródás, futópályamenti látástávolság stb. — időben és térben történő megfigyelésével, különös tekintettel azok automatikus jelzésére. A sensorokat oly módon kell jelezni, hogy az megkönnyítse a megfigyelők munkáját, különösen a nagy repülőtereken, és az ATS, valamint a pilóták számára is reprezentatív legyen.

A repülőtéri előrejelzések automatikusan történő elkészítése az objektív módszerek és a

modern eszközök alkalmazása ellenére sem sikerült. Hosszas vita után az a vélemény alakult ki, hogy a repülőtéri előrejelzések pontosabb elkészítéséhez egy olyan automatikusan felszerelt mezohálózatra van szükség egy repülőtér közelkörzetében, amely lehetővé teszi a kis skálájú légköri folyamatok jobb megértését, és az így nyert tapasztalatok alapján egy olyan hálózat és egy olyan megfelelő előrejelzési módszer kialakítását, amely az adott repülőtérre a legeredményesebb. Tekintetbevéve a jelenlegi szubjektív, szemi-szubjektív és objektív módszereket, az az állásfoglalás alakult ki, hogy az előrejelzés jövője a továbbfejlesztett statisztikai módszereknek és a fizikai folyamatok ismeretén alapuló módszereknek az együttes alkalmazásáé lesz.

A következőkben a turbulencia felderítésének és előrejelzésének a problémájával foglalkoztak, de a Bizottságnak nem volt lehetősége arra, hogy a felhőtlen turbulencia elkerülésére, ill. csökkentésére vonatkozó gyakorlati szabályokat, amelyeket a 6.ANC/CAeM Extr. 1969 állított össze, az újabb kutatási eredmények alapján kiegészítse.

A mesterséges holdakról nyert információk és azok alkalmazása a repülésmeteorológiában még nem teljesen egyértelmű. A jelenlevők azon a véleményen voltak, hogy repülésmeteorológiai szempontból a poláris pályán keringő meteorológiai mesterséges holdak APT képeinek van a legnagyobb jelentősége, különösen ott, ahol kevés meteorológiai adat áll rendelkezésre. A geoszinkron mesterséges holdak még nem terjedtek el, de adataik nagy jelentőségűek lesznek a trópusi viharok és más mezoskálájú jelenség felderítésénél. Bár a mesterséges holdak radiometrikus adataiból hőmérsékleti és más paraméterek is számíthatók a jövőben, egyelőre még a rádiószondák fogják szolgáltatni a magaslégköri adatokat.

A CAeM munkacsoportja nagy érdeklődéssel hallgatta a TU—144 és a Concorde próbarepülései során szerzett tapasztalatokról és a felmerült hiányosságokról szóló beszámolót, amelynek során kitűnt, hogy különösen a hőmérséklet mérésének és előrejelzésének van nagy szerepe a szuperszonikus repüléseknél. A Bizottság igen részletesen és hosszasan tárgyalta a repülésmeteorológia talán legnagyobb problémáját, a fejlődés irányelveit és a fejlődést biztosító korszerű meteorológiai mérőműszerek beszerzéséhez szükséges anyagi támogatás lehetőségeit. A vita három fő kérdés körül összpontosult:

a) a repülésmeteorológia helye az általános meteorológián belül;

b) a repülésmeteorológia fontossága a polgári légiforgalom kiszolgálásában;

c) a repülés jövő irányzatai és követelményei a meteorológiai szolgálatokkal szemben.

Tekintettel az egyre inkább bonyolult meteorológiai rendszerre és az új technika alkalmazására, a meteorológia különböző területei egyre jobban összekapcsolódnak. Hátráltató erő itt az operatív és a kutató szemlélet ellentéte. Az egységes meteorológiai szervezés, amelyben minden területnek jól meghatározott szerepe van, egy jól kiegyensúlyozott szolgálatot eredményez a repülés számára. A modern technikát a repülésmeteorológiai szolgálatokban maximálisan ki kell használni, még a fejlődő országokban is. Szükséges, hogy a repülésmeteorológia sokkal többet foglalkozzon a mezoskálájú és mikroskálájú jelenségek előrejelzésével.

Az utóbbi évek anyagi jellegű tanulmányai kimutatták, hogy a nemzetközi polgári légiforgalom tekintélyes haszonhoz jutott a repülésmeteorológia által. A fejlődés során még fokozottabb lesz az igény a meteorológiai szolgálatokkal szemben. Több szolgáltatást, nagyobb pontosságot követelnek a repülési szervek, amiért is a repülési szolgálatokat még jobban össze kell kapcsolni a meteorológiai szolgálatokkal. Ezzel kapcsolatban kimutatták, hogy a modern meteorológiai eszközöknek az ára összehasonlíthatatlanul kisebb, mint a repülőtér más földi berendezéseié, mégis a szolgálatoknak komoly erőfeszítéseket kell tenni, hogy megszerezzék a megfelelő anyagi támogatást, holott a meteorológiai szolgálatok műszerezettsége a repülőtér minőségét is erősen befolyásolja.

Tökéletesebbé és hatásosabbá kell tenni a pilóták és az irányítószemélyzet meteorológiai kiképzését is, és hasznos lenne, ha a repülésmeteorológusok repülési tapasztalatokat szerezhetnének.

A repülés jövő irányzatait és a követelményeket a meteorológiai szolgálatokkal szemben a Bizottság 14 pontban foglalta össze.

Áttekintve a WWW-nek a repülésmeteorológiára vonatkozó terveit, a Bizottság megállapította, hogy a WWW fő célja a WMO tagjai számára biztosítani mindazokat a meteorológiai információkat, amelyekre szükségük van ahhoz, hogy az alkalmazott meteorológiai területén vállalt kötelezettségeiknek, beleértve a repülést is, eleget tegyenek. A továbbiakban a repülőgép fedélzetén megfigyelt és a repülés számára igen fontos adatoknak a numerikus előrejelzésben történő felhasználásáról tárgyaltak. Az ülésszak alatt tudományos előadások hangzottak el, ismertetve a repülésmeteorológia legújabb eredményeit.

A Bizottság a továbbiakban a CAeM munkacsoportjaiban résztvevő küldötteket választotta meg, felülvizsgálta a Bizottság eddigi javaslatait, majd megvitatta a 7. Léginavigációs Konferencia soronkövetkező ülésének a meteorológiára vonatkozó napirendi pontjait, és az ülésen kialakítandó egységes állásfoglalást. Befejezésül a küldöttek megválasztották a CAeM új elnökét, *P. Duvergé*-t (Franciaország) és elnökhelyettesét, *R. R. Dodds*-t (Canada). A tárgyalások mindvégig baráti légkörben zajlottak le.

Lépp I.

A SZINOPTIKUS ÉS REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI MUNKACSOPORT (RGSAM) V. ÜLÉSE

A szocialista országok meteorológiai, ill. hidrometeorológiai szolgálatainak Szinoptikus és Repülésmeteorológiai Munkacsoportja 1971. november 9. és 16. között Potsdamban tartotta ötödik ülését. Az ülésre a Jugoszláv Szocialista Szövetségi Köztársaság kivételével az összes európai szocialista ország meteorológiai, ill. hidrometeorológiai szolgálata elküldte képviselőit. A Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálata részéről *Lépp Ildikó* főosztályvezető és *Kapovits Albert* osztályvezető vett részt a tanácskozáson.

A munkacsoport ülésén, *R. Ziemann* (NDK) elnökletével, megtárgyalták az RGSAM előző ülése óta (1970. május) eltelt időszak nemzetközi értekezleteinek (CSM V. ülése, WMO VI. Kongresszusa, CAeM V. ülése, III/XI. Igazgatói Konferencia, RGMT VII. ülése, WGMT IX. ülése) határozatait, javaslatait, s azok végrehajtásának módozatait. Ezzel kapcsolatban az egyes országok küldöttei részletesen tájékoztatták az ülés résztvevőit arról, hogy meteorológiai, ill. hidrometeorológiai szolgálataik milyen lépéseket tettek azok megvalósítása érdekében.

A CSM V. ülésén elfogadott új SYNOP és SYNOP SHIP kódok (FM 14.E, ill. FM 24.E) kipróbálásával kapcsolatos kérdésekkel *K. H. Hartmann* (NDK) elnökletével külön almunkacsoport foglalkozott. Az almunkacsoportban a küldöttek kicserélték az új kódok kipróbálásának első fázisa során szerzett tapasztalataikat, és javaslatokat tettek az FM 14.E SYNOP szerkezeti, valamint tartalmi változtatásaira. Kidolgozták a kipróbálás második fázisa alapelveit, az annak folyamán figyelembe veendő szempontokat. Megtárgyalták a jelenleg használatos kódokban 1972. január 1-én életbe lépő változásokat, s hangsúlyozták azok feltétlen betartásának szükségességét. Ezek szerint január elsejével — többek között — a repülés meteorológiai biztosítása szempontjából fontos szélnyírás-értékek a TEMP és PILOT táviratokban rendszeres közlésre kerülnek, és a 250 mb-os szint is főizobárfelület lesz. A kódügyekkel foglalkozó almunkacsoport jelentését a jelenlevők a plenáris ülésen elfogadták és további javaslatokat tettek azzal kapcsolatban.

A repülésmeteorológiai kérdések vitája során a küldöttek kihangsúlyozták a CAeM V. ülésének a repülés-meteorológusok kiképzésével, a meteorológiai műszerezettséggel és a repülés meteorológiai szolgáltatásoknak fejlesztésével foglalkozó ajánlásainak rendkívüli fontosságát. A munkacsoport javaslattal fordult a szocialista országok meteorológiai-hidrometeorológiai szolgálataihoz, hogy a felelős állami szervekkel vizsgálják meg ezen ajánlások végrehajtásához szükséges feltételeket.

A szuperszonikus utasszállító repülés küszöbönálló megindulása sürgeti a légiútvonal-klimatológiai feldolgozások kiterjesztését a sztratoszféra megfelelő rétegeire, területileg pedig, ha lehetséges, az egész északi féltekére. Ezzel kapcsolatban kialakították a munkacsoport állásfoglalását; a feldolgozás céljára rendelkezésre álló sztratoszferikus adatok mennyiségének és minőségének megvizsgálása, valamint a feldolgozandó elemek és a feldolgozás módszereinek megállapítása azonban már a légiútvonal-klimatológiai szerkesztő bizottság soronkövetkező ülésének a feladata. A repülés fejlődése következtében a meteorológiai kiszolgálás iránt támasztott fokozott követelmények teljesítése kiterjedt repülésmeteorológiai kutatásokat igényel. Ezen a téren a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata jelentős lépéseket tett és tesz. A tanácskozás örömmel fogadta a szovjet delegáció beszámolóját a már elért és a közelmúltban publikált eredményekről, s várakozással tekintenek a közeljövőben kiadásra kerülő új vizsgálati eredmények, módszerek elé, amelyek komoly segítséget jelentenek a meteorológiai, ill. hidrometeorológiai szolgálatok operatív munkájában.

A meteorológiai mesterséges holdak felhő-felvételeinek alkalmazása, a radarhálózat szélesedése és a szinoptikus meteorológiai megfigyelőhálózat automatizálása egyre közelebb hozza egy világméretű, komplex, automatizált meteorológiai megfigyelőhálózat megvalósítását. Legutóbb a III/XI. Igazgatói Konferencia hívta fel a figyelmet a különböző forrásokból (automatikus, hagyományos szinoptikus és aerológiai állomások, meteorológiai mesterséges holdak és időjárási radarok) származó meteorológiai információk közötti kapcsolatok tanulmányozására, s optimális alkalmazásukra az időjárási helyzet analízisében és előrejelzésében. Ennek végrehajtásához a küldöttek egybehangzó véleménye szerint meg kell állapítani az automatikus meteorológiai állomásokkal, az időjárási radarokkal és mesterséges holdakkal szemben támasztott követelményeket, az általuk szerzett információkat össze kell hasonlítani a hagyományos módszerekkel kapott információkkal, számszerű formába kell önteni az információt, el kell végezni a parametrizálást, és végül, numerikus modellbe kell foglalni azokat. Prof. Dr. *W. Böhme*-nek, az NDK Meteorológiai Szolgálata igazgatójának a részvétele e kérdéscsoport megvitatásában, nyomatékosan aláhúzta ennek a napirendi pontnak a fontosságát.

Az új telekommunikációs rendszer bevezetésével kapcsolatban az ülés foglalkozott a számszerű és grafikus formában történő adatátvitellel. A küldöttek tájékoztatták a munkacsoportot a vonalas összeköttetések kiépítésének helyzetéről is. A szocialista országok meteorológiai telekommunikációs programjának kidolgozásakor figyelembe kell venni a WMO-nak arra irányuló törekvését, hogy a meteorológiai elemek mezejének analízisei és előrejelzései rácspont-

adatok formájában kerüljenek továbbításra facsimile térképek helyett.

Az időjárási radarok fokozódó alkalmazása, a meteorológiai, ill. hidrometeorológiai szolgálatok tudományos-operatív munkájában, időszerűvé tette, hogy az RGSAM keretein belül létrejöjjön a radarmeteorológiai szakértők csoportjának találkozása. A szakértői ülés megrendezését a Csehszlovák Szocialista Köztársaság Hidrometeorológiai Szolgálata vállalta magára, melyre a tervek szerint 1972. júniusában kerül sor Bratislavában. A Szinoptikus és Repülésmeteorológiai Munkacsoport arra a meggyőződésre jutott, hogy a szakértők állapítsák meg a radarmeteorológia iránti meteorológiai és hidrológiai követelményeket, az időjárási radarok optimális karakterisztikáit, egy időjárási radarhálózat felállításának lehetőségét; dolgozzanak ki egységes megfigyelési módszert, és szervezzék meg a nemzeti és nemzetközi centrumok közötti adatcserét, figyelembe véve a meteorológiai információk komplex alkalmazásának perspektíváit.

Az ülés befejezéseképpen a munkacsoport a megtárgyalt kérdések alapján összefoglalta jövőbeni feladatait.

A szocialista országok meteorológiai, ill. hidrometeorológiai szolgálatai Igazgatói Konferenciájának talán egyik legtöbb feladattal megbízott munkacsoportja, a Szinoptikus és Repülésmeteorológiai Munkacsoport. Ötödik ülése eredményesnek tekinthető, s ez a tény a delegációk általános aktivitásán kívül jórészt a szervezést magára vállaló NDK meteorológiai szolgálata kitűnő rendezésének és alapos előkészítő munkájának köszönhető.

Kapovits A.

*

A REPÜLÉSKLIMATOLÓGIAI SZERKESZTŐKOLLÉGIUM I. ÜLÉSE

A szocialista államok meteorológiai, ill. hidrometeorológiai szolgálatainak III./XI. Igazgatói Konferenciáján (Havanna, 1971.) olyan határozatot hoztak, hogy azt a repülésklimatológiai munkát, amelyet 9 évvel ezelőtt kezdtek el, s amely a szocialista országok felett húzódó nemzetközi légi útvonalakra és az alsó 16 km-es rétegre korlátozódott, ki kell terjeszteni magasabb szintekre, nagyobb területre a hangsebességnél gyorsabb repülőgépek éghajlati kiszolgálása érdekében. Minthogy a munka megszervezése, módszereinek kidolgozása további megfontolásokat kíván, az Igazgatói Konferencia létrehozott egy Repülésklimatológiai Szerkesztőkollégiumot, amelynek tagjait a Szovjetunió, a Német Demokratikus Köztársaság, a Román Szocialista Köztársaság és a Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálatai delegálják. A Szerkesztőkollégiumot megbízták a kiválasztott elemek feldolgozási módszereinek meghatározásával, továbbá esetleg újabb elemek bevonásának megtárgyalásával, valamint a metodikai, technikai és szervezeti kérdések — beleértve a publikációt is — tisztázásával.

A Szerkesztőkollégium első ülésszakát az Igazgatói Konferencia felkérésére a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata 1971. november 23. és 25. között rendezte meg Moszkvában. A vendéglátó szolgálatot *Z. M. Mahover* és *V. I. Titov* kandidátus, az NDK Meteorológiai Szolgálatát *H. Wehner*, az MNK Meteorológiai Szolgálatát *Ozorai Zoltán* képviselte. A RSZK Meteorológiai Szolgálatának küldötte nem tudott részt venni az ülésen. Elnökké — egyhangúlag — *Z. M. Mahover* kandidátust választották meg.

A Szerkesztőkollégium szem előtt tartva az Igazgatói Konferencia határozatát és annak mellékletét, valamint figyelembevéve az RGSAM V. ülésének jegyzőkönyvét, ajánlásokat dolgozott ki a nagy jelentőségű munka alapvető módszereire, a munka megindításának első fázisaira. A jegyzőkönyvet a szocialista államok meteorológiai szolgálatainak igazgatói elé terjesztik, hogy a következő Igazgatói Konferencián határozni lehessen a munkának a szolgálatok közötti szétosztásáról, a feldolgozások megindításáról, valamint a kiadvány vagy kiadványok megjelentetési időpontjáról. Kívánatosnak látszik a Szerkesztőkollégium újbóli összehívása a következő Igazgatói Konferencia után a hozandó határozatok végrehajtása érdekében.

Ozorai Z.

*

OZORAI ZOLTÁN ANGLIAI TANULMÁNYÚTJA

Az angol—magyar kulturális csereegyezmény keretében (végrehajtói a British Council és a Kulturális Kapcsolatok Intézete) *Ozorai Zoltán* tudományos tanácsadó két hónapot töltött Bracknellben az angol meteorológiai szolgálat központjában. A tanulmányút fő célja a számszerű előrejelzési módszerek tanulmányozása volt, de a program még számos területre kiterjedt, úgymint az objektív analízis módszerekre, az általános cirkuláció újabb modelljére, a regionális meteorológiai központ tevékenységére, az adatfeldolgozásra, a repülőtéri meteorológiai szolgálatra, a közönség meteorológiai tájékoztatására, a számítógép operatív munkájára és végül a meteorológiai távközlés legújabb berendezéseire.

A rendelkezésre álló aránylag rövid idő természetszerűleg nem tette lehetővé valamennyi kérdés tüzetes tanulmányozását, de széles körű áttekintést nyújtott elsősorban a szinoptikus kutatásokról és szolgálatról, továbbá az ezzel kapcsolatos munkaterületekről. A tanulmányút kétségkívül elérte célját, s *Ozorai Zoltán* tanácsadói minőségében a szerzett tapasztalatokat jól tudja majd gyümölcsöztetni.

Ambrózy P.

W. BÖER EMLÉKEZETE

1971. április 7-én alkotóereje teljében, 50 éves korában váratlanul elhunyt *Wolfgang Böer*, az általános éghajlattan és alkalmazott meteorológia professzora, a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatának igazgatóhelyettese.

W. Böer tevékenysége nagyrészt a klimatológia területére összpontosult. Az éghajlati jelenségek szigorúan fizikus szemlélete, s ugyanakkor azon széles körű lehetőségek felismerése, amit e tudományág a gyakorlati élet számára nyújt, irányították következetes és rendkívül termékeny tudományos munkásságát.

W. Böer 1921. február 1-én született, Berlinben. Egyetemi tanulmányait Lipcsében és Berlinben végezte, *Ertel*, *Bartels* és *Robitzsch* professzorok tanítványa volt. Diplomavizsgáját kiváló eredménnyel 1942-ben tette le. A fiatal diplomás meteorológus csak a háború után, 1946-ban kapcsolódhatott be a meteorológiai szolgálat munkájába, előbb mint észlelő, majd 1948-tól mint a weimari körzeti időjárási központ csoportvezetője. Hivatali tényke dése mellett szakmai továbbképzésére is nagy súlyt helyezett, s 1951-ben a lipcsei egyetemen természettudományi doktorátust szerzett. 1952-ben Potsdamba kerül, s az éghajlatkutató csoport vezetésével bízzák meg, majd 1958-ban az NDK meteorológiai szolgálata éghajlati részlegének vezetőjévé nevezik ki. Ezekben az években fordul figyelme az építészeti meteorológia felé, s 1954-ben megjelenik az „Éghajlatkutatás a városépítés szolgálatában" című könyve, amely a várostervezők és építészmérnökök számára szükséges meteorológiai ismeretek magas színvonalú áttekintését adja. 1964-ben az általános meteorológia szakterületéről docensi címet kapott a berlini Humboldt Egyetem természettudományi karán, s még ugyanebben az évben megjelenik nálunk is jól ismert „Műszaki meteorológia" című könyve. E művét orosz nyelvre lefordítva a Szovjetunióban is kiadták. 1966-ban egyetemi tanárrá, majd 1967-ben az NDK meteorológiai szolgálatának igazgatóhelyettesévé nevezik ki. *Böer* e kettős megbízatásnak töretlen energiával tett eleget, s emellett mint szakértő, különböző tudományos és állami bizottságokban is széles körű tevékenységet folytatott.

Böer professzort a magyar meteorológusok jól ismerték, az NDK meteorológiai szolgálatának hivatalos küldötteként több ízben járt hazánkban, jól ismerte és becsülte szolgálatunkat, szaklapunkban, az „Időjárás"-ban több tanulmánya jelent meg. Nemzetközileg is nagyra értékelt tudományos munkássága elismeréseként a Meteorológiai Világszervezet főtitkárának meghívottjaként, mint szakértő, rendszeresen részt vehetett a WMO Éghajlati Bizottságának ülésein (erre hivatalos delegátusként, miután az NDK nem tagja a Világszervezetnek, nem lett volna módja), s ottani aktív szereplése sok esetben értékes segítséget nyújtott a felmerült szakmai problémák tisztázásában.

Wolfgang Böer korai halála fájdalmas vesztesége a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatának, s ezen túl az egész éghajlatkutatásnak, mivel olyan szakember távozott el, akitől még számos értékes eredményt remélhettünk. Emlékét kegyelettel megőrizzük.

Péczely Gy.

*

VAN-E ÖSSZEFÜGGÉS A 3 Hz-EN MÉRT LÉGKÖRI ELEKTROMÁGNESES SUGÁRZÁS ÉS A KÖZLEKEDÉSI BALESETEK ELŐFORDULÁSA KÖZÖTT?

címmel tartott előadást *Örményi Imre* tudományos munkatárs (ORFI) az MMT Orvosmeteorológiai szakosztályának előadói ülésén, 1971. november 18-án.

Ismeretes, hogy az utóbbi évtizedekben a kutatók a biológiailag hatékony időjárási, ún. fronthatásokat előidéző tényezők közé elsődlegesen az elektromágneses, légelektromos és kozmikus jelenségeket, illetve az azokban bekövetkező zavarokat sorolják. Árnyékolt kamrában végzett kísérletek során a 0,1—10^{-10} Hz elektromágneses hullámspektrumban több bioaktív sávot fedeztek fel. A kutatók figyelme először a légköri határfelületeken, elsősorban zivatargócokban keletkező, 3—30 KHz frekvenciájú szferiksz-hullámok felé fordult. Az impulzusok számának, intenzitásának, valamint a tartományon belül a frekvenciasávnak emelkedése vagy csökkenése egyes kórtünetekkel kielégítő, másokkal gyenge korrelációt eredményezett. Továbbmenve a kutatók a Hz frekvenciájú, az emberi agy bioáramainak (EEG) megfelelő tartományt kezdték vizsgálni.

Az előadó 1966 óta méri a 3 Hz frekvenciájú elektromágneses impulzus-sugárzást, mely a mély álom bioáramainak megfelelő lévén, kapcsolatban van a reflex-idő változásával és ezen keresztül feltehetőleg a balesetek számának alakulásával is. A kérdéses frekvencia időjárási és földmágnességi tényezőkkel való kapcsolatának rövid ismertetése után bemutatta Budapest 5 éves baleseti statisztikájával végzett összefüggésvizsgálatának eredményeit. Azokon a napokon, amikor a 3 Hz frekvencia aktivitása a normálisnál 25, ill. 50%-kal erősebb volt, a napok 63%-án 25, ill. 31%-kal nőtt a közlekedési balesetek száma, a többi napokon az átlagos szint körül mozgott. Korábban külföldi vizsgálatok során igen hasonló eredményt kaptak a KHz tartományú szferiksz-hullámok és a balesetek számának alakulása között. Ez azt látszik bizonyítani, hogy egyik tartomány sem kizárólagos bioaktív tényező; feltehetőleg különböző frekvenciasávok egyidejű komplex aktivitása, zavarai idézik elő — még azonos érzékenységű egyéneknél is bizonyos eltolódással — a „front-hatásokat".

Gajzágó L.

LÉGSZENNYEZŐDÉS-METEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT ANGLIÁBAN

Az Országos Ösztöndíj Tanácshoz, illetve a Kulturális Kapcsolatok Intézetéhez benyújtott pályázat eredményeként a Légszennyeződési Osztály (Központi Légkörfizikai Intézet) tudományos csoportvezetője, *Popovics Ivánné Gubola Mária* két hónapi angliai tanulmányúton vett részt.

A tanulmányút célja a légszennyeződés diffúzióklimatológiai paramétereinek, valamint a területi (városi) alapterhelés meghatározási módszerének vizsgálata volt. Célunk volt fentieken kívül a 24 órai szakaszos mintavétellel nyert adatokon alapuló területi alapterhelésvalószínűségek megállapításának módszertani vizsgálata is.

A tanulmányút realizálására a Bracknelli Meteorológiai Intézet *F. Pasquill* által vezetett Határréteg Kutató Osztályán került sor, ahol mód nyílott az általuk alkalmazott légszennyeződés-meteorológiai vizsgálati módszerek tanulmányozására és részletes megismerésére.

Légszennyeződés-meteorológiai vizsgálataik alapját a 24 órai szakaszos mintavételen alapuló, országosan 1300, Londonban 100 ponton 1962 óta mért kéndioxid és korompor adatok, a különböző diffúzióklimatológiai paraméterek (stabilitási paraméter, keveredési réteg vastagsága, szélprofil stb.) és esetenkénti diffúziós mérések adják. Jelenlegi vizsgálataik fő célját képezi a nagyvárosi alapterhelésre rakódó, a diffúzióklimatológiai paraméterek által befolyásolt egyidejű magas kén-dioxid és korompor koncentráció előrejelzése.

A vizsgálati módszerek megismerése után lehetőség nyílt London kén-dioxid, és korompor koncentráció alapterhelésének, valamint e két légszennyező anyag egyidejűleg magas koncentrációban előforduló gyakoriságának vizsgálatára.

Az angol légszennyeződés-meteorológia különböző aspektusainak megismerését szolgálta három, egynapos látogatás. A Warren Spring Laboratory (Stevenage) Légszennyezettségi Osztálya kezelésében van az országos légszennyezettségmérő hálózat, évente kétszer publikálja a mérések eredményeit és felelős a mért adatok interpretálásáért. 24 órás szakaszos kén-dioxid és korom-por mintavevőjüket az Organisation for Economic Cooperation and Development Európára vonatkozóan szabványként elfogadta. A Laboratórium üzemelteti a Londonban létesített levegőminőségmérő monitor-rendszert, valamint a vertikális légszennyezés eloszlást mérő, a postahivatal épületébe épített rendszert is. Újabban megkezdték a kutatásokat városi modell készítésére.

A Környezetvédelmi Szervezet (London) keretében működő Alkali Inspectorate-nél tett látogatás a levegőtisztaságvédelem hatósági, ezen belül az emisszió csökkentésére tett intézkedések megismerését tette lehetővé. Az 1863-ban alapított Alkali Inspectorate 35 légszennyeződési felügyelővel, összesen 200 taggal látja el az összes angliai üzemek évente 3—4-szeri ellenőrzését. Az 1962-ben létesített Central Electricity Research Laboratories (Leatherhead) Fizikai Kutató részlege főleg pontforrások (erőművek) gáz- és porszennyeződésének mérési és elvi kérdéseivel foglalkozik. Ezt a problémát átfogóan, rendkívül sokoldalúan vizsgálják, és lényeges, gyakorlatban felhasználható eredményekkel rendelkeznek.

A tanulmányutat sikeresnek tekintjük, a nyert információkat a hazai légszennyeződés-meteorológiai vizsgálatokban hasznosítani fogjuk. Köszönet illeti *F. Pasquill*-t és a British Council-t a program sikerének lehetővé tételéért.

Gubola M.

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ELŐADÓÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1971. október 28-i ülésén „A barlangok genetikájának és klímájának kapcsolata" címen *Fodor István*, az MTA Dunántúli Tudományos Intézetének tudományos munkatársa tartott előadást. Előadásának első részében a barlangklíma korai szakirodalmát ismertette, amely elsősorban az üregek és barlangok hőmérsékleti viszonyaival foglalkozik. Megemlítette, hogy a múlt században a kutatók a barlangok keletkezési viszonyaira, genetikájára nem figyeltek. Következő lépésként említette azokat a munkákat, amelyek barlang-típusokat különítettek el egymástól, azok jellegzetes tulajdonságai alapján. A továbbiak során a hazai barlangklímával foglalkozó kutatók tevékenységét tekintette át, kiemelve *Steiner Lajos*nak a Dobsinai jégbarlangban végzett hőmérsékletméréseit.

Az előadó kísérletet tett egy olyan rendszertani beosztás kidolgozására, amely a barlangok keletkezési viszonyait — genetikáját — veszi alapul, mert tapasztalata szerint a barlangok klímaviszonyait ez alapvetően határozza meg. A továbbiakban példaként a tengerszint feletti magasságnak és a barlangok hőmérsékletének összefüggésére mutatott be néhány példát, majd jégbarlangban (Csehszlovákia) és hazai barlangokban végzett meteorológiai méréseinek eredményeit ismertette, amelyek elsősorban a hőmérsékletre terjedtek ki. A légnedvességi viszonyokra csak röviden utalt, majd a légáramlási viszonyokkal kapcsolatban megemlítette azok szoros összefüggését a hőmérséklet-eloszlással.

A hallgatóság nagy figyelemmel kísérte az érdekes előadást, majd az azt követő vitában *Aujeszky László, Béll Béla, Horváth Sándor, Kakas József, Kéri Menyhért, Thieme András* és *Walkovszky Attila* tett fel kérdéseket, illetve fejtette ki véleményét az elhangzottakkal kapcsolatban.

Szakály J.

RGK ÜLÉS SZÓFIÁBAN

A szocialista országok Meteorológiai és Hidrometeorológiai Szolgálatainak Klimatológiai Munkabizottsága 1971. október 4. és 9. között Szófiában tartotta VI. ülését, melyen magyar részről *Gajzágó László* tud. csoportvezető vett részt.

A munkacsoport megtárgyalta az éghajlati állomások optimális sűrűségének kialakításával kapcsolatos tennivalókat, foglalkozott az éghajlati adatnyerés és feldolgozás automatizálásával. Általános jelenség, hogy növelik a hivatásos észlelőkkel működő állomások számát, a többi állomásra pedig automata berendezést terveznek. Az adatfeldolgozás a legtöbb országban lyukkártyákkal történik, nagy helyigénye miatt azonban a mikrofilmre, illetve a nálunk is alkalmazott mágnesszalagos adattárolásra térnek át. Sajnálatos tényként derült ki, hogy az észlelési terminusok és megfigyelési módszerek érdekében hozott korábbi határozatokat egyes országokban nem vezették be, a probléma megoldását a következő Igazgatói Konferenciától várják.

Több országban népgazdasági igényként jelentkezett a köd-víztartalom és a felszínhőmérséklet hálózatszerű mérésének szükségessége, ezekre megfelelő mérőmódszerek kidolgozását kérik a RGUMIIP-től. Napjainkban kiemelt téma a népgazdaság különböző ágainak éghajlati adatokkal való segítése, a munkabizottság összeállította a Lengyelországban 1972 őszén e célból rendezendő szimpozium tematikáját. A munkacsoport végül foglalkozott új típusú klimatológiai kézikönyvek szerkesztési elveinek kidolgozásával, valamint felosztották a munkát egy 8 nyelvű klimatológiai szakszótár összeállítására.

Gajzágó L.

*

ZÚZMARA SZIMPOZIUM AZ NDK-BAN

Az RGKNIR 6. témakörébe tartozó „Zúzmara és szilárd bevonatok" c. kutatási feladat koordinálását az NDK meteorológiai szolgálata végzi. Az e tárgyban 1967 novemberében megrendezett első munkaértekezlet hét altémában jelölte meg az egyes részfeladatokat. Ezek közül a magyar meteorológiai szolgálat háromban működik közre: *a)* összehasonlító mérések végzése az NDK meteorológiai szolgálatában alkalmazott műanyagrudas és a mi szolgálatunkban használt 14 mm átmérőjű vezetékes műszer között, *b)* az összehasonlító mérések eredményeinek kiértékelése, *c)* ajánlás kidolgozása egységes mérési módszerek és műszerek bevezetésére.

Az eddigi eredmények összevetésére, valamint a további feladatok megbeszélésére hívta össze az NDK meteorológiai szolgálata a második zúzmara-szimpoziumot 1971. december 13. és 18. között Oberwiesenthalban. Az ülésen hat ország küldöttei vettek részt, a magyar meteorológiai szolgálatot *Csomor Mihály* tud. főosztályvezető képviselte, aki két beszámolót tartott: az összehasonlító mérésekről és azok eredményeiről, illetve a zúzmaraképződés magyarországi meteorológiai feltételeiről.

A szimpoziumon elhangzott előadások azt igazolták, hogy a zúzmarával kapcsolatos adatszolgáltatási igény az utóbbi években rendkívül megnőtt mind a tudósok, mind a gyakorlati felhasználók részéről, s igényük kielégítésére összehangolt közös kutatásokat kell végezni. Ennek jegyében vette fel az ülés a meglevő hét altéma mellé nyolcadiknak a zúzmara előrejelzésének kutatását.

A szimpozium részvevőinek alkalmuk volt megtekinteni a Fichtelbergen levő meteorológiai állomást és az ott működő zúzmararegisztráló berendezést, amely számunkra különösen tanulságos volt. A szimpozium kitűnő megszervezéséért és példás lebonyolításáért dicséret és köszönet illeti a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatát.

Csomor M.

*

AUJESZKY LÁSZLÓ DOKTORI ÉRTEKEZÉSÉNEK VITÁJA

A Tudományos Minősítő Bizottság 1971. december 23-ra tűzte ki *Aujeszky László*, a fizikai tudományok kandidátusa doktori értekezésének nyilvános vitáját.

„*Kísérlet a légkör meteorológiailag mobilizálódó energiakészletének megbecsülésére*" c. disszertációjában jelölt azt a célt tűzte maga elé, hogy meghatározza az egész földi légkör meteorológiailag mobilizálódó energiakészletének lehetséges maximumát. A számításokat a következő fontosabb energiafajtákra végezte el: 1. a hőenergia, 2. geopotenciális, 3. halmazállapoti (látens hőenergia), 4. a légkör elektromos energiakészlete, 5. a rádióaktív-, 6. a foton- és 7. a szélenergiakészlet. A felsorolt energiakészletek közül a szakirodalomban csak egyetlen energiafajtára, a szél kinetikus energiaösszegére állt rendelkezésre becslés, a többi energiakészletre vonatkozó becsléseket a szerző állította elő.

Említést érdemel, hogy jelölt több évtizede folytatott tudományos kutatómunkát a légköri energetika tárgykörében, és már az 1950-es évek elején e tárgyból előadásokat tartott az Eötvös Loránd Tudományegyetemen. Jelen dolgozatában ennek a mintegy 30 éves munkának legfontosabb eredményeit foglalta össze. Mivel a légkörben lejátszódó valamennyi fizikai és kémiai folyamat során az energia egyik fajtája átalakul egy másik energiafajtává, ezért a légköri energiakészletek megszabják, hogy egyáltalán milyen folyamatok jöhetnek létre a légkörben. A szerzőnek nem volt szándékában a légköri energiaátalakulások egész bonyolult rendszerét részletesen tárgyalni, ez túlságosan

megnövelte volna a disszertác ó terjedelmét. Az energiakészletek lehetséges maximumának meghatározásával azonban így is fontos ismeretekkel gazdagította mind a hazai, mind a nemzetközi szakirodalmat.

Bacsó Nándor professzor, a bíráló bizottság tagja, hozzászólásában megjegyezte, hogy a légköri energiakészletek nagyságrendjének ismerete korunkban azért is fontos, mert a természetátalakítás, az éghajlat és az időjárás megváltoztatása napjainkban az ember közvetlen terveiben is szerepel.

A disszertáció opponensei: *Béll Béla* akadémiai levelező tag, *Fényes Imre*, a fizikai tudományok doktora, *Bodolai István*, a fizikai tudományok kandidátusa bírálatukban kiemelték a dolgozat értékeit. Az opponensi vélemények, a hozzászólások és kérdések, valamint az ezekre adott válaszok elhangzása után a bíráló bizottság *Barta György* akadémiai levelező tag elnökletével egyhangúan úgy döntött, hogy *Aujeszky László* részére a föld- (meteorológiai) tudományok doktora cím odaítélését javasolja.

Koppány Gy.

*

AZ MMT AGROMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYÁNAK ELŐADÓÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztálya 1971. szeptember 30-án tartott ülésén *Szuróczki Zoltán* egyetemi docens (Kertészeti Egyetem) „Jonathán gyümölcsösök mikroklímája és annak egyes kihatásai az alma színeződésére és tárolhatóságára" című előadásában számolt be ez irányú kutatásainak eredményeiről.

Bevezetőül elmondotta, hogy a Kertészeti Egyetem Gyümölcstermesztési Tanszéke által 1959-ben telepített, három különböző korona formájú Jonathán gyümölcsösben — kombinált, termőkaros és sövény — három éve végeznek állománykiima vizsgálatokat.

Az előadó a sugárzási viszonyokat elemezve kimutatta azt, hogy a vizsgált állományok eltérő borítottságának következtében, a közvetlen sugárzásból a kombinált korona formájú állomány talajfelszínére csak 85%, a termőkaros felszínére 75%, míg a sövény felszínére csak 67% jut. Az energiabevétel ezen különbségei a vizsgált állományok eltérő mikroklímáját alapvetően meghatározzák.

A továbbiakban a szerző a szórt sugárzás alakulását, és annak jelentőségét taglalta. Megállapította, hogy az állományban mért hőmérsékleti szélsőértékek évi menete a meteorológiai állomáson észlelt szélsőértékek menetétől eltér, s az eltérés előjele az év folyamán kétszer változik, a lombosodás és a lombhullás időszakában. Az állományokon belüli csapadékviszonyokat elemezve kimutatta azt, hogy a veszteség a talaj számára a kombinált állományban 5—10%-ot, a termőkarosban 15%-ot, míg a sövényben 20%-ot tesz ki.

Az alma színeződésével kapcsolatban az alapszínt és a fedőszínt a korona egyes magassági szintjeiben és annak különböző égtájkitettségeiben vizsgálta. A termés mennyiségét, az előbbiekhez hasonlóan elemezve, kimutatta, hogy az a korona E oldalán rendszeresen magasabb mint a W oldalon.

Az előadó befejezésül az érés időpontjának, az alma tárolhatóságának és beltartalmának alakulását mutatta be az eltérő mikroklímaviszonyok függvényében.

Hámori Tiborné egyetemi adjunktus (Kertészeti Egyetem) korreferátumában rámutatott arra, hogy a szüret optimális időpontjának meghatározása népgazdasági jelentőséggel bír, különösen a Jonathán alma esetében, amely igen érzékeny a tárolásra. Ezt a kérdést a Kertészeti Egyetem Gyümölcstermesztési Tanszéke más tanszékekkel és kutatóintézményekkel szoros együttműködésben, már évek óta vizsgálja. Az előadó hangsúlyozta, hogy e komplex vizsgálatok folytatása feltétlenül szükséges, mert olyan, a gyakorlatban alkalmazható módszer kidolgozása a cél, amely az alma optimális szüreti időpontjának meghatározására alkalmas.

Az előadást élénk vita követte, amelyben *Erdős László, Gyuró Ferenc, Kéri Menyhért, Szabó Ernő, Szakály József* és *Takács Lajos* vett részt.

Szakály J.

*

ADATOK ÉS ELKÉPZELÉSEK A MARS LÉGKÖRÉRŐL

címmel *Major György*, az OMSZ Központi Légkörfizikai Intézet tudományos osztályvezetője előadást tartott az MMT-ben 1971. november 11-én.

Az előadás két részre tagozódott; először a földfelszínről végzett távmérések, valamint közvetett mérések eredményeit ismertette az előadó, majd a Mariner IV, VI és VII amerikai szondák által a Mars légkörének közelében, a földi légkör zavaró hatását kiküszöbölve végzett mérésekről hallottunk. Így a következő kép alakult ki a Mars felszínéről és légköréről. A felszín egyensúlyi hőmérséklete 217 K°, tehát hidegebb, mint a Földé, a napi ingás azonban több, mint 100 K°. A felszínen a légnyomás értéke kb. 6 mb. A légkörben szinte kizárólag szén-dioxid található, oxigén, gáz, vízgőz és ózon csak nyomokban. A Mars felszíne a Holdéhoz hasonlóan kráteres, sarkait hó borítja, ez a feltételezések szerint szénsavhó. Színes felhők és porréteg található a magasabb légrétegekben. Nitrogén nem mutatható ki, így földi értelemben vett élet nem létezhet a bolygón. Óceán nincsen, légkörének tömege csekély, emiatt szoláris klíma érvényesül a Marson.

Az előadáshoz *Mészáros Ernő*, a KLFI igazgatóhelyettese szólt hozzá, és hangsúlyozta, hogy a bolygók légkörének tanulmányozása segítséget nyújt a földi légkör keletkezésének megismeréséhez.

Bónis K.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató
Index: 26.361

72.0561 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

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

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 FT
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT
(BEFIZETÉS A 232-90 171-2494 TAGDIJBEFIZETÉSI SZÁMLÁN)

MEGRENDELHETŐ: AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
PÉNZÜGYI OSZTÁLYÁN
BUDAPEST, II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

INDEX 26.361

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:
DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:
LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

76. ÉVFOLYAM

3

MÁJUS—JÚNIUS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT · BUDAPEST
1972

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM

3

MÁJUS—JÚNIUS

BUDAPEST
1972

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI:

KOPPÁNY GYÖRGY dr. kandidátus, tud. osztályvezető, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest;* KAPOVITSNÉ RÓTH RENÁTA tud. munkatárs, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest;* VARGA-HASZONITS ZOLTÁN dr. igazgatóhelyettes, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest;* CSOMOR MIHÁLY főosztályvezető, Központi Meteorológiai Intézet, *Budapest;* CZÖVEKNÉ KABA MAGDOLNA tud. munkatárs, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest;* FARKASNÉ TAKÁCS OLGA tud. munkatárs, Központi Légkörfizikai Intézet, *Budapest.*

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Koppány György—Róth Renáta: Nyomás- és hőmérséklet-mezők felbontása természetes ortogonális összetevőkre 133

Varga-Haszonits Zoltán: Az őszi búza érési időpontjának előrejelzése meteorológiai adatok alapján 146

Csomor Mihály: A magyarországi zúzmaramérések első eredményei 151

Kaba Magdolna: Sugárzási mezők kutatása meteorológiai műholdak mérési adatai alapján 160

Takács Olga: A teljes besugárzás függőleges felületeken 175

Irodalom

Hoffmann, K.: Gyümölcsösök termőhelyének agrometeorológiai vizsgálata fenológiai megfigyelések alapján *(Szakály József)* 181

Krónika

Berényi Dénes 1900—1971 *(Justyák J.)* — Az MMT Agrometeorológiai Szakosztályának ülése *(Bozó P.)* — A XII. Meteorológiai Világnap *(Békeffy J.—Szakály J.)* — Wagner Richárd 1905—1972 *(Péczely Gy.)* — A kozmikus meteorológia témáinak tanulmányozása a Szovjetunióban *(Borbély E.)* — A WMO VI. Régiójának Sugárzási Munkacsoportja *(Major Gy.)* — A WMO Hidrológiai Bizottsága *(Antal E.)* — Jégeső-kutatás és jégeső-elhárítás Olaszországban *(Bónis K.)* — Az MMT választmányi ülése *(Lépp I.)* — Távelőrejelzési tanulmányút a Német Demokratikus Köztársaságban *(Róth R.)* — Az RGMT VIII. ülése *(Lépp I.)* — Az Európai Régió Távközlési Munkacsoportjának X. ülése *(Lépp I.)* — Kozmikus meteorológiai értekezlet Kijevben *(Borbély E.)* — Az MMT Repülésmeteorológiai Szakosztályának előadóülése *(Lépp I.)* — 100 éves a Magyar Földrajzi Társaság *(Kéri M.)* — 100 éves a hurbanovói (ógyallai) meteorológia állomás *(Zách A.)* — Levegőkémiai tanulmányút *(Várhelyi G.)* 183

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

Koppány Gy.—Róth R.: Decomposition of Pressure Fields and Temperature Fields into Natural Orthogonal Components 133

Varga-Haszonits Z.: Estimate of the Maturity Date of Winter Wheat on the Basis of Meteorological Factors 146

Csomor M.: Die ersten Ergebnisse der Rauhreifmessungen in Ungarn 151

Kaba M.: Research on Radiation Fields by Using Meteorological Satellites 160

Takács O.: Total Irradiation on a Vertical Surface 175

Literature

Hoffmann, K.: Agrarmeteorologische Untersuchungen zur Standortforschung im Obstbau auf der Grundlage phänologischer Beobachtungen *(Szakály József)* 181

Chronicle 183

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM 3. SZÁM 1972. MÁJUS-JÚNIUS

Nyomás- és hőmérséklet-mezők felbontása természetes ortogonális összetevőkre

KOPPÁNY GYÖRGY, RÓTH RENÁTA, *Központi Előrejelző Intézet, Budapest*

Decomposition of Pressure Fields and Temperature Fields into Natural Orthogonal Components. By using five-day average charts of pressure and temperature, the natural orthogonal components of the pressure field and the temperature field have been determined with the aid of a computer type Minsk—22. The data from the 8 stations used for this calculation are presented on *Fig. 1/a*. This investigation has been separately executed for the data of one single year (1968) and for the 6 years 1963—1968. It was found that the four Eigenvectors of the pressure and temperature fields are essentially independent from the lenght of the period under investigation. From a study of the information contained in the Eigenvectors, it was found that, for the description of the temperature field, relatively fewer Eigenvectors are necessary than for that of the pressure field *(Table I)*. Further, it was found, that the time-depending coefficients of the pressure field are possessing no annual variation, however, their amplitudes are in the winter essentially stronger than in the summer; on the other hand, in the case of temperature fields, the first two time-depending coefficients are exhibiting a well-developed annual variation. The Authors found a correlation between the extreme value of the first time-depending coefficient of the pressure fields in April on the one hand, and the precipitation amount in the subsequent month of June at Budapest, on the other hand. *(Fig. 5.)*

⚹

Разложение барических и температурных полей на естественные ортогональные составляющие. По пентадным картам давления и температуры с использованием ЭВМ Минск-22 авторы определили естественные ортогональные составляющие барических и температурных полей. Данные по 8 станциям, использованные для вычислений, приведены на *рис. 1/а* Анализы проведены раздельно для одного года (1968 г.) и для шести лет (1963—1968 гг.). Обнаружено, что первые четыре собственных вектора барических и температурных полей по существу не зависят от длительности исследуемого периода. Информация о собственных векторах показала, что для описания температурных полей необходимо сравнительно меньше собственных векторов, чем для барических полей *(Таблица I)*. Кроме того выяснено, что коэффициенты барических полей, зависящие от времени, не имеют годового хода, но их амплитуды зимой существенно больше, чем летом. В то же время первые оба из коэффициентов температурный полей, зависящих от времени, имеют отчетливый годовой ход. Найдена связь экстремальной величины первого из зависящих от времени коэффициентов барических полей для апреля, с количеством осадков за следующий июнь в Будапеште *(рис. 5)*.

⚹

A korszerű statisztikai előrejelzési módszerek nem egyes állomások adataival, hanem a szinoptikus helyzetet nagy területen jellemző paraméterekkel dolgoznak. Mivel az ilyen módon megnövekedett adattömeg nehezen kezelhető, a prediktorokként alkalmazott paraméterek optimális számának meg-

határozása vált szükségessé. E célra alkalmas módszer — amely egyben gazdaságosabb adatkezelést is lehetővé tesz — a meteorológiai mezők összetevőkre bontása.

A felbontási eljárás során olyan összetevőket kerestünk, amelyeknek egyben fizikai jelentést is tulajdoníthatunk, azaz amelyeket a meteorológiai mezők egymásra következése definiál. Ezeket az összetevőket a továbbiakban természetes összetevőknek nevezzük.

A felbontás módszere

Legyen adva valamely $F\ (t, x)$ skalármennyiség, amely a térnek és időnek függvénye. Válasszunk $x_1, x_2 \ldots . x_n$ diszkrét pontokat $F(t, x)$ térbeli eloszlásának jellemzésére, továbbá legyenek $t_1, t_2 \ldots t_m$ diszkrét időpontok, amelyekre $F\ (t, x)$ értékei adottak. Ekkor $F\ (t, x)$ mátrix alakban így írható fel:

$$\begin{matrix} F_{11} & F_{12} & \ldots & F_{1n} \\ F_{21} & F_{22} & \ldots & F_{2n} \\ . & . & & . \\ . & . & & . \\ . & . & & . \\ F_{m1} & F_{m2} & \ldots & F_{mn} \end{matrix} \qquad (1)$$

Keressünk olyan $X_h\ (x)$ csak tértől, valamint $T_h\ (t)$ csak időtől függő mennyiségeket, amelyekre fennáll:

$$F\ (t,x) = \sum_h T_h\ (t)\ X_h\ (x) \qquad (2)$$

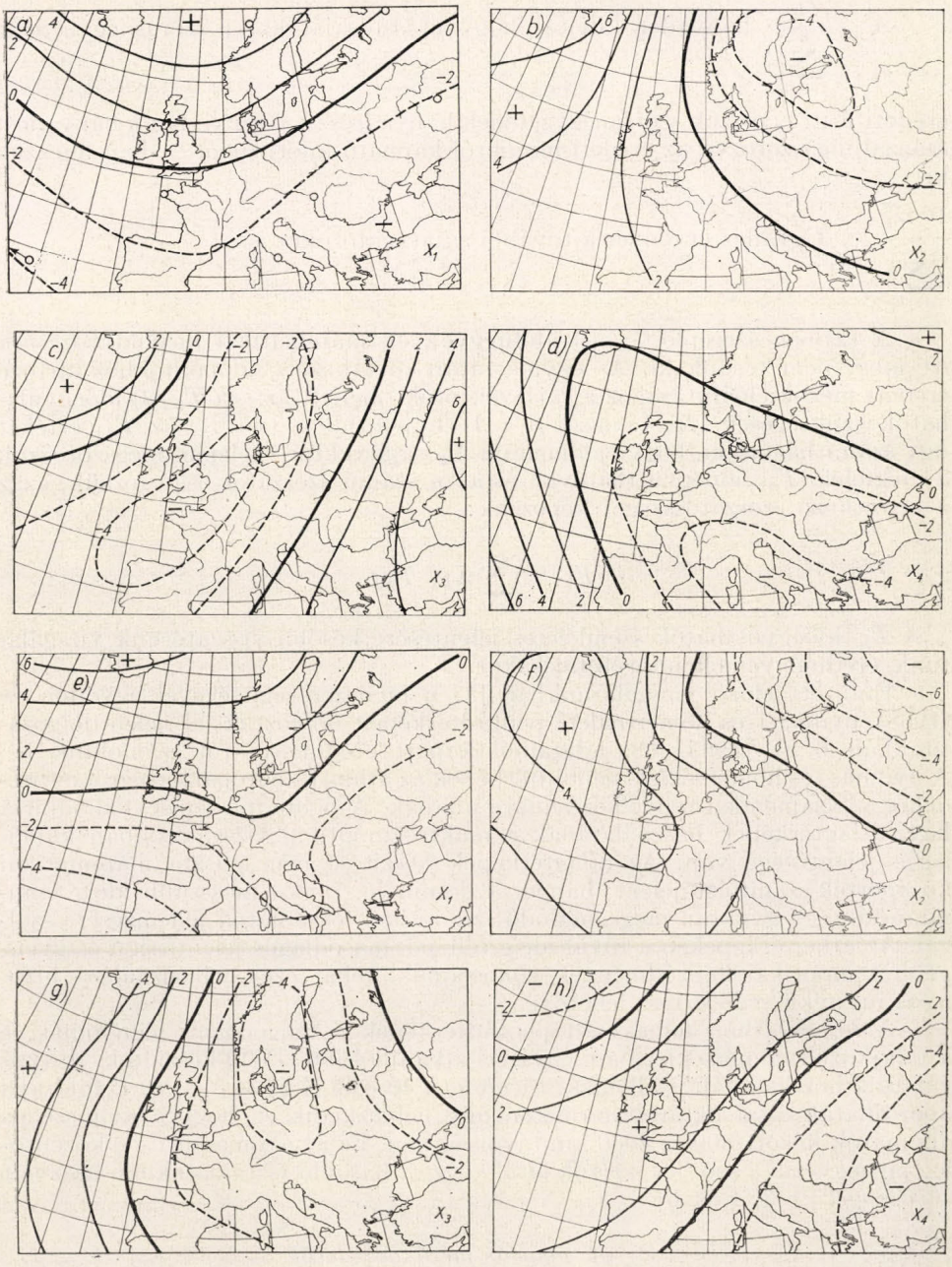
Az $X_h\ (x)$ függvényeket az $F\ (t, x)$ mezők sokasága határozza meg, ezért az $X_h\ (x)$ mennyiségeket az $F\ (t, x)$ mezők saját függvényeinek nevezhetjük. Előírjuk, hogy a (2) felbontásban szereplő $X_h\ (x)$ és $T_h\ (t)$ függvények szorzatösszege a lehető legkisebb hibával közelítse meg az eredeti $F\ (t, x)$ mezőket, továbbá hogy az $X_h\ (x)$ és $T_h\ (t)$ függvények ortogonálisak legyenek, azaz teljesüljön:

$$\sum_j X_{hj}\, X_{gj} = 0$$

és (3)

$$\sum_i T_{hi}\, T_{gi} = 0, \qquad \text{ahol h} \neq \text{g.}$$

A felbontás részletes matematikai leírásával és a Minszk-22 számítógépre való programozás ismertetésével egy előző dolgozatunkban [1] részletesen foglalkoztunk, ezért itt csak röviden vázoljuk a további lépéseket. Az (1)-ben megadott (F_{ij}) mátrixból $\{A_{jk}\}$ kovariációs mátrix szerkeszthető, amely n sorból és ugyanannyi oszlopból áll. Ezt a négyzetes és szimmetrikus mátrixot determinánsként megoldva n számú gyököt kapunk. Ezek nagyság szerinti sorrendben legyenek $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 \ldots > \lambda_n$. A λ_j gyököket az A_{jk} mátrix *sajátértékeinek* nevezzük. Minden egyes λ_j sajátértékhez egy-egy *sajátvektor* (X_j) tartozik, a sajátvektorok pedig n számú elemből állnak. Így pl. a λ_1 első sajátértékhez tartozó első sajátvektor elemei rendre $X_{11}, X_{12}, \ldots X_{1n}$, amelyek az 1., 2., 3., ... n pontokhoz tartoznak. Az *1. ábrán* megjelölt 8 állomás mindegyikéhez a sajátvektorok egy-egy eleme tartozik. A sajátvektorok így térképen ábrázolhatók és a vizsgált mező valamely térbeli sajátosságát jellemzik.



1. ábra. A nyomás-mezők 1—4. sajátvektora. Az *a, b, c, d ábrák* az 1968. év pentád adataiból készültek; az *a ábrán* a számításokhoz felhasznált állomásokat körök jelzik. Az *e, f, g, h ábrák* az 1963—68. évek adataiból kapott sajátvektorokat mutatják be

A $\frac{\lambda_1}{\sum_{j=1}^{n} \lambda_j}$ hányados kifejezi, hogy az első sajátvektor szórásnégyzete az eredeti $F(t, x)$ mezők szórásnégyzetének hányadrészét teszi ki. Ezt a hányadost százzal megszorozva az eredeti mezőkről kapható információt %-ban fejezzük ki:

$\frac{100\lambda_1}{\sum_{j=1}^{n} \lambda_j}$ %. Ugyanez érvényes a további sajátvektorokra is.

A (2)-ben szereplő T_h (t) időfüggvények matematikai meghatározására itt most nem térünk ki. Az egymás után következő t_i időpontokhoz tartozó eredeti mezők előállításához a sajátvektorok mellett az i-ik T_h (t) időegyütthatók szükségesek. Az 1. mező (i = 1) 1. pontjához (x = 1) az F_{11} értéket úgy számíthatjuk ki, hogy valamennyi X_h sajátvektor 1. elemét megszorozzuk a megfelelő T_{h1} időegyütthatóval, és az n számú szorzatot összegezzük, azaz a következő szorzatösszeget képezzük:

$$F_{11} = \sum_{h=1}^{n} X_{h1} \, T_{h1}$$

A T_h időegyütthatók szemléletes jelentésére később visszatérünk vizsgálatunk eredményeinek interpretálásakor.

Említett előző vizsgálatunkban [1] e módszer segítségével egyetlen év (1968) nyomási és hőmérsékleti pentádtérképeit dolgoztuk fel, jelen dolgozatunkban 6 év (1963—68) adataiból kapott eredményekről számolunk be. A nyomás- és hőmérséklet- pentádtérképek az atlanti—európai térségről évtizedekre visszamenően rendelkezésünkre állanak. A pentádtérképek, valamint a havi átlagtérképek használatának a makroszinoptikai vizsgálatokban különleges jelentősége van. Az átlagtérképek készítése nem puszta matematikai középérték számítást jelent, hanem a domináló, tartós, hosszabb ideig fennmaradó vagy gyakran megismétlődő szinoptikai folyamatok jellemzésére szolgál. Az átlagtérképeken a rövid ideig föllépő, másodlagos jelentőségű és gyengébb szinoptikai képződmények elmosódnak, tehát ezek felhasználása bizonyos mértékű *szűrést* tesz lehetővé.

A vizsgálatban felhasznált pentádtérképek a tengerszinti légnyomás és a talajközeli hőmérséklet napi egyszeri adataiból (06 GMT) készültek. A vizsgálatunkhoz használt 8 állomás *(1/a ábra)* a 40—65 N és 30 W—40 E földrajzi koordináták által határolt területen úgy helyezkedik el, hogy a szomszédos állomások között 800 és 2000 km távolság van. Ez az állomássűrűség közelítőleg megegyezik a szovjet szerzők által végzett hasonló vizsgálatokban használt sűrűséggel [2, 3, 4, 5, 6].

A nyomás-mező összetevői

A nyomás-mező első négy vektorát az *1. ábrán* mutatjuk be. Egymás mellett közöljük az egyetlen (1968) évből, és a 6 évből (1963—68) kapott vektorokat. Ismeretes, hogy a különböző években általában egymástól többékevésbé eltérő makroszinoptikai helyzetek uralkodnak, amiről meggyőződhetünk, ha összehasonlítjuk a különböző évek havi vagy évi átlagos anomália-

térképeit. Ezért különösen értékes eredmény, hogy az egy évből és a hat évből kiszámított sajátvektorok feltűnően hasonlítanak egymásra. Az *1/a ábrán* látható az 1. összetevő (sajátvektor), amelyre jellemző a magasabb és alacsonyabb szélességek közötti ellentétes kapcsolat, továbbá az, hogy az izovonalak a szélességi körökkel közel párhuzamosak. Az első összetevő információja az 1968-as adatok szerint 44,5%, az 1963—68-as adatok szerint 49,0%.

A 2. összetevőt az *1/b* és *1/f ábra* mutatja. Erre jellemző az izlandi hatásközpont és Észak-Európa légnyomásában mutatkozó ellentétes kapcsolat, továbbá az izovonalak közeledése az észak-déli irányhoz. A második összetevő információja 1968-ból 19,0%, 1963—68-ból 18,8%. A hasonlóság a két idő-

I. TÁBLÁZAT

Az első négy sajátvektor információja [%] *az 1968. és 1963—68. években*

i	Évek	nyomás		hőmérséklet	
		$\lambda_i/\sum_1^8\lambda_i$	$\sum_1^i\lambda_i/\sum_1^8\lambda_i$	$\lambda_i/\sum_1^8\lambda_i$	$\sum_1^i\lambda_i/\sum_1^8\lambda_i$
1	1968	44,5	—	70,5	—
	1963—68	49,0	—	68,5	—
2	1968	19,0	63,5	19,0	89,5
	1963—68	18,8	67,8	19,3	87,8
3	1968	15,2	78,7	4,4	93,9
	1963—68	12,0	79,8	5,3	93,1
4	1968	8,5	87,2	2,8	96,7
	1963—68	10,0	89,8	3,1	96,2

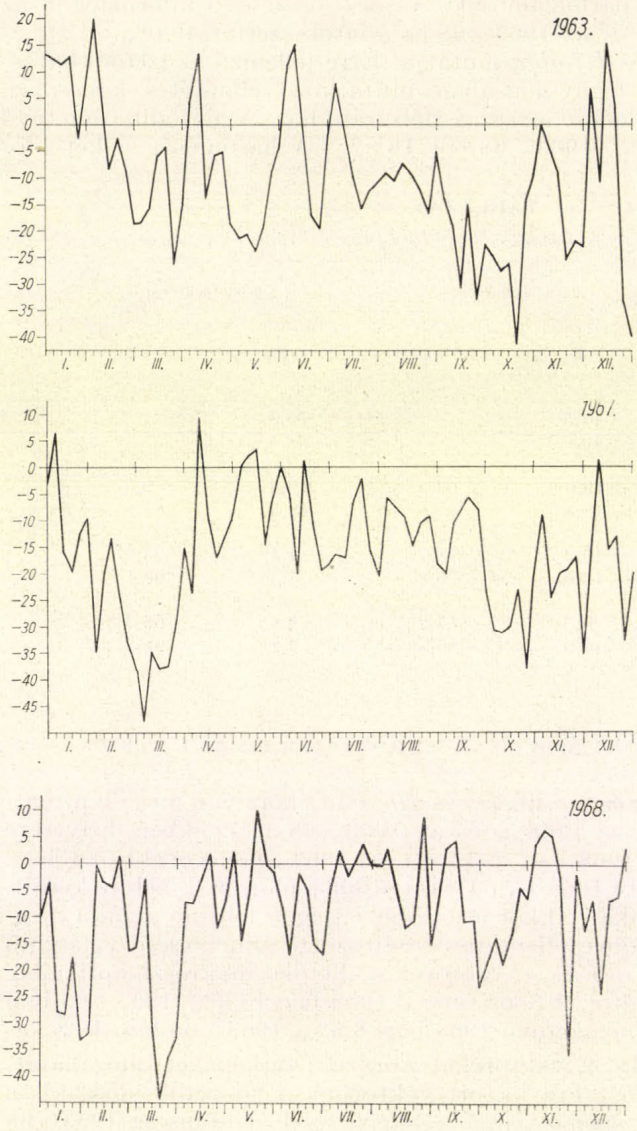
szakból kapott 2. vektor között nem olyan határozott, mint az 1. vektor esetében.

A 3. és 4. vektorról (*1/c* és *1/d* ill. *1/g* és *1/h ábra)* könnyen megállapíthatjuk, hogy a rangsorolásban az 1968-as és az 1963—68-as években helycsere történt: az a vektor, amely 1968-ban a 3. volt, az 1963—68-as években 4. lett, és viszont, az a vektor, amely 1968-ban 4. volt, 1963—68-ra a 3. helyre került. Ha így párosítjuk a vektorokat, akkor a hasonlóság igen feltűnő azzal a megszorítással, hogy a mező előjele ellentétesre változott. A helycsere valószínű oka az, hogy az 1968-as év a 3. és 4. vektorokat illetően makroszinoptikailag jelentősen eltér a 6 éves átlagtól. A 3. összetevő 1968-ban 15,2%, 1963—68-ban 12% információt adott, a 4. összetevő 1968-ban 8,5%, 1963—68-ban 10%-ot.

Ha végigtekintjük az 1—4. vektorokat ábrázoló térképeket, megállapíthatjuk, hogy a rövidebb időszakra kapott vektornak a hosszabb időszakban hasonló vektor felel meg, *a nyomás-mező összetevői* — legalábbis az 1963—68 években — *a feldolgozott időszak hosszától nagymértékben függetlenek, időtállók.* Ez az egyik legfontosabb következtetés, amit feldolgozásainkból nyertünk.

Megállapíthatjuk továbbá az *1. ábra* áttekintése után, hogy az 1. és 2. összetevő, amely együttesen 63,5 ill. 67,8% információt ad a nyomás-mezőről, makroszinoptikai vagy éppen planetáris méretű folyamatokkal áll összefüggésben (zonalitás, meridionalitás). A 3. és 4. összetevőben viszont az ellentétes előjelű centrumok sűrűbben váltogatják egymást (két pozitív, egy negatív

illetve két negatív, egy pozitív centrum). A 3. és 4. összetevő együttesen 22—24% információt ad a nyomás-mezőről. Az itt nem közölt további összetevők az 5-től a 7-ig egyre bonyolultabb képet mutatnak, az ellentétes előjelű centru-

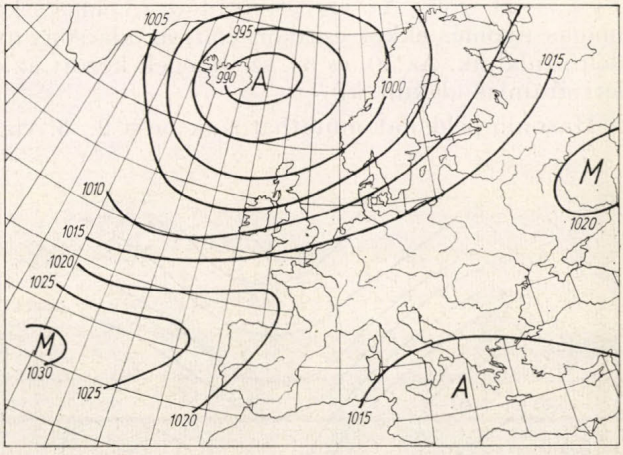


2. ábra. A nyomás-mező 1. sajátvektorához tartozó időegyüttható menete az 1963., 1967. és 1968. években

mok még sűrűbben váltakoznak, ezek információtartalma még kisebb. Mindez arra enged következtetni, hogy *a nagyobb skálájú szinoptikai folyamatok nagyobb szerepet játszanak a mezők kialakításában, mint a kisebb skálájúak.*

M. I. Judin ugyanerre a megállapításra jut szovjet szerzők hasonló vizsgálatainak összefoglaló értékelésekor: „... A nagyság szerinti sorrendbe állított összetevők közül az elsők jól jellemzik a makroszinoptikai folyamatokat, míg a

későbbi, kevésbé fontos összetevők a kisebb léptékű összetevőket jelzik. Az előbbi sajátvektorok használatával ezért kiszűrhetjük a meteorológiai zajokat.



3. ábra. A nyomás-mező 1964. április 3. pentádjában

Az első sajátvektorok nemcsak a legnagyobb léptékű folyamatokat jelzik, hanem időben is a legmaradandóbbak."[9].

Az egyes összetevők információtartalmát az *I. táblázatban* közöljük. Látható, hogy az összegzett információ az összetevők számának növelésével az 1963—68-as időszakban gyorsabban növekszik, mint 1968-ban.

A T időegyütthatókat grafikonon ábrázoltuk a 6×73 pentádra vonatkozóan. A nyomás-mező 1. időegyütthatójának menete az 1963—68. közötti időszakból a *2. ábrán* látható. Az egyes években a T_1 menete meglehetősen különböző, általánosan jellemző évi menet nincs. A kilengések azonban télen jóval nagyobbak, mint nyáron (a januárban előfordult szélsőséges értékek —47, ill. +25, az abszolut ingás 72, februárban —37, +20, az abszolut ingás 57, decemberben —47, +15, az abszolut ingás 62, a nyári hónapokban az abszolút ingás 30, 39).

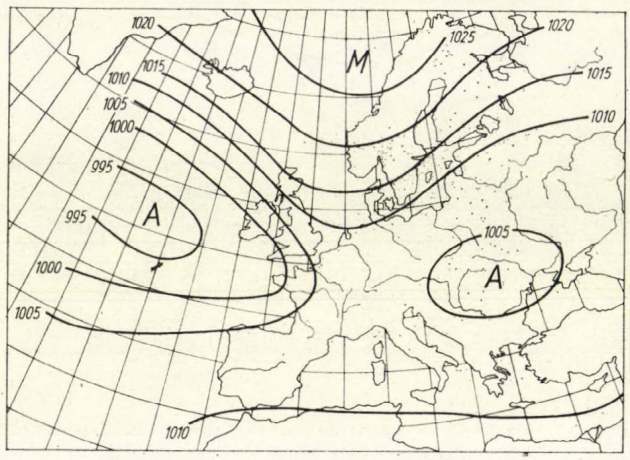
A nyomás-mező 2., 3. és 4. időegyütthatójának menetét a terjedelmesség miatt nem mutatjuk itt be. Jellemzésükre röviden annyit, hogy a T_2 menetében határozottan fölismerhető a kilengések megnövekedése a téli hónapokban. Gyakoriak a T_2 előjelváltásai, ami arra mutat, hogy Izland és Skandinávia fölött az ötnapos átlagtérképeken gyakran váltakoznak a ciklonok és anticiklonok. A T_2 abszolut ingadozása januárban 66, júliusban 23. A T_3 abszolút ingadozása januárban 49, júliusban 22. A T_4 abszolut kilengése januárban 37, júliusban 15.

E rövid áttekintés után nézzünk meg két konkrét esetet az 1. összetevő időbeli változásait jellemző T_1 szinoptikai jelentésének megértésére. Az *1. ábrán* láttuk, hogy az 1. sajátvektor elemei a magasabb szélességeken pozitív, az alacsonyabb szélességeken negatív értékűek. T_1 áprilisban előfordult legnagyobb negatív értéke 1964. IV. hó 3. pentádjában $T_1 = -32$ volt, az ennek megfelelő eredeti pentádnyomás eloszlást a *3. ábrán* mutatjuk be. Az Izland közelében lévő intenzív ciklon és a 40.—50. szélességek között húzódó, helyenként

1020—1030 mb nyomású gerinc miatt az izobárok nyugat-keleti irányban futnak. Ennek megfelelően az 50. és 60. szélességek között erős nyugati áramlás uralkodott.

A másik szélsőséges eset 1966. IV. hó 3. pentádjában fordult elő, amikor $T_1 = +21$ volt. Az eredeti pentád nyomástérképet a *4. ábra* mutatja. A magas nyomás ekkor északon volt, az alacsony nyomású övezetet peddig ettől délre találjuk. Az 50. és 60. szélességek között az előzővel ellentétben erős keleti áramlás alakult ki.

Hasonló példákat mutathatnánk be a 2., 3. vagy 4. sajátvektor időegyütt-



4. ábra. A nyomás-mező 1966. április 3. pentádjában

hatóinak szinoptikai értelmezésére. A példák felsorolása helyett általánosságban leszögezzük, hogy a T_{hi} időegyüttható az X_h által definiált térbeli sajátosság időbeli változásait jellemzik, megadják a térbeli sajátosság erősségét, sőt előjelét is az adott i-edik térképen.

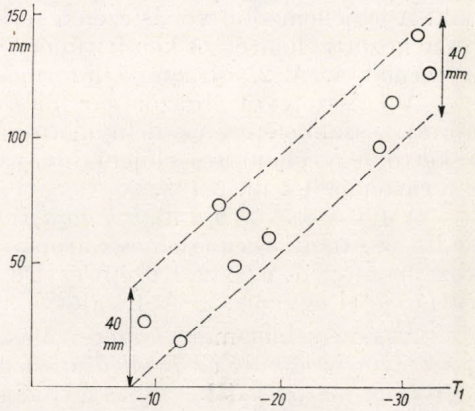
A T_{hi} eszerint olyan szám, amely az i-edik térképen a h-adik vektor jellemzésére alkalmas. Ha föltételezzük, hogy a nyomáseloszlás valamilyen mértékben definiálja az időjárás későbbi alakulását, akkor a T_{hi} időegyütthatók fölhasználhatók az időjárás előrejelzésére. Prediktandusznak a Magyarországon lehullott csapadékot választjuk.

Említett előző dolgozatunkban példákat mutattunk be arra, hogy a nyomás-mező 1. és 4., továbbá a hőmérséklet-mező 4. időegyütthatója és a Magyarországon 4 nap alatt lehullott csapadék között aszinkron kapcsolat van. Most arra mutatunk rá, hogy a nyomás-mező 1. időegyütthatójának áprilisi értékei, és ugyanazon év júniusi monszunális esőzése között is kapcsolat található.

Az 1964, 65 és 66. években a június kifejezetten csapadékos volt. Budapesten ezekben a hónapokban 127, 142, ill. 73 mm esőt mértek. Az ország területén 13 állomás alapján a lehullott eső a normálérték 105, 152, ill. 115%-át tette ki. (A 13 állomás a *Drogajcev* által Magyarország csapadékosságának jellemzésére kiválasztott 13 állomás [8].) A *2. ábráról* leolvasható, hogy a fenti 3 év április 2. vagy 3. dekádjában T_1 legnagyobb negatív értéke —32, —31, és —15 volt. Az is látható a *2. ábrán*, hogy ezekben az években az április közepén

kialakult erős zonalitás (T_1 nagy negatív értéke) kisebb megszakításokkal júniusig tartott.

1963. és 1968. júniusában ezzel szemben aránylag kevés eső hullott, Budapesten 60, ill. 18 mm. Az ország területén (13 állomásból számítva) a normálérték 83 ill. 42%-a. Ezekben az években T_1 legnagyobb negatív értékeit tavasszal márciusban érte el, áprilisra viszont pozitív irányba tolódott. Ezekben az években tehát áprilisban nem alakult ki erős zonális áramlás. A T_1 időegyütthatók viselkedését az magyarázza, hogy a téli évszakban az alacsony szélességeken található jet-stream tavasszal észak felé, a mérsékelt övezetbe helye-



5. ábra. Kapcsolat a nyomás-mező 1. időegyütthatójának áprilisi szélsőértéke és a rákövetkező júniusi, budapesti csapadékmennyiség között (1961—70)

ződik át és ott az így kialakuló erős zonalitás impulzusa a magasból az alacsonyabb rétegekbe is áttevődik [7]. Így létrejön a tengerszinten is az erős zonalitás, ami T_1 erősen negatív értékeiben is kifejezésre jut. E folyamat elmaradása vagy túl korai bekövetkezése esetén T_1 áprilisi értékei sem vesznek fel negatív szélső értékeket. E meggondolások igazolására megvizsgáltuk a 300 mb-os AT-n az 50. és 60. szélességek között az Atlanti-óceán fölött áprilisban mért magassági szeleket.

Megállapítottuk, hogy azokban az években, amikor a 9 km-es szinten áprilisban erős nyugati áramlás volt, a tengerszinti nyomásmező T_1 időegyütthatója nagy negatív értéket vett fel, és fordítva. Ez a megvizsgált néhány esetben a júniusi esők mennyiségének előrejelzésére is lehetőséget mutatott. Az *5. ábrán* bemutatjuk a T_1 április 2. és 3. dekádjában előfordult legnagyobb negatív értékei és az ugyanazon év júniusában Budapesten mért csapadékmennyiség közötti összefüggést az 1961—70. évek adatai alapján. (Az 1961—62. és 69—70. évekre T_1 értékeit a nyomás pentádtérképeinek felhasználásával e célra külön kiszámítottuk.) Az *5. ábrán* közölt adatok szerint T_1 április 2. vagy 3. dekádjában mért legnagyobb negatív értéke és a következő júniusban Budapesten lehulló eső mennyisége között a kapcsolat elég szoros, a számszerű összefüggés hibája nem nagyobb ± 20 mm-nél, ami a normál érték $\pm 28\%$-ának felel meg.

A fenti példa nyomán remélhetjük, hogy a nyomás-mező időegyütthatói és a Magyarországon lehulló csapadékmennyiség között további aszinkron kapcsolatokat sikerül találnunk. Célszerűnek látszik, hogy a kapcsolatok keresését fizikai-földrajzi meggondolások alapján kezdjük el.

A pentád hőmérséklet-mező első 4 összetevőjét a *6. ábra* mutatja. Mint a nyomás-mezők felbontásakor, itt is egymás mellett adjuk meg az 1968. év és 1963—68. évek adataiból kapott vektorokat. A hőmérséklet-mező 1. összetevőjét Északkelet-Európa és az Azori szigetek közötti ellentét jellemzi — mindkét időszakban. A 6/a és a 6/e ábrán az izovonalak az Atlanti-óceán felett a szélességi körökkel párhuzamosak, Európa partjai fölé érve NW-SE irányban futnak. Ez a kép erősen emlékeztet a klimatológiai adatokból készült januári izotermák futására. Az első összetevő információja 70,5 ill. 67,8%.

A 2. összetevőt ábrázoló *6/b* ill. *6/f* ábrán az izovonalak az európai partok mellett SW-NE irányban kanyarodnak, és a partokkal párhuzamosan haladnak. A legjellemzőbb vonás ezen a térképen az Izland és a szárazföld délkeleti része közötti ellentét. A kép feltűnően hasonlít a klimatológiából ismert júliusi izotermákra. A 2. összetevő információtartalma mindkét időszakban 19%.

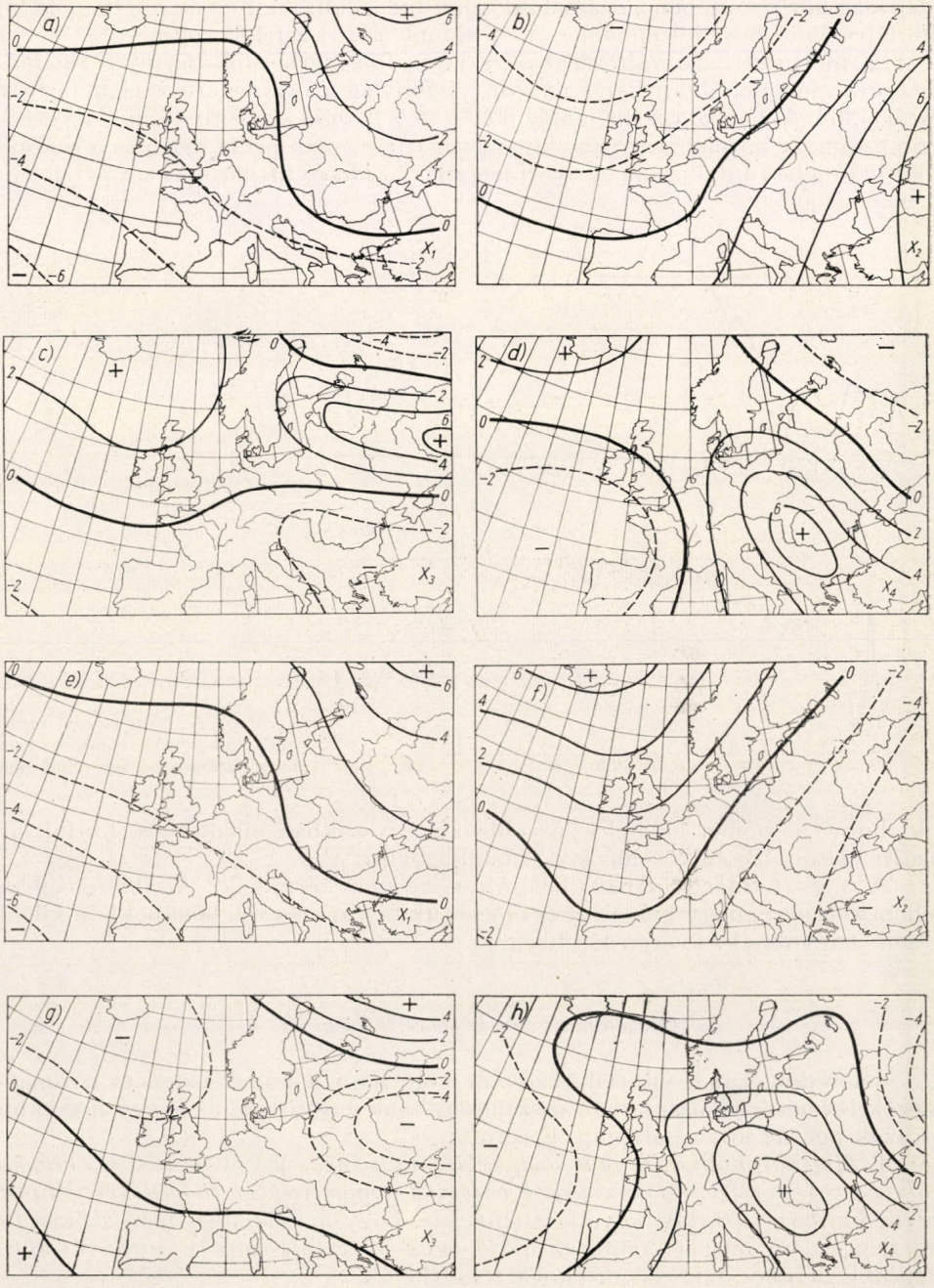
A 3. összetevőt ábrázoló *6/c*, ill. *6/g ábra* bonyolultabb hármas tagolódást mutat: északkeleten és délnyugaton azonos előjelű középpont látható, míg a kettőt egy ellentétes előjelű sáv választja el egymástól. A 3. sajátvektor információja 4,4 ill. 5,4%.

A 4. összetevő *(6/d* ill. *6/h ábra)* hasonlóképpen hármas tagolódást mutat, de itt az Atlanti-óceán déli és Európa keleti része fölött találunk egyező előjelű középpontot, és ezeket Közép- és Dél-Európán át NW irányban húzódó sáv választja el egymástól. A 4. sajátvektor információja 2,8, ill. 3,1%.

A hőmérséklet-mező összetevőinek együttes információját a nyomás-mező összetevőivel együtt az *I. táblázatban* közöljük. Figyelemre méltó, hogy a hőmérséklet-mező első két összetevőjének együttes információja az 1963—68. években megközelíti, az 1968-as évben pedig meg is haladja a nyomás-mezők első négy összetevőjének információját. Míg a nyomás-mezők kialakításában több összetevő vesz részt aránylag nagy súllyal, addig a hőmérséklet-mezőkben az első két összetevő erősen dominál.

A hőmérséklet-mező 1. időegyüttható határozott évi menetet mutat: télen nagy negatív értéket vesz fel, nyáron pedig alig különbözik zérustól. Szemléltetésül az 1963 és 1967-es évi menetet mutatjuk be a *7. ábrán*. Az évi menet igazolja fenti megállapításunkat, amely szerint a hőmérséklet-mező 1. összetevője a télközépi hőmérséklet eloszlásra emlékeztet, ami a szárazföld és óceán közötti termikus különbözőségek eredménye.

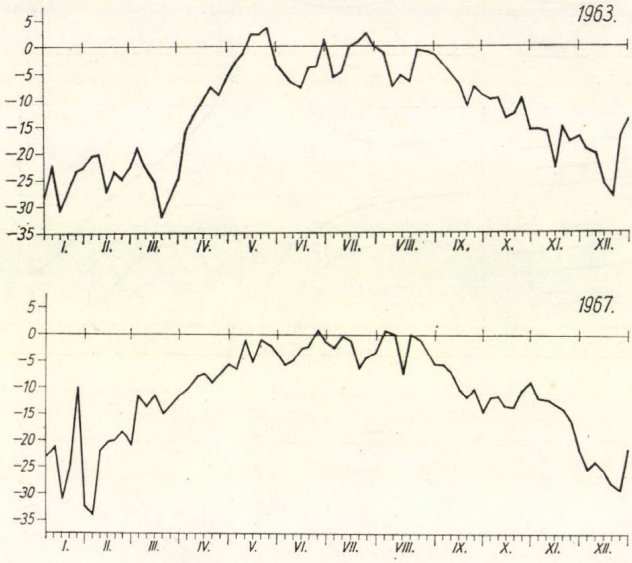
Érdemes megfigyelni a görbén, hogy 1963. márciusban T_1 milyen rendkívül nagy negatív értékeket vett fel. Ez a hőmérséklet-mező 1. összetevőjének értelmezéséből arra enged következtetni, hogy ebben az évben a szárazföld tavasszal hosszú ideig igen hideg maradt, vagy pedig az Atlanti-óceán a szokottnál melegebb volt. Ennek igazolására példaként megnéztük 1963. március 4. pentádjának hőmérséklettérképét, amelyen valóban nagy kontrasztot találunk az óceán és a szárazföld hőmérséklete között, különösen az 50. szélességtől északra. Rejkjavikban +4 fok, Archangelszkben —25 fok volt az ötnapos átlaghőmérséklet. A szárazföldünkön uralkodó hideget bizonyítja az is, hogy Budapesten 1963. márciusában a havi középhőmérséklet anomáliája —2,2 fok volt. A fentivel ellentétes példaként 1967. március 3. pentádjának hőmérséklettérképét választottuk, amikor a hőmérséklet-mező 1. időegyüttható $T_1 = -11{,}5$ volt, tehát viszonylag kicsiny negatív érték. Ennek megfelelően az óceán és szárazföld közötti hőmérsékleti ellentét is kicsiny, a 60. szélességtől északra az előzővel ellentétes előjelű: Rejkjavik —2 fok, Archangelszk +1 fok, az 50.



6. ábra. A hőmérséklet-mezők 1—4. az sajátvektora. Az *a, b, c, d ábrák* az 1968. év pentád adataiból készültek. Az *e, f, g, h ábrák* az 1963—68. évek adataiból kapott sajátvektorokat mutatják be

szélesség környezetében a szárazföld ismét hidegebb, mint az óceán, de például Budapesten a havi középhőmérséklet anomáliája +2,1 fok volt.

A 2. időegyüttható változásában, szintén fölismerhetünk bizonyos tendenciát évi menet kialakítására, nyáron viszonylag nagy negatív, télen pozitív értékekkel. A 2. sajátvektort ábrázoló *6/b* és *6/f ábrán* a pozitív elemek az óceánon és annak közelében a partokon, a negatív elemek pedig délen és a szárazföld belsejében találhatók. A nyári negatív T_2 időegyüttható tehát azt jelen-



7. ábra. A hőmérséklet-mező első időegyüttható jának menete 1963-ban és 1967-ben

tik, hogy a hőmérsékleteloszlás ebben az évszakban ellentétesre fordul, az óceán viszonylag hűvösebb, a szárazföld meleg.

A 3. és 4. időegyüttható bemutatására nem térünk ki. Általánosságban jellemző ezekre, hogy kifejezett évi menetük nincs, de a téli hónapokban kilengéseik nagyobbak, nyáron kisebbek.

Összefoglalás és következtetések

Jelen dolgozat egyik célkitűzése az volt, hogy a hőmérséklet- és nyomásmezők természetes összetevőit összehasonlítsuk egy rövidebb és egy hosszabb időszak pentád adatai alapján. Eszerint:

1. *Megállapítottuk, hogy a hőmérséklet- és nyomás-mezők természetes ortogonális összetevői a feldolgozott időszak hosszától nagymértékben függetlenek.* Ennek egyik fontos gyakorlati következménye az, hogy a felbontást nem szükséges minden évben megismételni, az előző évek adataiból kapott sajátvektorok, legalább néhány évig jellemzőknek tekinthetők.

2. Megállapíthatjuk továbbá, hogy a *nagyobb skálájú sajátvektorok nagyobb szerepet játszanak a mezők kialakításában, mint a kisebb skálájúak.*

3. *A nyomás-mező sajátvektorainak együttes információja lassabban növekszik a sajátvektorok számával, mint a hőmérséklet-mezőé, azaz a hőmérséklet-mező viszonylag kevesebb sajátvektorral jellemezhető.*

4. *A nyomás-mező időegyüttható inak kifejezett évi menete nincs, de kilengéseik télen nagyobbak, mint nyáron.*

5. *A hőmérséklet-mező első két időegyüttható jának határozott évi menete van.* Az első időegyüttható abszolút értékben télen éri el a maximumát, nyáron közel zérus, ez összhangban áll azzal, hogy az első sajátvektor emlékeztet a hőmérséklet jól ismert téli eloszlására. A második időegyüttható a téli és nyári hónapok között előjelet vált, a második sajátvektor sok hasonlóságot mutat a hőmérséklet júliusi eloszlásával.

6. *A hőmérséklet-mező 3. és 4. időegyüttható jának évi menete nincs, de a kilengések télen nagyobbak, mint nyáron.*

7. *A nyomás- és hőmérséklet-mező természetes összetevői a makroszinoptikai helyzetek értelmezésére és számszerű jellemzésére alkalmasak, és bizonyos esetekben a megfelelően kiválasztott összetevők a Magyarországon lehulló csapadék előrejelzésére is fölhasználhatók.*

IRODALOM

1] *Adámy L.—Koppány Gy.—Róth R.:* Razlozsenije meteorologicseskih polej po jestestvennim ortogonalnim sostavlajuscsim i vozmozsnostj prilezsenija predlagaemovo metoda pri sostavlenii dolgosrocsnih prognozov. *Meteorologia i Gidrologia,* 1971. (nyomás alatt).

[2] *Bagrov, N. A.:* Analiticseszkoe predsztavlenije posledovatelnostji meteorologicseszkih polej posredstvom jestestvennih ortogonalnih sostavlajuscsih. *Trudi CIP,* 74. Moszkva 1959.

[3] *Jakovleva, N. I.—Mescserskaja, A. V.—Kudaskin, G. D.:* Issledovanije polej davlenija (geopotenciala) metodom razlozsenija po jestestvennim sostavlajuscsim. *Trudi GGO.* 165, 1964.

[4] *Jakovleva, N. I.—Mescserskaja, A. V.:* Analiz baricseskovo polja nad severnim polusarijem metodom razlozsenija po jestestvennim ortogonalnim funkcijam. *Trudi GGO.* 168. 1965. 49—59.

[5] *Mescserskaja, A. V.—Kljukvin, L. N.:* O razlozsenii polej anomalij srednej mesjacsnoj temperaturi po jestestvennim ortogonalnim funkcijam. *Trudi GGO.* 201. 1968. 14—51.

[6] *Mescserskaja, A. V.—Ruhovec, L. V.—Judin, M. I.—Jakovleva, N. I.:* Jestestvennije sostavlajuscsije meteorologicseskih polej. *Gidrometizdat.* Leningrád, 1970.

[7] *Haltiner, G. J.—Martin, F. L.:* Dinamicseskaja i fizicseskaja meteorologia. *Izdat. Innostrannoj Literaturi. Moszkva,* 1960. 394.

[8] *Drogajcev, D. A.:* A csapadék hosszú idejű előrejelzése Magyarországon. *Időjárás,* 62. évf. évf. 1. sz. 1958. 19. o.

[9] *Judin, M. I.:* Fiziko-sztatiszticseszkij metod dolgoszrocsnih prognozov pogodi. *Gidrometizdat.* Leningrád, 1968.

Az őszi búza érési időpontjának előrejelzése meteorológiai adatok alapján

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN, *Központi Előrejelző Intézet, Budapest*

Предсказание времени созревания озимой пшеницы по метеорологическим данным. В работе описывается метод для предсказания времени созревания озимой пшеницы. Метод разработан с использованием 10-летнего ряда данных по 11 станциям (исходная выборка), а результаты проверены по 10-летнему ряду данных по 12 станциям (тестовая выборка). В разработанные соотношения в качестве прогностических значений входят время колошения, длительность этапа стеблевания — колошения, а также суммарная радиация и радиотермический индекс за этот этап развития. Результаты показывают, что во время колошения, т. е. с заблаговременностью около полутора месяца, можно с достаточной точностью предсказать время созревания озимой пшеницы.

Az elmúlt évtizedekben a meteorológia rohamos fejlődésével az érdeklődés az agrometeorológia tudományágában is egyre inkább a prognózis módszerek kidolgozása felé fordult. (*Ulanova* 1959, *Rukovodsztvo* 1962, *Wang* 1963).

Az agrometeorológiai prognozisok céljuk szerint három csoportra oszthatók:

— fenológiai prognózisok (pl: érési időpont előrejelzése, stb.);

— termésprognózisok (a termés mennyiségének és minőségének előrejelzése);

— speciális prognózisok (talajnedvesség-előrejelzés, növényvédelmi prognózis stb.).

Jelen dolgozatban az őszi búza érési időpontjának előrejelzésére szolgáló módszereket mutatjuk be, ezek a fenológiai prognózisok témakörébe tartoznak. A fenológiai prognózisok statisztikai prognózisok. Ez azt jelenti, hogy a növényfejlődés egy korábbi szakaszában érvényesült meteorológiai hatások alapján következtetünk későbbi fenofázisok idejére.

A fenológiai prognózisok módszereinek kidolgozásához szükséges egyidejű, növényi és meteorológiai megfigyelések adattömegét a következő — rendszerint különböző nagyságú — részekre osztják:

— a módszer kidolgozásához szükséges adattömeg (bázis minta),

— a módszer esetleges módosításához szükséges adattömeg (korrekciós minta),

— a módszer verifikálásához szükséges adattömeg (teszt minta).

Többnyire azonban elegendő a teljes adattömeget két részre osztani: bázis mintára és teszt mintára (*Eriksson* 1966).

A felhasznált anyag. Vizsgálatunkban 23 fenológiai megfigyelőhely 10 évi (1952—1963 között) adatsorát használtuk fel. Az egyes hiányzó megfigyelési adatokat a fenológiában szokásos, ismert módszerrel pótoltuk (*Sigoljev* 1955, *Schnelle* 1955.).

A 23 megfigyelőhely közül kiválasztottunk tizenegy — szinte az ország egész búzatermő területét reprezentáló—megfigyelőhelyet: Táplánszentkereszt, Hathalom, Iregszemcse, Tordas, Mátételke, Kecskemét, Farkasmajor, Szeged, Bánkút, Karcag, Debrecen, ezek adatai szolgáltatják a bázis minta anyagát, a fennmaradó 12 megfigyelőhely pedig a teszt mintáét.

A módszer kidolgozása. Az időjárás és az őszi búza növekedése, fejlődése és termése közötti kapcsolat vizsgálatával több kutató foglalkozott már hazánkban is, amint arról már egy korábbi dolgozatunkban (*Varga-Haszonits* 1968)

említést tettünk. Mind a külföldi, mind a hazai kutatók többféle módszert alkalmaztak, mivel az időjárás és a növény élettevékenysége közötti összefüggés kutatására még ma sincs egységesen elfogadott módszer az agroklimatológiában. Vizsgálatainkban mi az ún. „kombinált módszert" használjuk. E módszert egy korábbi tanulmányban ugyancsak ismertettük (*Varga-Haszonits* 1966), később pedig alkalmaztuk az időjárási elemek és a Bánkúti 1201 őszi búza fenofázisai közötti kapcsolat elemzésére. (*Varga-Haszonits* 1967, 1971.).

I. TÁBLÁZAT

egyenlet	a korreláció		az egyenlet
	mértéke	hibája	hibája
$D_v = 102+0{,}59\ D_k$	0,60	±0,06	±4,6 nap
$D_v = 122+0{,}45\ (i_g)_{sz-k}$	0,59	±0,06	±4,7 nap
$D_v = 122+0{,}44\ (G)_{sz-k}$	0,58	±0,06	±4,7 nap

Jelen dolgozatunkban a kombinált módszerre, s az ezen alapuló korábbi vizsgálataink eredményeire támaszkodva kíséreljük meg az őszi búza érési időpontjának előrejelzésére szolgáló módszer kidolgozását.

Az agrometeorológiai irodalomból ismeretes, (*Sigoljev* 1955.) hogy az őszi búza kalászolásának és viaszérésének időpontja között szoros összefüggés van. Véleményünk szerint ennek oka az, hogy a kalászolás és a viaszérés időpontja ugyanazon időszak meteorológiai viszonyaitól függ. Ugyancsak közismert, hogy az őszi búza számára a szárbaindulás és a kalászolás közötti időszak az ún. „kritikus időszak". Nyilvánvaló tehát, hogy ezen időszak meteorológiai viszonyainak az alakulása nemcsak a kalászolás időpontjára, hanem a viaszérés időpontjára is befolyással van. Ezért előrejelzési egyenletünk számára a szárbaindulás és kalászolás közötti időszak azon meteorológiai elemeit kell prediktorokként (független változóként) választanunk, amelyek jelentős befolyással vannak a fenofázisok alakulására. Ilyen elemek a sugárzás és a hőmérséklet (*Schnelle* 1955, *Went* 1957, *Varga-Haszonits* 1967), illetve ezeknek együttes hatását kifejező valamilyen komplex érték. (*Varga-Haszonits* 1971.) Az előrejelzésre szolgáló egyenlet függő változója (prediktandus) természetesen a viaszérés időpontja.

A kalászolás és a viaszérés időpontja közötti összefüggés tehát a következő formulával fejezhetjük ki:

$$D_v = f(D_k) \tag{1}$$

ahol D_v a viaszérés időpontja, és D_k a kalászolás időpontja.

Korábbi vizsgálatainkban (*Varga-Haszonits* 1971.) bebizonyítottuk, hogy:

$$D_k = D_{sz} + f(G)_{sz-k} \tag{2}$$

és

$$D_k = D_{sz} + f(i_g)_{sz-k} \tag{3}$$

ahol D_{sz} a szárbaindulás időpontja, G_{sz-k} a szárbaindulás-kalászolás időszak alatti globálsugárzás mennyisége, $(i_g)_{sz-k}$ pedig a szárbaindulás-kalászolás időszakra vonatkozó radiotermikus index értéke. Radiotermikus indexen egy

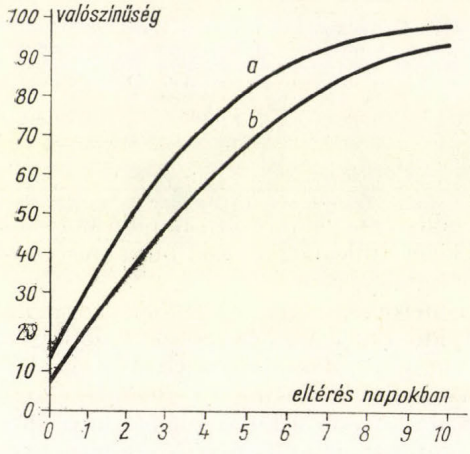
meghatározott időszak alatt az egységnyi sugárzásmennyiségre jutó átlagos hőmérsékletváltozást értjük, azaz:

$$i_g = t/G \tag{4}$$

ahol t a vizsgált időszak alatti középhőmérséklet, G pedig a sugárzásmennyiség.

Az (1), (2) és (3) formulák alapján kapott eredményeket az *I. táblázat* mutatja.

Az (1) egyenletet alkalmazva a teszt minta 120 évi adatanyagára, az előrejelzett érték és a tényleges érték közötti eltérések valószínűségét az *1. ábrán*



1. ábra: a az (1) formula, *b* az (5) formula segítségével prognosztizált- és a tényleges értékek közötti eltérések valószínűsége

(*a* görbe) láthatjuk. Az ábráról leolvasható, hogy a 2 napos vagy annál *kisebb* eltérések valószínűsége mintegy 50%, azaz minden második prognózis 2 napon belüli pontossággal jelzi előre a viaszérés időpontját. Ez nagyon jó eredménynek mondható, mivel hazánk területén a kalászolás időpontja átlagosan május utolsó dekádjában, a viaszérés időpontja pedig átlagosan július első dekádjában van, tehát egy hónapnál hosszabb időre történő előrejelzésről van szó.

Mivel a (2) és (3) formulában a meteorológiai elemek értékei egy adott időszakra vonatkoznak, feltételezhető, hogy fennáll a következő összefüggés:

$$H_{sz-v} = f(H_{sz-k}) \tag{5}$$

ahol H_{sz-v} a szárbaindulás-viaszérés időszakának tartama, és H_{sz-k} a szárbaindulás-kalászolás fázis-tartama. Ugyancsak korábbi vizsgálataink alapján ismeretes, hogy:

$$H_{sz-v} = f(G)_{sz-k} \tag{6}$$

és

$$H_{sz-v} = f(i_g)_{sz-k} \tag{7}$$

Az egyenletek jobboldalai megegyeznek a (2) és (3) egyenlet jobboldalának második tagjával. Az (i_g) érték pedig ugyancsak a (4) formulával határozható meg.

Az (5), (6) és (7) formulákkal kapott eredményeket a *II. táblázat* tartalmazza.

Az (5) egyenletet alkalmazva a teszt minta 120 évi adatanyagra, az előrejelzett és a tényleges értékek közötti eltérésekre a *1. ábra b* görbéjén látható valószínűségi eloszlást kapjuk. Megállapíthatjuk, hogy ugyanazon eltérés-értékekhez kisebb valószínűségi értékek tartoznak, mint az *1. ábra* a görbéjén. Az (1) egyenlet tehát — az egyenlet kisebb hibája miatt — nagyobb sikerrel alkalmazható a viaszérés időpontjának az előrejelzésére, mint a lényegesen magasabb korrelációt mutató (5), (6) és (7) egyenletek.

II. TÁBLÁZAT

egyenlet	a korreláció		az egyenlet
	mértéke	hibája	hibája
$(H)_{sz-v} = \frac{158}{(i_\vartheta)^{0,30}_{sz-k}}$	0,83	±0,03	±6,6 nap
$(H)_{sz-v} = 48+0{,}80\,(H)_{sz-k}$	0,87	±0,02	±5,9 nap
$(H)_{sz-v} = 36 + 2{,}75\,(G)_{sz-k}$	0,89	±0,02	±5,4 nap

Amint az elmondottakból kitűnik, az agroklimatológiai vizsgálatok alapján az (1) és (6) formulák segítségével a kalászolás időpontjában kielégítő pontossággal megadható az őszi búza érési időpontja.

IRODALOM

Eriksson, B. 1966: Simple methods for statistical prognoses statistical analysis and statistical prognosis in meteorology. *Technical Note, No. 71.*, pp. 87—114.

Rukovodsztvo po szosztavlenyiju agrometyeorologicseszkih prognozov, Gidrometeoizdat, Leningrád, 1962.

Schnelle, F. 1955: Pflanzenphänologie. Akademische Vertragsgesellschaft, Leipzig.

Sigoljev, A. A. 1955: Rukovodsztvo po kontrolju i obrabotke nabljugyenyij nad fazami razvityija szelkohozjajsztvennih kultur. Gifrometeoizdat, Leningrád.

Ulanova, E. Sz. 1959: Metodi agrometyeorologicsehszkih prognozov. Gidrometeoizdat, Leningrád.

Varga-Haszonits Z. 1966: Az agrometeorológiai vizsgálatok alapvető kérdései. Beszámolók az 1966-ban végzett tudományos kutatásokról. XXXIII, OMI Hiv. Kiadv. pp. 144—151.

Varga-Haszonits Z. 1967: A Bánkuti 1201 búzafajta vetés- kelés szakaszának hőmérsékleti viszonyai, *Időjárás 71.*, pp. 334—338.

Varga-Haszonits Z. 1968: Metodi, primenyennije v agroklimatyicseszkih iszledovanyijah v Vengrii. Szbornyik dokladov po agrometyeorologii, Szofija, pp. 61—67.

Varga-Haszonits Z. 1971: Effect of sunshine and temperature on the development of the winter wheat variety Bánkuti 1201. *Acta Agronomica*, 3—4 szám, pp. 132—136.

Wang, J. Y. 1963: Agricultural Meteorology. Pacemaker Press, Milwaukee, Wisconsin.

Went, F. W. 1957: The experimental control of plant growth. Chronica Botanica Co., Waltham Mass.

ESTIMATE OF THE MATURITY DATE OF WINTER WHEAT ON THE BASIS OF METEOROLOGICAL FACTORS

Development of a method of phenological forecasts for the maturity date of winter wheat is discussed. Phenological observations of 11 stations extending to ten years were used for developing the method. This material is regarded as a basic sample. The results are verified on further phenological series of 10 years in other 12 stations. This latter population is yielding the test sample.

The method is developed on the basis of earlier studies in agricultural climatology *(Varga-Haszonits* 1966, 1967, 1968, 1971). The well-known relationship between the date of heading and the date of waxy ripeness is used as a basic formula

$$D_v = f\,(D_k) \tag{1}$$

where D_v is the date of waxy ripeness and D_k is the date of heading. Because of a real connection between the date of heading and the meteorological conditions of previous heading-waxy ripeness period the following expressions can be written:

$$D_v = D_{sz} + f\,(G)_{sz-k} \tag{2}$$

and

$$D_v = D_{sz} + f\,(i_g)_{sz-k} \tag{3}$$

where D_{sz} is the date of shooting, $(G)_{sz-k}$ and $(i_g)_{sz-k}$ are the amount of global radiation and the radiothermal index during the period between the date of shooting and the date of heading. The radiothermal index is defined as a temperature change corresponding to the unit amount of radiation, that is

$$i_g - \frac{t}{G} \tag{4}$$

where t is the average temperature of the period under investigation and G is the amount of radiation during the same period.

Since the meteorological values in equation (2) and (3) concern a given period, it may be assumed that

$$(H)_{sz-v} = f\,(H)_{sz-k} \tag{5}$$

$$(H)_{sz-v} = f\,(G)_{sz-k} \tag{6}$$

$$(H)_{sz-v} = f\,(i_g)_{sz-k} \tag{7}$$

where $(H)_{sz-v}$ is the length of the period from shooting to waxy ripeness and $(H)_{sz-k}$ is the duration of shooting-heading phenophase.

Equations (1) and (6) were verified on the test sample including 120 observations. *Fig. 1* shows the frequency distribution of differences between the estimated and actual values. The curve *a* represents the distribution of differences by using equation (1) and the curve *b* corresponds to the distribution of differences by using equation (6).

A magyarországi zúzmaramérések első eredményei

CSOMOR MIHÁLY, *Központi Meteorológiai Intézet, Budapest*

Первые результаты измерений изморози в Венгрии. В работе впервые сообщаются *количественные характеристики* осаждения изморози по данным венгерской сети наблюдений над изморозью за 4 года. Приводятся величины 1-, 5-, 10-, 25- и 50%-ной вероятности веса максимального осаждения, зависимость объема осаждения от времени, повторяемость продолжительности осаждений. В заключение дается подробный анализ условий температуры, влажности и ветра, встречающихся в процессе образования изморози. Дается детальный обзор истории наблюдений над изморозью, в Венгрии.

A zúzmara a fagypont alatti hőmérsékleten képződő, a levegőből közvetlenül kiváló ún. mikrocsapadék, amely a talaj felszínén és a tereptárgyakon szilárd bevonatot alkot. Előfordulása meghatározott időjárási folyamatokhoz kötött, és szoros kapcsolatban áll a terep domborzatával. Káros hatása (távvezetékek leszakítása, erdőállományban okozott károk) mellett haszna is van, mert olvadása — elsősorban erdős területeken — jelentős vízbevételhez juttatja a talajfelszint.

1. Történeti áttekintés

A zúzmara vizuális megfigyelése hazánkban az 1870-es évek végén kezdődött. Az 1861-ben megjelent első magyar nyelvű útmutató [1] még nem tesz említést a zúzmaráról, de az 1876-ban kiadott [2] már közli a bécsi meteorológiai kongresszuson 1873-ban elfogadott definícióját és a ma is használatos jelét. Az akkori definíció szerint „A zúzmara (Rauhfrost, Duft) azon dérfonálkák, melyek igen hideg és nedves levegőnél a testek szélnek kitett oldalán képződnek. Kinézésre és lényegére nézve a dértől nem különbözik. Ez utóbbi alatt ugyanis értendők azon jég- vagy hójegőczök, melyek a testeknek kisugárzás okozta, a környező levegő hőmérsékén túl terjedő kihűlésekor jönnek, leginkább a növények és levelek felső oldalain lecsapódnak és olvadás alkalmával melegkötés folytán a szerves képződményeket megperzselik."

A hazai klimaíveken zúzmara feljegyzéseket először 1878 decemberében találunk. A *Róna* által 1894-ben összeállított észlelési útmutatóban [3] a zúzmaráról már az alábbi, szakmailag kifogástalan definíció áll: „Míg a harmat és a dér közvetlen a talaj fölött levő szilárd testeken rakódik le, mikor ezek hőkisugárzás folytán a környező alsó légrétegek hőmérséklete alá hűlnek addig a zúzmara úgy képződik, hogy a melegebb és nedvdúsabb levegő ér a szilárd testekhez, miért is ez utóbbit falakon és fákon találni tartós hideg után, amidőn az időjárás megváltozni készül."

A *Róna*-féle definíció szerint észlelték a zúzmarát 1941-ig. Az ekkor kiadott útmutatás [4] aztán megkülönböztette a finom, kristályos zúzmarát a durva, szemcsés zúzmarától a következőképpen:

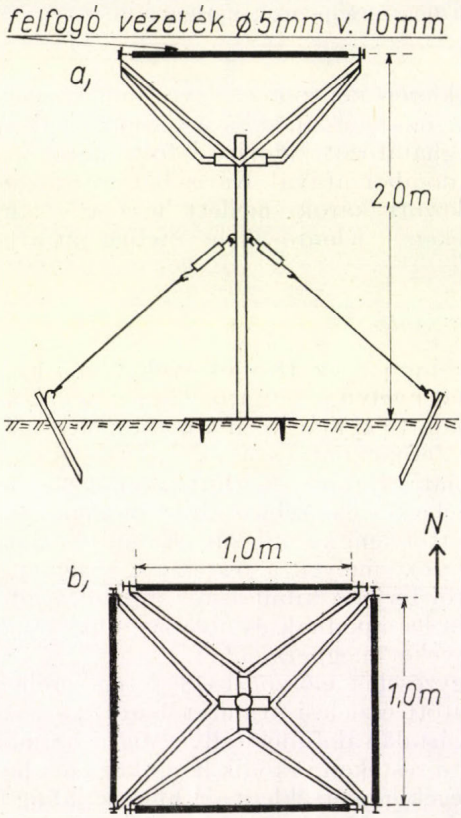
„Kristályos zúzmara: Túlhűlt ködszemekből történő fehér, kristályos, finom jéglerakódás (többnyire függőleges felületeken).

Szabálytalan alakú zúzmara: Túlhűlt ködszemekből történő alaktalan, fehér, durva jéglerakódás (többnyire függőleges felületeken)."

Ez a megkülönböztetés helyes és időszerű volt, a tapasztalat bizonyította, hogy egymástól nagyon eltérő zúzmara-formák figyelhetők meg. Kifogásolható a difinícióban, hogy a zúzmara mindkét formáját túlhűlt ködcseppekből származtatta le.

Az elektromos távvezeték-rendszerek létesítése és egyéb gyakorlati igények következtében szükségessé vált, hogy a vizuális zúzmara-észleléseket *műszeres* mérések váltsák fel.

A szocialista országok meteorológiai szolgálatainak Igazgatói Konferenciája 1964-ben a zúzmarakutatásokat közös, kiemelt fontosságú témává tette, s erre vonatkozó határozatában rámutatott arra, hogy a zúzmara-lerakódás meghatározása elengedhetetlen azokra a körzetekre és területekre, ahol elektromos távvezetékek húzódnak, vagy ahová ilyen vezetéket terveznek.



1. ábra: A zúzmaramérő műszer *a)* oldal- és *b)* felülnézetben

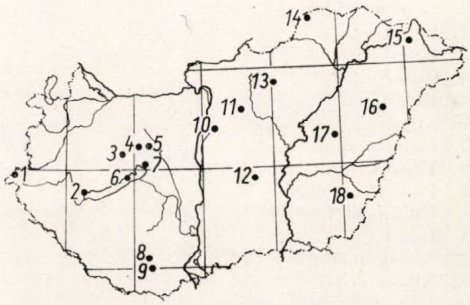
Abb. 1: *Das Gerät für Rauhreifmessung,* a) *Seitenansicht,* b) *Obenansicht*

Ezen előzmények után került sor 1966-ban a magyarországi zúzmaramérő-hálózat tervezésére és megszervezésére. Húsz állomásból álló hálózatunk az 1967/68-as téltől kezdve működik.

A magyarországi megfigyelőhálózatban rendszeresített zúzmaramérő-műszer egy közös állványra szerelt 3 vagy 4 darab 11 vagy 5 mm átmérőjű 1 m hosszú távvezeték mintadarabja, amelyből kettő az észak—dél, kettő pedig a nyugat—kelet irányra áll merőlegesen *(1. ábra)*. A megfigyelések kiterjednek a lerakódás fajtájára, vastagságára és átmérőjére, valamint a lerakódás súlyára. A méréseket minden reggel 7 órakor végzik, azokon a napokon, amikor valamilyen szilárd bevonat található a felfogó drótokon. Egy-egy lerakódási periódus után meghatározzák a maximális lerakódásokat, és ugyanazon jellemzőket is, amelyeket a naponkénti mérések során. A mérések időszaka október

15-től március 15-ig tart, de a főállomásokon — ha szükséges — még ezen időszakon kívül is mérnek, így pl. Kékestetőn.

A zúzmara témájú hazai szakirodalom — rendszeres mérések híján — nem túl gazdag s jobbára esettanulmányokból áll. A korábbi tanulmányok elsősorban a zúzmara keletkezésének időjárási feltételeit és előrejelzésének lehetőségeit tárgyalják [5], [6]. Nagyobb, átfogó tanulmány jelent meg a villamos szabadvezetékek zúzmaraterheléséről [7]. E munka termodinamikai alapokon is foglalkozik a zúzmara keletkezésével, megelőzésének és a vezetékekről való



2. ábra: Zúzmaramérő állomáshálózat

Abb. 2: *Stationsnetz für Rauhreifmessungen*

eltávolításának kérdéseivel s korábbi tanulmányok alapján több, rendkívüli kárt okozó lerakódás súlyára is értékes adatokat közöl. Így pl. 1932. XII. 28-án, a Budapest—Bánhida távvezeték mentén a Csúcshegyen 6,2 kg-os lerakódást mértek durva zúzmarából. Ezek az adatok, mivel különböző keresztmetszetű vezetékekre és különböző talaj fölötti magasságokra vonatkoznak nem homogének, tervezéshez nem használhatók.

A műszer nélküli vizuális megfigyelések előzetes éghajlati felmérés készítéséhez alkalmasak, ugyanis ezekből — szigorú adatkritikával— a zúzmarás napok számának éghajlati normálértékei levezethetők. Jelenleg 72 állomás 10 évi adatsorából vannak ilyen klimatológiai jellemszámok [8].

2. *A zúzmara-lerakódások mennyiségi jellemzői.*

A *2. ábrán* feltüntetett megfigyelőhelyek négy évi (1967/68—1970/71 telek) adatsorából először a telente előfordult maximális lerakódásokat határoztuk meg (g/m) *(I. táblázat)*. Az állomások tengerszint feletti magassága szerint az értékeket három csoportba soroltuk: *a)* alföldi körzet, 150 m-ig (6 állomás), *b)* dombvidéki körzet 150—450 m között (5 állomás), *c)* hegyvidéki körzet 450 m fölött (3 állomás). A különböző körzetekhez tartozó állomások adatait külön statisztikai populációként kezelve, a maximum értékek sorozatából meghatároztuk az empirikus eloszlásfüggvényekhez kielégítő pontossággal illeszkedő *Pearson—III.* típusú elméleti eloszlásfüggvények paramétereit és előállítottuk az 1, 5, 10, 25 és 50%-os túllépési valószínűségekhez tartozó zúzmarateher értékeket *(II. táblázat)*. A táblázat adatait jó közelítésű, tervezési segédletként is használható mértékadó értékként fogadhatjuk el. Szembetűnő az értékek magasság szerinti igen erőteljes növekedése, főként az alacsony és középmagas területek között, amiből arra következtethetünk, hogy kedvező környezeti (pl. expozíció) feltételek esetén dombvidéken is előfordulhatnak a hegyvidéki értékeket megközelítő nagyságú maximális zúzmaraterhelések. (A terhelés időtartama, azaz az „igénybevétel" hossza természetesen a hegyvidé-

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

A zúzmaramérő állomások, a műszerek tengerszintfeletti magassága, az egyes teleken mért maximális lerakódások [g/m] (vastagon szedett szám a négy télre vonatkozó abszolút maximum)

Stationen zur Messung der Ablagerungen; Seehöhe der Messgeräte; maximale Ablagerungen im Laufe der einzelnen Winter (in den Einheiten gr/m); die fett gedruckte Zahl gibt an das Maximum der Vierjahresperiode

	magasság m	1967/68	1968/69	1969/70	1970/71
1. Szentgotthárd	224	8	**26**	8	12
2. Keszthely	116	16	**22**	18	20
3. Hárskút	500	604	720	**1020**	400
4. Csőszpuszta	461	48	40	**322**	28
5. Isztimér	230	130	**1022**	22	60
6. Tihany	170	92	**660**	600	570
7. Balatonakarattya	180	**72**	50	18	52
8. Pécs-Misinatető	534	**240**	16	184	*
9. Pécs-Repülőtér	201	**24**	14	*	18
10. Budapest-Lőrinc	138	*	16	6	**20**
11. Iklad	230	50	**122**	108	10
12. Kecskemét	134	*	**26**	*	20
13. Kékestető	1016	*	1192	1124	**1352**
14. Jósvafő	315	1	14	**98**	6
15. Kisvárda	110	10	**16**	2	10
16. Debrecen	110	8	6	12	**14**
17. Karcag	87	8	**12**	8	4
18. Békéscsaba	87	*	*	20	**46**

* nem volt észlelés

ken lényegesen nagyobb, mert ott a zúzmarás napok száma jóval több.)

Következőkben a lerakódások időtartama és az adott időtartam alatt képződött maximális zúzmarateher között keresünk kapcsolatot. Ehhez csak az óránként észlelő szinoptikus állomások szolgáltathatnak megfelelő anyagot, amelyből a zúzmaraképződés pontos időtartama megállapítható. A kapcsolat kimutatására az ország legmagasabb fekvésű észlelőhelye, Kékestető, a Dunántúl alpokaljaí területét reprezentáló Szentgotthárd és az alföld vidékét jellemző Debrecen adatait használtuk fel. A *3. ábrán* kétszeres logaritmikus beosztású koordinátarendszerben tüntettük fel a

$$Z_{max} = f(T)$$

függvényeket, amelyek az értékek logaritmikus transzformációja után a két változó közötti lineáris kapcsolatot rögzítik. Az ábrából azonnal kitűnik, hogy azonos időtartam alatt hegyvidéken lényegesen nagyobb zúzmara-lerakódás

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

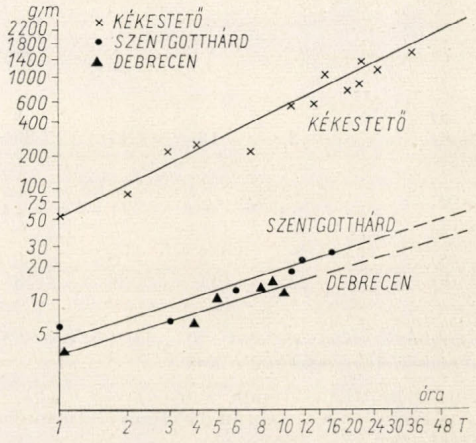
Az 1, 5, 10, 25, 50%-os valószínűséggel meghaladott zúzmaramennyiségek [g/m], a különböző körzetekben

Ablagerungen, welche mit den Wahrscheinlichkeiten von 1, 5, 10, 25 und 50% übertreffen werden [gr/m] für die verschiedenen Gebiete

körzet	1	5	10	25	50%
alföld	57	36	27	17	10
dombvidék	1160	737	551	305	101
hegyvidék	1798	1447	1265	927	626

várható, mint síkvidéken, de becslést tehetünk arra a zúzmara pótteher mennyiségre is, amely a képződésre kedvező időjárási helyzetben keletkezhet. Ennek ismeretében megbecsülhető, hogy a szóban forgó időszak alatt mennyi fűtőáram adagolására van szükség a zúzmarateher leolvasztásához. Ez utóbbi adat a távvezeték hálózat zavartalan üzemeltetéséhez szolgáltat hasznos információt.

Óránkénti megfigyeléseket végző állomásaink észleléseiből meghatározható az is, hogy a *folyamatos zúzmara-lerakódás* időtartama milyen hosszú lehet. Megjegyezzük, hogy erre vonatkozóan pontosabb adatokat csak zúzmararegisztráló műszer segítségével kaphatunk, ilyen műszer azonban hálózatunkban



3. ábra: Összefüggés a zúzmaralerakódások időtartama és a hozzátartozó maximális zúzmarateher súlya között

Abb. 3: *Zusammenhang zwischen der Dauerder Ablagerungen und dem Gewichte der zuhörigen maximalen Ablagerung*

jelenleg még nincs. A *III. táblázatban* 7 állomásról közöljük a folyamatos lerakódások adott időtartamot meghaladó valószínűségeit és a lerakódás leghosszabb tartamát. Adataink szerint a folyamatos lerakódás hossza csak hegyvidéken haladja meg a 24 órát, itt lehetséges 4 napon át tartó lerakódás is. Leggyakrabban azonban 12 óránál rövidebb ideig tart. Ismételten hangsúlyozzuk, hogy ezek a tartamok a *megszakítatlan* képződési folyamatokra vonatkoznak és nem a zúzmara-lerakódás fennmaradásának időtartamára.

III. TÁBLÁZAT — TABELLE III.

A zúzmaralerakódás különböző tartamainak gyakorisága [%] és a négy év alatt egyszer előfordult maximális tartamhossz [óra]

Häufigkeit der verschiedenen Dauer der Ablagerungen [%] und die Länge der Maximaldauer, welche im Laufe von vier Jahren verzeichnet wurde [Stunden]

Időtartam [óra]	Debrecen	Bp. Lőrinc	Keszthely	Pécs	Békéscsaba	Kékestető	Szentgotthárd
1	100	100	100	100	100	100	100
3	71	97	69	97	80	83	87
6	39	76	50	76	52	50	70
12	18	21	9	45	8	33	8
24	—	—	—	10	—	11	—
36	—	—	—	—	—	5	—
48	—	—	—	—	—	4	—
max. tartam	17	18	19	35	16	97	18

3. *A zúzmaraképződés meteorológiai feltételei*

Alábbiakban a zúzmaraképződés szempontjából döntő jelentőségű meteorológiai tényezőket (hőmérséklet, légnedvesség, légáramlás) elemezzük. E célból az ország főbb tájait reprezentáló 6 állomás (Kékestető, Szentgotthárd, Pécs, Pestlőrinc, Békéscsaba és Kisvárda) óránkénti megfigyeléseiből (mind a

IV. TÁBLÁZAT — TABELE IV.

A finom a) *és durva* b) *zúzmara képződése idején előforduló hőmérséklet-intervallumok gyakorisága*

Häufigkeit der bei der Bildung von Rauhreif *a)* und Rauhfrost *b)* vorkommenden Temperatur intervalle

C°	0.0 −0,4	−0,5 −1,4	−1,5 −2,4	−2,5 −3,4	−3,5 −4,4	−4,5 −5,4	−5,5 −6,4	−6,5 −7,4	−7,5 −8,4
a)	—	—	—	2	9	13	10	10	3
b)	3	13	17	29	34	29	21	28	26
C°	−8,5 −9,4	− 9,5 −10,4	−10,5 −11,4	−11,5 −12,4	−12,5 −13,4	−13,5 −14,4	−14,5 −15,4	−15,5 −16,4	−16,5 −17,4
a)	7	3	8	6	4	2	—	1	2
b)	23	11	6	3	1	—	—	—	—

Átlaghőmérséklet: a) —8,1°, b) —5,6°; *az esetek 80%-a az* a) —3,5° — —12,0°, b) —1,5° — —8,5° *hőmérsékleti intervallumba esik.*

Durchschnittliche Temperatur: *a)* —8,1°, *b)* —5,6°; — 80% der Fälle *a)* —3,5° — —12,0°, *b)* —1,5° — —8,5° fällt in das Temperaturintervalle

6 állomás észleléseit egy statisztikai populációnak tekintve) az 1970/71 télről összesen 324 olyan észlelési időpontot választottunk ki, amikor zúzmara-lerakódás folyamata állott fenn. Külön vizsgáltuk a finom zúzmarát, (80 eset) és a durva zúzmarát (224 eset), hogy képződésük feltételeinek különbözőségére is rámutathassunk.

A *IV. táblázatban* a zúzmaraképződések idején észlelt hőmérséklet intervallumok gyakoriságát, átlagait és a 80%-os valószínűségű előfordulás tartományát közöljük. Az *V. táblázat* az előzőhöz hasonlóan a zúzmaraképződésnek

V. TÁBLÁZAT — TABELLE V.

A finom a) *és durva* b) *zúzmara képződése idején előforduló abszolút nedvesség-intervallumok gyakorisága*

Häufigkeit der bei der Bildung von Rauhreif *a)* und Rauhfrost *b)* vorkommen absolute Feuchtigkeitsintervalle

g/m³	1,0−1,4	1,5−1,9	2,0−2,4	2,5−2,9	3,0−3,4	3,5−3,9	4,0−4,4	4,5−4,9
a)	3	16	16	24	7	10	4	—
b)	—	4	38	69	41	56	27	9

Átlagos abszolút nedvesség: a) 2,6 g/m³, b) 3,2 g/m³; *az esetek 80%-a az* a) 1,7—3,5 g/m³, b) 2,3—4,0 g/m³ *abszolút nedvesség-intervallumba esik.*

Durchschnittliche absolute Feuchtigkeit: *a)* 2,6 g/m³, *b)* 3,2 g/m³; 80% der Fälle *a)* 1,7—3,5 g/m³, *b)* 2,3—4,0 g/m³ absolute Feuchtigkeitsintervall

az abszolút nedvességgel fennálló kapcsolatát szemlélteti. A *IV. és V. táblázat* tanúsága szerint tehát a durva zúzmara képződése átlagosan 2,5°-kal magasabb hőmérsékleten és ugyancsak átlagosan 0,6 g/m³-rel magasabb nedvességtartalom mellett megy végbe, mint a finom zúzmaráé.

A légáramlással fennálló kapcsolat bemutatására tekintsük először a *VI. táblázatot*, itt a zúzmaraképződés idején észlelt szélsebességek gyakorisági

VI. TÁBLÁZAT — TABELLE VI.

A finom a) *és durva* b) *zúzmara képződése idején előforduló szélsebesség-intervallumok gyakorisága*

Häufigkeit der bei der Bildung von Rauhreif *a)* und Rauhfrost *b)* vorkommenden Windgeschwindigkeitsintervalle

m/sec	0–1	2–3	4–6	7–8	9–11	12–13	14–16	Σ
a)	29	44	7	—	—	—	—	80
b)	26	90	78	25	18	5	2	244

VII. TÁBLÁZAT — TABELLE VII.

A durva zúzmara gyakorisága a különböző szélirányok szerint

Häufigkeit des Rauhfrostes nach den verschiedenen Windrichtungen

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Σ
n	34	20	22	2	40	45	31	24	218
%	15,4	9,0	10,2	0,9	18,5	20,6	14,4	11,0	100,0

eloszlása látható. Szembetűnő a szélsebességek jelentős különbsége a kétféle lerakódás idején: míg finom zúzmara képződésekor az esetek 36%-ban szélcsend, vagy 1 m/sec sebességet meg nem haladó egészen gyenge légáramlás mutatkozik, s az esetek 90%-ában 3 m/sec-nál nagyobb szélsebesség nem is fordul elő, addig az intenzív lerakódással járó durva zúzmara az esetek több mint 50%-ában 4 m/-sec-ot elérő, vagy meghaladó szélsebesség mellett képződik s elég jelentős (10%) a 8 m/sec-nál nagyobb, erős szelek előfordulása is. A jelenség magyarázata kézenfekvő, hiszen nagyobb szélsebességű légáramlásnál a tereptárgyak adott idő alatt nagyobb mennyiségű nedves levegővel érintkeznek, ami az erőteljes zúzmara-lerakódás egyik feltétele.

Végezetül a *VII. táblázatban* a zúzmaraképződéssel járó időszakokban észlelt szélirányokat is bemutatjuk. A szélirányokat csak durva zúzmara képződésekor vizsgáltuk, mert a szélcsendek esete ennél a paraméternél nem vehető figyelembe. A táblázat a szélirányok relatív gyakoriságát tartalmazza (a szélcsendek nélkül), s így kitűnik, hogy leggyakrabban (közel 40%-os valószínűséggel) délnyugati és déli szelek idején képződik durva zúzmara, tehát akkor, ha enyhébb és nedvesebb légtömegek áramlanak országunk fölé. Megjegyezzük, hogy a bemutatott szélirány-statisztika csak általános tájékoztatást nyújt, hiszen a zúzmaraképződés helyi különbözőségeit nagyrészt éppen a légáramlás irányának — a környezet hatására létrejövő — módosulása idézi elő.

IRODALOM

[1] *Sztoczek J.:* Utasítás meteorológiai észleletekre. Pest, 1861.
[2] *Schenzl G.:* Rövid útmutatás a meteorológiai m. kir. központi intézet munkatársai számára. Bp. 1876.
[3] *Róna Zs.:* Meteorológiai megfigyelések kézikönyve. Bp. 1925.

[4] *Réthly A.:* Útmutatás meteorológiai megfigyelésekre. Bp. 1941.
[5] *Otta Endréné:* A zúzmara előrejelzése. Időjárás 57. évf. 1953.
[6] *Otta Endréné:* Az 1952/53 telén észlelt zúzmaraképződés időjárási feltételei. Beszámolók az 1953-ban végzett tud. kutatásokról, 1953. 288. old.
[7] *Ronkay F.:* Villamos szabadvezetékek zúzmaraterhelése. Bp. 1955.
[8] *Kissné Tóth E.:* Kísérlet a zúzmaragyakoriság éghajlati feltárására Magyarországon, a vizuális megfigyelések alapján. Beszámolók 1966.

DIE ERSTEN ERGEBNISSE DER RAUHREIFMESSUNGEN IN UNGARN

In der Einleitung wird festgestellt, dass mit den Rauhreifbeobachtungen in Ungarn gleichzeitig zu den anderen klimatologischen Beobachtungen begonnen wurde. Die erste Beobachtungsanleitung, welche im Jahre 1861 veröffentlicht wurde [1] enthält zwar noch keinen Hinweis auf die Raihreiferscheinungen doch in der Anleitung vom Jahre 1876 findet sich die Definition und sowohl auch das Symbol des Rauhreifes [2]. Dieses Symbol wurde am meteorologischen Kongress in Wien im Jahre 1873 international angenommen. Auf dieser Grundlage entstanden die ersten Aufzeichnungen im December 1878. In der Beobachtungsanleitung vom Jahre 1894 [3] ist die Erscheinung fachgemäss schon ausführlicher beschreiben und diese erweiterte Definition verblieb bis zum Jahre 1941 in Gebrauch. In diesem Zeitpunkt wurde eine neue Anleitung [4] herausgegeben, in welcher die Unterscheidung zwischen feinem Rauhreif und grobem Rauhfrost eingeführt wurde. Diese Unterscheidung erwies sich als richtig, doch die Definition selber war fehlerhaft, indem beide Erscheinungen von unterkühlten Nebeltropfen abgeleitet wurden.

Von der Direktorenkonferenz der meteorologischen Dienste der sozialistischen Staaten im Jahre 1964 wurde die Rauhreifforschung auf den Rang einer gemeinsamen, bevorzugten Forschung erhoben. Dementsprechend wurde in Ungarn im Jahre 1966 ein Beobachtungsnetz für instrumentelle Rauhreifbeobachtungen geschaffen. Das angenommene Gerät arbeitet nach der Seilmethode, die Auffangflächen bestehen aus 1 m langen Fernleitungsstücken, die einen Durchmesser von 5 mm oder 11 mm besitzen und 2 m hoch über den Boden untergebracht werden *(Abb. 1)*. Bei der Aufstellung stehen zwei Leitungen in der N—S und zwei weitere in der W—E Richtung. Die Messungen, welche täglich 7 Uhr morgens unternommem werden, erstrecken sich auf die Art der Ablagerung, auf ihre Dicke und auf ihren Gewicht. Ausserdem wird nach der Beendigung einer Rauhreifablagerungsperiode auch die maximale Ablagerung bestimmt.

Im Weiteren wird in der Arbeit die ungarländische Fachliteratur besprochen und die darin enthaltene Angaben werden bewertet [5, 6, 7]. Dieselben befassen sich hauptsächlich mit einer Kasuistik, welche sich in erster Reihe auf die synoptischen und prognostischen Fragen der Rauhreifbildung sich erstrecken. Auch die Ergebnisse der visuellen Beobachtungen sind für eine klimatologische Beschreibung verwendbar, z. B. bezüglich der Zahl der Tage mit Ablagerungen [8].

Die quantitativen Kenngrössen der Rauhreifablagerung werden für die an *Abb. 2* angeführten Stationen auf Grund der vier Winter 1967/68—1970/71 angegeben. In *Tabelle I* werden die an 18 Stationen im Laufe der einzelnen Winter aufgetretenen maximalen Ablagerungen mitgeteilt (in den Einheiten gr/m) sowie die Seehöhen der einzelnen Stationen.

Diese Werte wurden auf Grund der Seehöhen der Stationen in drei Gruppen eingeteilt: *a)* Tieflandsgebiet bis zu einer Seehöhe von 150 m, *b)* Hügellands-

gebiet, Seehöhen zwischen 150 und 450 m, *c)* Gebirgsgebiet, oberhalb von 450 m. Aus den Angaben über den maximalen Ablagerungen in den einzelnen Gebieten wurden die Parameter der Pearson—III.-artigen theoretischen Verteilungsfunktionen, welche sich der empirischen Verteilungfunktion mit genügender Genauigkeit anschmiegen, festgestellt und die einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1%, 5%, 10%, 25% und 50% entsprechenden Werte der Rauhreifbelastung wurden errechnet *(Tabelle II)*. Hier tritt die empirische Tatsache zur Erscheinung, dass die Grösse der Ablagerungen mit der Seehöhe rasch zunimmt. Weiter konnte festgestellt werden, dass in Hügelland, unter günstigen Umständen, maximale Ablagerungen auftreten können, welche die Werte des Gebirgslandes nahezu erreichen.

Im weiteren sucht der Verfasser nach einem Zusammenhange zwischen der Zeitdauer der Rauhreifablagerung und den Betrag der maximalen Rauhreifbelastung. Zu einer Charakterisierung der wesentlichsten klimatischen Gebiete des Landes wurde eine Analyse der Angaben der folgenden Stationen vorgenommen: der höchste Punkt des Landes Kékestető im Mátra-Gebirge; Szentgotthárd in transdanubischen Alpenvorland; und Debrecen in der Tiefebene *(Abb. 3)*.

Dann werden auf Grund der Angaben von zwei für das Landesgebiet representativ gelegenen Stationen mit stündlichen Beobachtungen die zeitlichen Grenzen einer kontinuierlichen Ablagerung festgestellt *(Tabelle III)*. Es ergab sich, dass die Dauer der kontinuierlichen Ablagerung nur im Gebirge grösser als 24 Stunden sein kann (wo auch eine kontinuierliche Ablagerung von einer Dauer von 4 Tagen auftreten kann) sonst aber ist diese Dauer geringer als 12 Stunden.

Weiter wird das Verhalten der aus dem Standpunkt der Rauhreifbildung wesentlichen meteorologischen Elemente (Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Wind) während der Periode der Rauhreifbildung untersucht. Die Erforschung dieses Zusammenhanges erfolgte auf Grund der Beobachtungen an 6 Hauptstationen (Kékestető, Szentgotthárd, Pécs, Budapest—Lőrinc, Békéscsaba, Kisvárda). Die Beobachtungen an den 6 Hauptstationen werden als eine statistische Population aufgefasst und 324 Beobachtungstermine wurden ausgewählt, an welchen eine Ablagerung verzeichnet wurde. Davon beziehen sich 80 Wertepaare auf den Rauhreif und 244 Wertepaare auf den Rauhfrost.

In *Tabelle IV* wird das Verhalten der Temperatur dargestellt zur Zeit der Bildung dieser beiden Ablagerungen. Es wird erwiesen, dass der Rauhreif sich im Durchschnitt bei einer um 2,5 Grade tieferen Temperatur bildet als der Rauhfrost. Aus *Tabelle V* in welcher sich die Werte der Luftfeuchtigkeit befinden, geht es hervor, dass zu der Bildung des Rauhfrostes im Durchschnitt eine um 0,6 gr/m^3 höhere Luftfeuchtigkeit notwendig ist als zur Bildung des Rauhreifes. In der *Tabelle V* werden die Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten und die Unterschiede zwischen den Windverhältnissen bei den beiden Ablagerungen dargestellt; bei der Bildung des Rauhreifes besteht in 90% der Fälle eine Luftströmung, deren Geschwindigkeit geringer als 3 m/sec ist; dagegen hat man beim Rauhfrost in mehr als 50% aller Fälle eine Windgeschwindigkeit die den Wert 5 m/sec erreicht oder übertrifft. Endlich enthält *Tabelle VII* die Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen (ohne Windstillen) für den Fall der Bildung eines Rauhfrostes. Es ergibt sich, dass in diesem Falle die Windrichtungen SW und S vorwiegen, d.h. die Richtungen, aus welchen milde und feuchte Luftmassen herangeführt werden.

Sugárzási mezők kutatása meteorológiai műholdak mérési adatai alapján

KABA MAGDOLNA, *Központi Előrejelző Intézet, Budapest*

Research on Radiation Fields by Using Meteorological Satellites. As an introduction, a short review is given on the more significant foreign studies, published mainly in the USA and in the Soviet Union, as well as in this country, concerning the use of data received from meteorological satellites for investigations of radiation fields. The rapid development is presented which occurred in the field of radiation measurement since the launching of the first meteorological satellite some ten years ago. The papers published in the USA and in the Soviet Union are calling attention to a highly important area, the measurement of infrared radiation. From the satellites, infrared pictures may be obtained by night and by day, yielding data on the temperature of the earth's surface or of cloud surfaces, on the distribution of nebulosity, on the development of baric formations and they may be used for an evaluation of the cloud top level. The infrared pictures obtained are, in addition, yielding the possibility for obtaining á knowledge of the fluxes of the long-wave outgoing radiation and of the reflected short-wave radiation and for obtaining a picture on the radiation balance of the system earth-atmosphere. Another area of the research on radiation fields, which is attaining a still higher importance in recent years, consists in the determination of the sea surface temperature and in the determination of the water vapour content of the atmosphere. In the remaining part of the paper, the results of the first investigation carried out on the subject in this country are published.

*

Изучение полей радиации по данным измерения, получаемым метеорологическими спутниками. В работе дается короткий обзор работ, известных из иностранной, в частности американской и советской, а также венгерской литературы, и посвященных изучению полей радиации с использованием данных, получаемых метеорологическими спутниками. Подчеркивается значительное развитие, намечающееся в области измерения радиации за 10 лет, истекших с подъема первого искусственного спутника метеорологического назначения. В советских и американских работах внимание обращается на весьма важную область использования метеорологических спутников: на измерение инфракрасной радиации. Искусственные спутники позволяют получать и днем и ночью инфраснимки, по которым можно судить о температурах почвы или верхних уровней облаков; о распределении облачности; о развитии барических образований и которые могут использоваться также для оценки высоты вершины облаков. Инфраснимки, получаемые искусственными спутниками, позволяют, между прочим, изучать потоки длинноволнового излучения и отраженной коротковолновой радиации и тем самим, получить представление о радиационном балансе системы Земля—атмосфера. Другой важной областью изучения полей радиации является определение температуры поверхности моря и влагосодержания атмосферы по спутниковым наблюдениям. В заключение приводятся первые венгерские результаты изучения поля радиации по данным спутников.

*

1. A meteorológiai mesterséges holdakkal végzett sugárzásmérések rövid, időrendi áttekintése

A mesterséges holdak felbocsátásával szinte egyidőben merült föl meteorológiai célokra történő felhasználásuk kérdése. A meteorológusok felismerték azokat az óriási lehetőségeket, amelyek az időjárás műholdas megfigyelésével a légköri folyamatok analízise és előrejelzése terén nyílnak.

1960. április 1-én a meteorológiai megfigyelések és a légkörkutatás új fejezete kezdődött el. Ezen a napon 11^{40} GMT-kor bocsátotta útjára az Egyesült Államok aeronautikai és űrkutatási hivatala (NASA) a floridai Cape Kennedy

rakétakilövő támaszpontról a *TIROS I.* elnevezésű (Television and Infra-Red Observations Satellite) első meteorológiai mesterséges holdat. A műhold elnevezését betöltött szerepe nyomán kapta, minthogy a televíziós kamerákon kívül két sugárzásmérő berendezéssel: egy nagytérségű mérésekre alkalmas infravörös sugárzásmérővel és egy 60×60 km-es felbontóképességű ötcsatornás radiométerrel is felszerelték. Az infravörös sugárzásmérések alapján lehetővé vált a földfelszín és a felhőtető hőmérsékletének meghatározása, valamint az éjszakai felhős területek felderítése. A $6-6{,}5\mu$ hullámhossz tartományban (a vízgőz fő elnyelési sávjában) érzékeny 1-es csatorna a légköri vízgőz mennyiséget; a $8-12\mu$ intervallumban érzékeny 2-es csatorna a maximális légköri áteresztőképesség tartományában történő kisugárzás intenzitását volt hivatott megállapítani. A $0{,}25\mu$ és a 6μ közötti tartományra kalibrált 3-as csatorna a Föld albedóját mérte; a legnagyobb hullámhossz-intervallumra ($8-30\mu$) beállított 4-es csatorna pedig a Föld által kibocsátott teljes termikus energiát érzékelte.

A TIROS-sorozat utolsó tagja, a *TIROS X.* felbocsátása után az Egyesült Államok hozzákezdett az operatív időjárási műholdrendszer kiépítéséhez. Ez a rendszer a TIROS Operational Satellite rövidítéseként a *TOS* elnevezést kapta, és feladata kettős jellegű volt: (1) minden 24 órában egy felhőképet nyerni az egész napsütötte Földről; (2) infravörös sugárzásméréseket végezni a Föld árnyékos oldalán a felhőelrendeződés és a hőháztartás komponenseinek felderítése érdekében. A TOS-rendszer mesterséges holdjai az Environmental Survey Satellite rövidítéseként az *ESSA* nevet viselik. A páratlan sorszámú holdak a sugárzásméréseket és a globális képgyűjtést, a páros sorszámúak pedig az automatikus képtovábbítást végzik. Az 1967-ben felbocsátott *ESSA 3* sugárzásmérő-műszerei már összetett mérések elvégzésére is alkalmasak. Szenzorai közül kettő abszolút fekete test, a színképnek mind a látható, mind az infravörös tartományára érzékeny. Az egyik szenzor látómezeje csaknem 180°, azaz mind a Nap, mind a Föld sugárzási energiáját méri. A másik szenzor látószöge 90°, tehát a napsugárzástól leárnyékolt, és sugárzási energiát csak a földfelszín irányából nyer. További két szenzora, hasonló látómezőkkel, csak a 7μ és 30μ közötti infravörös sugárzásra érzékeny. A mért adatokból meghatározható a hosszúhullámú kisugárzás földrajzi eloszlása, a hosszúhullámú kisugárzás és a Napból érkező energia aránya, valamint a napsugárzásnak a Föld-légkör rendszerben való visszaverődése és szóródása.

A TIROS-sorozat hiányosságait, amelyek a viszonylag kicsiny felbontóképességből eredtek, a NASA egy új műholdrendszer megteremtésével igyekezett megszüntetni. Ennek az új programnak az első állomása 1964. augusztus 28-án a *NIMBUS – I.* kilövése volt. A műhold egyik érzékelő berendezése a $3{,}4-4{,}1\mu$-os színkép-tartományban működő, nagy felbontóképességű infravörös sugárzásmérő rendszer volt (HRIR = High Resolution Infra-Red Radiometer), amelynek segítségével lehetővé vált a földfelszín, illetve a felhőfelszín hőmérsékletének éjszakai órákban történő meghatározása; és ún. éjszakai infravörös felvételek készítése a felhőzet elrendeződéséről. A HRIR-rendszer a kisugárzási hőmérsékletet a $210-300\ K°$-os tartományban méri, az alacsony hőmérsékletet $6-8$, a magas hőmérsékletet pedig $1-2$ fok pontossággal. Az alacsony hőmérsékleti értékek adják a fehérhez közel álló színt, s így a képeken fehér árnyalatban jelennek meg a hideg felhőfelületek; az erősen kisugárzó alsó, meleg légrétegek, a földfelszín és az óceánok a felhőtlen vidékeken sötét árnyalatban tűnnek elő. Így a HRIR-rendszer felvételeiből következtethetünk a Föld éjszakai oldalának felhőzeti viszonyaira, és a felhőtetők hőmérsékletének

ismeretében a magasságukra. A *NIMBUS II*-re még két további érzékelő berendezést szereltek: egy közvetlen kiolvasást lehetővé tevő infravörös sugárzásmérőt (DRIR), és egy ötcsatornás, közepes felbontóképességű infravörös sugárzásmérőt (MRIR). A különböző lencsékkel és szűrőkkel ellátott, és így meghatározott hullámhossz-tartományokra érzékeny csatornák méréseivel meghatározható a felső troposzféra vízgőztartalma (6,4 – 6,9μ), a földfelszín és a felhőtetők sugárzási hőmérséklete (10 – 11μ), a közepes sztratoszféra-hőmérséklet (14 – 16μ), a Föld-légkör rendszer saját sugárzásának (9 – 30μ), valamint a visszavert és a szórt napsugárzás (0,2 – 4,0μ) erőssége [1], [2].

1969-ben az Egyesült Államok műholdközpontja az eddigi meteorológiai mesterséges holdak (TIROS, NIMBUS, ESSA) továbbfejlesztéseként hozzákezdett egy új meteorológiai műholdcsalád – az *ITOS*-rendszer – kiépítéséhez, amelynek első tagja az 1970-ben felbocsátott *TIROS M*. A műholdra új konstrukcióként két „letapogató" sugárzásmérőt építettek. A műholdpályára merőleges irányú mérések két intervallumban történnek: *a)* az infravörös vízgőzablakban, 10,5 – 12,5μ között, és *b)* a látható tartományban, 0,52 – 0,73μ között. Az infravörös detektor felbontó-képessége a nadir pontban 7,5 km; a látható tartományban folytatott sugárzásmérés már a televíziós kamerákat elérő felbontással (a nadir pontban 3,7 km) történik. Az ITOS-rendszer tagjainak fedélzetére síklemezes sugárzásmérőt (FPR) is szereltek, amely hemiszférikus méretű sugárzásmérést végez két színképtartományban. Fekete felfogó elemei a Föld által kisugárzott hosszúhullámú és a visszavert rövidhullámú kisugárzást mérik a 0,3 – 30μ közötti tartományban, míg fehér szenzorai a Föld kisugárzásáról szolgáltatnak adatokat a 7 – 30μ közötti spektrumban. A mérések eredményei a Föld hőegyenlegének számításában, tehát elsősorban klimatológiai jellegű célokra hasznosíthatók [3].

A magyar meteorológiai szolgálat APT vevőberendezésének segítségével 1968. január 1. óta rendszeresen veszi az ESSA 6, majd az ESSA 8 meteorológiai műholdak által készített tv- és infra-képeket, s hasznosítja azokat az előrejelző és a repülési-tájékoztató munkában.

A Szovjetunió meteorológiai mesterséges holdjai a KOZMOSZ elnevezésű műholdak hatalmas csoportjába tartoznak. A meteorológiai rendeltetésű mesterséges holdak prototípusát az 1966. június 25-én felbocsátott *KOZMOSZ – 122* képviseli. A hold 625 km magasságban 97 perces pályaperiódussal kering, s pályasíkja az Egyenlítő síkjával 65°-os szöget zár be. Feladata elsősorban a felhőzet, a hótakaró és a jégmezők viselkedésének tanulmányozása, továbbá sugárzásmérések végrehajtása volt. A hold forgástengelyéhez viszonyítva jobbra, illetve balra megdöntött két tv-kamera felvételei, kissé fedve egymást, 600 – 700 km magasságból kb. 1000 km-es sávot öleltek fel; a képek felbontóképessége a nadir környezetében 1,25 × 1,25 km volt. Az éjszakai felhőborítottság meghatározása a 8 – 12μ hullámhossz-tartományra kalibrált infravörös mérőműszer segítségével történt. Technikája lényegében megegyezett a NIMBUS holdak HRIR-rendszerének elvével, s a pálya mentén kb. 1000 km széles sávban, 15 × 15 km-es felbontásban tette lehetővé a felhőelemek, illetve a talajviszonyok felismerését. A sugárzásmérő érzékenysége a pozitív hőmérsékletekre 2 – 3°, a negatív hőmérsékletekre 7 – 8° volt. A KOZMOSZ – 122 fedélzetére szerelt aktinometrikus rendszer két kis látószögű, a nadirtól számítva ±60° szögben elforduló letapogató berendezésből és két nagy látószögű rögzített mérőfejből állt. Az egyik műszer a 0,3 – 3μ hullámhossz-tartományra volt beállítva, a másik a letapogatás irányától függően felváltva a 8 – 12μ, illetve a 3 – 30μ intervallumban mért. Az így letapogatott terület a földfelszín kb. 2500

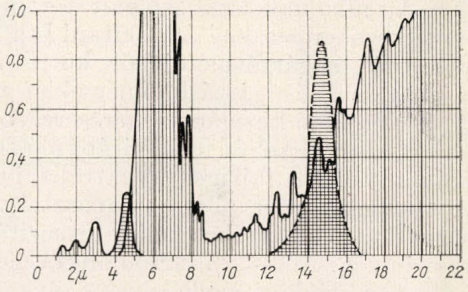
km széles sávja volt, s a felbontás pontossága a talppont körzetében kb. 50×50 km. A két rögzített aktinométer a 0,3 – 3μ, illetve a 3 – 30μ hullámhossztartományban mérte a belátott terület összegzett sugárzását [1].

A *Molnyija – 1* elnevezésű híradástechnikai műhold-rendszerrel 1965 áprilisában a Szovjetunió indította meg a távközlési mesterséges holdak meteorológiai célokra történő felhasználását.

1969-ben került sor a Szovjetunióban a *Meteor – 1*, illetve *Meteor – 2* felbocsátására, amelyek a KOZMOSZ-sorozat több tagja mellett szintén rendszeres sugárzásméréseket végeznek.

2. *Meteorológiai mesterséges holdakkal mért infravörös sugárzási adatokat felhasználó néhány amerikai kutatási eredmény*

A meteorológiai műholdak által készített felhőképek igen jól használhatók szinoptikai objektumok (frontok, ciklonok, felhőrendszerek stb.) analízisére.



1. ábra: A vízgőz és a szén-dioxid elnyelőképessége a különböző hullámhosszakon

Kevésbé ismert azonban a meteorológiai műholdak alkalmazásának egy másik nagyon fontos területe, s ez az infravörös sugárzásmérés. Az így kapott adatok is többféle módon használhatók fel szinoptikai célokra: míg televíziós képet csak nappal tudnak készíteni a műholdak, ezzel szemben az infravörös sugárzásmérések mind éjjel, mind nappal elvégezhetők, s adatokat szolgáltatnak a felhőzet eloszlásáról, vagy felhasználhatók a felhők magasságának becslésére éjjel-nappal egyaránt.

Ha a talaj, illetve a felhő felszínének kisugárzásáról akarunk adatokat kapni, elsősorban a sugárzásmérés hullámhosszát kell megfelelően kiválasztani. Mint ismeretes, az infravörös tartományban, ahol a *Wien*-féle eltolódási törvény szerint a legerősebb a földi tárgyak kisugárzása, a vízgőz és a széndioxid meghatározott intervallumban erősen elnyelő *(1. ábra)*. Ez az elnyelés azonban a 8 – 12μ sávban az ún. légköri vagy vízgőz „ablakban" minimális, s így erre az intervallumra vonatkozó infravörös sugárzási adatok különösen alkalmasak az alsó felszín hőmérsékletének, illetve a felhőtető magasságának megállapítására. A magas, vastag felhők felső felszíne (FFF) hideg, s így kevés energiát emittál; ezzel szemben az alacsony felhők, illetve a felhőtlen területek jóval több energiát sugároznak ki. Tehát a műholddal mért sugárzási energia a kisugárzó felület hőfokának mérőszáma. Mivel rádiószondamérésekből a hőmérséklet magasság szerinti eloszlása ismert, így a műhold mérése felhasználható a FFF hőmérsékletének becslésére, s ebből a felhőtető magasságának közelítő meghatározására.

Az infravörös képeken a sugárzásmérések kvalitatív fényesség-árnyalatok-

ban fejeződnek ki – az alacsony hőmérsékletű területek fehér árnyalatokban, míg a meleg sugárzó források sötét árnyalatokban jelennek meg. A kvantitatív mérésadatokat vagy közvetlenül K fokokban adják meg, vagy [*Langley* $\text{min}^{-1} \cdot 10^{-3}$], ill. [watt $\cdot$ m^{-2}] egységekben [4].

Tekintsük át röviden a műholdakkal történő infravörös sugárzásmérések néhány alapvető elvi problémáját. A *Planck*-féle sugárzási törvény szerint – mint ismeretes – a testek kisugárzása a sugárzás hullámhosszának és a test hőmérsékletének függvénye. Ha egy olyan koordinátarendszert tekintünk, amelynek abszcisszája a hullámhossz, ordinátája a sugárzás intenzitása, akkor a *Planck*-féle függvény egy görbesereggel ábrázolható, s minden hőmérsékleti értéknek egy intenzitásgörbe fog megfelelni. A kisugárzás összegét a görbe alatti terület integrálásával nyerhetjük. Abszolút fekete testre a kisugárzott összenergiát a *Stephan – Boltzman*-törvény írja le:

$$E = \sigma T^4, \tag{1}$$

ahol $\sigma = 8{,}26 \cdot 10^{-11}$ [Ly $\cdot$ min^{-1} fok^{-1}]; T a kisugárzó test hőmérséklete abszolút fokokban.

A műholdak által szolgáltatott nyers mérésadatokat a fentiek alapján a következőképpen kell átalakítani [4]. Mint már említettük, a TIROS – II. ötcsatornás sugárzásmérőjéből kettő infravörös sugárzásméréseket végzett: $8 - 12\mu$-on a kisugárzási hőmérséklet meghatározására, $8 - 30\mu$-on a teljes földi hosszúhullámú kisugárzás mérésére. Az így kapott adatokat át kell alakítanunk ahhoz, hogy a teljes felfelé irányuló fluxust megkapjuk. Ennek érdekében kiszámították a fajlagos spektrális intenzitást az egész infravörös sávban. A $8 - 30\mu$-os intervallumra tapasztalati összefüggést találtak, amelynek segítségével a mért értékek teljes intenzitássá számíthatók át, s a módszer hibája csupán 2%. A $8 - 12\mu$ tartományra meghatározták az ózon és a vízgőz hatását különböző légköri modellekre, s olyan görbéket szerkesztettek, amelyek segítségével a mért adatokból közvetlenül megkaphatjuk a felszíni hőmérsékletet. Ezzel szemben, ha a légoszlop vízgőztartalma nem ismeretes, a hiba elérheti a 10 °C-t is.

Az infravörös sugárzásmérésekkel kapcsolatos néhány elvi probléma vázlatos áttekintése után lássunk egy-két gyakorlatban elért eredményt:

1. A TIROS – II. infravörös sugárzásméréseit összehasonlították a TIROS – II. televíziós képeivel és más meteorológiai adatokkal. Az összehasonlítás eredménye azt mutatta, hogy a sugárzási térképeken világosan előtűnnek mind éjjel mind nappal a közepes- és magasszintű sűrű felhőtakarók. Ahol azonban a borultság kicsi, az éjszakai mérések alapján nem tudják a derült területeket a felhőktől megkülönböztetni, csak nappal, amikor tv-képek is rendelkezésre állnak.

Mint tudjuk, az altostratus, stratocumulus és nimbostratus felhők átlátszatlanok, tehát a felhő belsejéből eredő kisugárzás nem bukkan fel a felhő tetején. Ezzel szemben cirrusok esetén, mivel ez diffúzabb közeg, a felhő belsejéből származó kisugárzás hozzájárul a FFF kisugárzásához. *Krishna Rao* és *J. S. Winston* [5] vizsgálatai szerint, különösen vastag cirrus esetén ez komoly problémát okoz, s a felhőtető magasságának megállapításánál emiatt a becslés túl alacsony értéket ad.

A felszíni hőmérsékletek becslése derült, száraz, kontinentális területekre mutatkozott legjobbnak. A Mexikói-öböl vízhőmérséklete, bár a levegő száraz volt, alacsonyabbnak adódott, mint hajóról mérve.

A hóval borított területek és a magas felhők igen gyenge kisugárzása műholdas infravörös mérések segítségével nem különböztethető meg, ehhez tv-

felhőképek és naponkénti sugárzásmérés kell. A felhő ui. elmozdul, a hótakaró nem.

2. *J. S. Winston* és *Krishna Rao* [6] a TIROS – II. 1960. november és 1961. január közötti időszakra vonatkozó mérési adatait használva többek között a hosszúhullámú kisugárzás planetáris méretű változásait is tanulmányozta. A kisugárzás félgömbi térképeit a 700 mb-os cirkuláció félgömbi változásaival összehasonlítva arra a megállapításra jutottak, hogy a nyugati áramlásnak a szubtrópusra (40°N-tól délre) történő behatolását, ahol előbb anticiklonok uralkodtak, a hosszúhullámú kisugárzás erős csökkenése követte. Ez természetes, hiszen ekkor a planetáris frontálzóna a mérsékelt övről a szubtrópusok felé tolódik, s itt az addig uralkodó anticiklonális helyzetet felhősebb idő váltja fel. Ezzel egyidőben a mérsékelt övben (40 – 50°N) is csökkent a hosszúhullámú kisugárzás, ennek magyarázata már nehezebb, mert a planetáris frontálzóna délre tolódásával itt a felhőzetnek csökkennie kell, ami viszont a hosszúhullámú kisugárzás növekedését eredményezné. Azonban a felhőzet csökkenését a sarki, hideg légtömegek előnyomulása és a megnövekvő hótakaró túlkompenzálja [4].

3. Az általános cirkulációhoz szükséges energiát szolgáltató légköri hőforrások kérdésével *V. E. Suomi* és *W. C. Shen* [7] foglalkozott. Az Explorer VII. műhold méréseit használva a légkör felső határán a világűr felé irányuló infravörös sugárzást határozták meg. Mivel a műhold 560 – 1090 km magasságban keringett, ez egyenértékű a nettó kisugárzással. A légkör általános cirkulációja szempontjából igen fontos a kisugárzás eloszlása, hiszen a hosszúhullámú kisugárzás során a légkör különböző területeken eltérő mértékben hűl le, s így a különböző lehűlés a hőmérséklet horizontális gradiensének növekedését eredményezi. Ez azt jelenti, mint *Lorenz* (1955) kimutatta, hogy a légköri potenciális energia egy része, az ún. hasznosítható potenciális energia, kinetikus energiává alakul át. A fent említett szerzők egy-egy szélességi övön belül a különböző délkörök menti sugárzási egyenetlenségeket vizsgálták, amelyek a hasznosítható potenciális energia örvénykomponensének termelődését, ill. csökkenését idézik elő. Az 1959. december és 1960 április közötti időszakra és a 30 – 50°N; 40 – 180°W által határolt területre vonatkozó adatok felhasználásával a következő eredményre jutottak: a hasznosítható potenciális energia örvénykomponense akkor termelődik, ha a meleg területeken lassú, a hideg levegőben pedig gyors a lehűlés.

3. *A* KOZMOSZ *meteorológiai műholdakkal mért sugárzási adatok felhasználása a meteorológiai kutatásokban*

A „Kozmosz" meteorológiai mesterséges holdak három hullámhossz-tartományban végeznek sugárzásméréseket:

a) A 3 – 30μ intervallumban a Föld-légkör rendszer hosszúhullámú kisugárzásának intenzitását mérik, amely lényegében az alsó felszín (talajfelszín vagy felhőzet esetén a felhő felső szintje) hőmérsékletétől; a hőmérséklet vertikális eloszlásától és a légkör nedvességtartalmától függ.

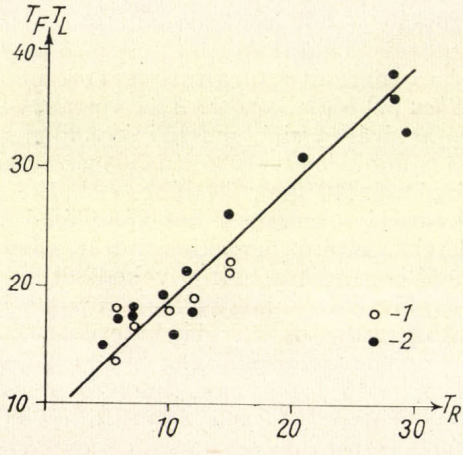
b) A 0,3 – 3μ hullámhossz-tartományban a visszavert, rövidhullámú sugárzás intenzitását mérik. A radiáció intenzitásának mérési egységei [cal · min^{-1} cm^{-2}].

c) A 8 – 12μ sávnak különös jelentősége van, mivel – mint már említettük – ebben a hullámhossz-tartományban szenved legkisebb elnyelést az infravörös földi kisugárzás. Ebben a tartományban a mérési eredményeket hőmérsékleti fokokban adják meg, s a kapott értékeket radiációs hőmérsékletnek

nevezzük. Abban az esetben, ha a légkörből hiányoznának a sugárzási energiát elnyelő és kibocsátó testecskék, a radiációs hőmérséklet és az alsó felszín hőmérséklete megegyezne. Valójában azonban a légkörben mindig található bizonyos mennyiségű nedvesség, aeroszol stb., s így a radiációs hőmérséklet alacsonyabb az alsó felszín hőmérsékleténél.

A meteorológiai műholdakkal végzett sugárzásmérések feldolgozásának első lépését elektronikus számítógépek végzik, s ún. radiációs kártyák formájában adják meg a számítási eredményeket. Ezek a kártyák tulajdonképpen számtáblázatok, amelyeken a mérési adatok mellett földrajzi koordináták s a mérés ideje is fel van tüntetve. A radiációs kártyák analízise útján megkapják:

1. a $8-12\mu$ intervallumra vonatkozó kisugárzási hőmérsékleteket elemző térképeket, amelyeken 10 °C-ként húzzák ki az izotermákat;



2. ábra: A radiációs hőmérséklet (T_R) és az alsó felszín hőmérséklete (T_F) — 1., illetve a léghőmérséklet (T_L) — 2. közötti korrelációs grafikon

2. a $3-30\mu$ tartományban végzett mérések alapján a hosszúhullámú kisugárzás intenzitásának térképeit, amelyeken a kisugárzás nagyobb értékei az alsó felszín magas hőmérsékletét és a légkör kis nedvességtartalmát mutatják, míg a kisebb értékek magas felhők jelenlétére utalnak; és végül

3. a $0{,}3-3\mu$ hullámhossz-tartományra vonatkozó adatok alapján a visszavert rövidhullámú sugárzás intenzitásának térképeit, amelyeken a magas sugárzásintenzitás-értékek sűrű felhőzetre, az alacsony értékek pedig az óceánok feletti tiszta égboltra utalnak. A 2. és 3. típusú térképeken az izovonalakat 0,02 [cal·min^{-1}·cm^{-2}]-ként húzzák ki.

A KOZMOSZ – 122 által mért sugárzási adatokat felhasználva *P. N. Belov* és *J. V. Kurilov* [8] az alsó felszín hőmérsékletének, ill. a felhőtető magasságának meghatározásával foglalkoztak. Ehhez a vizsgálathoz a $8-12\mu$ tartományban mért kisugárzási hőmérsékletet kellett figyelembe venni, mivel ez — mint már említettük — igen jól jellemzi az alsó felszín hőmérsékletét. Szibéria és Afrika felett 1966 július – szeptember időszakban, tiszta égbolt idején mért adatokat használtak fel a radiációs hőmérséklet és az alsó felszín hőmérséklete közötti korrelációs grafikon meghatározására *(2. ábra)*. Mint ebből is látható, átlagosan a radiációs hőmérséklet 10 °C-szal alacsonyabb az alsó felszín hőmérsékleténél. Az Egyenlítőhöz közeli óceáni területekre vonatkozó adatok összehasonlítása azt mutatta, hogy a kiterjedt vízfelületek felett mért radiációs hőmérséklet átlagosan 15 °C-szal alacsonyabb a víz felszínének hőmérsékleténél.

Sűrű felhőzet esetén a radiációs hőmérséklet a felhőzet felső határának hőmérsékletét jellemzi. Mivel a légkör nedvességtartalma a felhő fölött kevesebb, mint a Föld felszíne és a felhőréteg között, így felhőzet esetén kisebb lesz a radiációs hőmérséklet és – jelen esetben – a felhőtető hőmérséklete közötti különbség. Ez az eltérés a felhőtető magasságának növekedésével csökken.

P. N. Belov és *J. V. Kurilov* [8] munkáiból is kitűnik, hogy a frontok és a bárikus képződmények nyomon követhetők a sugárzási térképeken. Ezt a felhőzetnek a sugárzási mezőre kifejtett hatása indokolja. Mint tudjuk, a felhőzet felső felszínének hőmérséklete lényegesen alacsonyabb a talajfelszín hőmérsékleténél, tehát felhők felett a hosszúhullámú kisugárzás intenzitása és a radiációs hőmérséklet kisebb, mint a szomszédos, felhőtlen területek felett. Ugyanakkor a felhők felszínének nagyfokú visszatükrözési képessége miatt felhős területek felett a visszavert rövidhullámú sugárzás intenzitása megnő. Ebből tehát az következik, hogy a légköri frontokat – amelyeket vastag és kiterjedt felhőzet kísér – a sugárzási térképeken a hosszúhullámú kisugárzás intenzitásának és a radiációs hőmérsékletnek alacsony, míg a visszavert rövidhullámú sugárzás intenzitásának magas értékei jellemzik. A frontok intenzitására is következtethetünk a műhold által mért radiációs hőmérsékletből: minél alacsonyabb a kisugárzási hőmérséklet, annál magasabb a felhőzet felső határa, következésképpen annál intenzívebb a front. A hideg, meleg, ill. okklúziós frontok jelentkezése a sugárzási térképeken több tényezőtől, így a földrajzi koordinátáktól, az évszaktól és a napszaktól is függ. A bárikus képződmények és a radiációs mezők közötti kapcsolat sokkal bonyolultabb, s ez is függ az évszak és napszak mellett a földrajzi koordinátáktól is. Pl. nyáron, a déli szélességek mentén uralkodó anticiklonnak nagy területeken a hosszúhullámú kisugárzás intenzitásának és a radiációs hőmérsékletnek magas értékei, míg a rövidhullámú kisugárzás intenzitásának alacsony értékei felelnek meg. Természetesen a ciklonokat ezzel ellentétes sugárzási kép jellemzi. Téli időszakban a gyakran fellépő hőmérsékleti inverziók és a hófelszín miatt sokkal nehezebb a frontok és bárikus képződmények felismerése a radiációs térképeken.

A légkör sugárzási és hőáramlataival *L. V. Berkovics* [9] munkája nyomán foglalkozhatunk. A meteorológiai műholdak által végzett sugárzásmérések lehetőséget adnak arra, hogy mind a hosszúhullámú kisugárzás, mind pedig a visszavert rövidhullámú sugárzás áramlatait megismerjük, s így a Föld-légkör rendszer sugárzási egyenlegéről, ennek összetevőiről képet nyerjünk. A vizsgálatok során felhasznált (a Szovjetunió területére, 1967. június–júliusra vonatkozó) empirikus adatokat a KOZMOSZ–144., ill. a műholddal szinkron méréseket végző földi aktinometrikus állomások szolgáltatták. A légkör sugárzási és hőáramlatait jellemző számítási adatokat a szerző a hosszú- és rövidhullámú radiációra vonatkozó átbocsátási integrálfüggvény felhasználásával kapta. Ezeknek birtokában lehetővé vált a mért és számított sugárzási és hőáramlatok összehasonlítása, illetve az így nyert tapasztalatoknak a nem adiabatikus prognózis-sémákban történő felhasználása.

A hosszúhullámú kisugárzásra vonatkozó számítási és tapasztalati adatok összehasonlítása a következő paraméterekre irányult: F_0 – a Föld felszínének effektív kisugárzása; F_∞ – hosszúhullámú kisugárzás a légkör felső határán; és végül $R = F_0 - F_\infty$ – a légkör radiációs lehűlése. Az összehasonlítást szolgáló 107 adatot a földi megfigyelőállomások felhőészlelései alapján a következőképpen osztották fel: 0–2 tized felhő (32 adat); 3–7 tized felhő (40 adat); 8–10 tized felhő (35 adat). A kapott eredmények az *I. táblázatban* láthatók: σ – a közepes, négyzetes eltérés; $\bar{\sigma}$ – a számított kisugárzási értékeknek a

mérttől vett közepes, négyzetes eltérése; E — a $\bar{\sigma}$-nak és a mért értékeknek az arányát fejezi ki. Az *I. táblázatban* összefoglalt adatokat vizsgálva a következő megállapításokat tehetjük:

a) 0 – 2 tized felhőzet esetén F_0, F_∞ és R-re vonatkozó empirikus és számítási értékek igen közel vannak egymáshoz, bár az F_∞ és R számítással nyert

I. TÁBLÁZAT

A hosszúhullámú kisugárzás számított és mért értékeinek összehasonlítása

Megnevezés	Középérték [cal/cm² min.]	σ	$\bar{\sigma}$	E
	0—2 tized felhőzet			
F_0	0,151	0,046	0,036	0,24
F_0^{sz}	0,150	0,032		
F_∞	0,404	0,063	0,062	0,15
F_∞^{sz}	0,419	0,051		
(R)	0,253	0,047	0,052	0,21
(R^{sz})	0,269	0,040		
	3—7 tized felhőzet			
F_0	0,098	0,033	0,041	0,42
F_0^{sz}	0,080	0,041		
F_∞	0,364	0,054	0,066	0,18
F_∞^{sz}	0,366	0,045		
(R)	0,266	0,052	0,062	0,22
(R^{sz})	0,286	0,041		
	8—10 tized felhőzet			
F_0	0,035	0,020	0,031	0,89
F_0^{sz}	0,018	0,018		
F_∞	0,342	0,043	0,061	0,18
F_∞^{sz}	0,362	0,042		
(R)	0,307	0,041	0,081	0,26
(R^{sz})	0,344	0,051		
	A felhőzet mennyiségétől függetlenül			
F_0	0,099	0,055	0,035	0,35
F_0^{sz}	0,084	0,063		
F_∞	0,370	0,058	0,061	0,16
F_∞^{sz}	0,382	0,057		
(R)	0,271	0,053	0,058	0,21
(R^{sz})	0,298	0,059		

adatai nagyobbak, mint a mért értékek. A tapasztalati úton kapott sugárzási adatok szórása meghaladja a számított értékek szórását; σ és $\bar{\sigma}$ nagyságrendje azonos. Hosszúhullámú kisugárzás útján a légkör lehűlése, a mért és számított értékeket hőmérsékletváltozásra átszámítva 0,063 fok/óra, ill. 0,067 fok/óra.

b) 3 – 7 tized felhőzet esetén F_∞ mért és számított értékei közelebb vannak egymáshoz, mint F_0 és R megfelelő adatai, a mért F_0 és a számított R a nagyobb. F_0-nál a számított, F_∞-nél és R-nél a tapasztalati adatok szórása nagyobb; σ értékei itt magasabbak, mint 0 – 2 tized felhőzet esetén. F_0-ra nézve E növekedése az effektív kisugárzás abszolút értékének csökkenésével magyarázható. A légkör radiációs lehűlése méréssel 0,066 fok/óra; számítással 0,072 fok/óra.

c) 8 – 10 tized felhőzet esetén F_0 mért értékei meghaladják a számítottakat éppen fordítva, mint az F_∞-re és R-re vonatkozó adatok. Az F_0-hoz tartozó σ, $\bar{\sigma}$ csökkenése és E növekedése az effektív kisugárzás alacsony értékével magyarázható. A légkör radiációs lehűlése méréssel 0,077 fok/óra, számítással 0,086 fok/óra.

II. TÁBLÁZAT

Rövidhullámú, visszavert sugárzás

Megnevezés	Középérték [cal/cm² min.]	σ
R	0,377	0,116
B_0	0,774	0,315
B_∞	1,121	0,249
Q	0,347	0,211

Az *I. táblázat* végén felhőmennyiség szerinti megkülönböztetés nélkül, valamennyi adat felhasználásával nyert eredményeket találhatjuk. Ezek alapján a légkör közepes radiációs lehűlése empirikus adatokból 0,068 fok/óra; számítással 0,074 fok/óra.

Mint az *I. táblázat* adataiból látható, a hosszúhullámú sugárzási áramlat felhőzet esetén több, mint derült időben, a két szélső érték 0,307, ill. 0,253 [cal min^{-1} cm^{-2}]. Ez azzal magyarázható, hogy a felhőzet növekedésével F_∞ sokkal kisebb mértékben csökken, mint F_0, tehát végső soron ez R értékének növekedéséhez vezet.

A rövidhullámú sugárzásra vonatkozó számított és mért értékek összehasonlítása több zavaró tényező miatt, így pl. a rövidhullámú radiáció erős térbeli változékonysága, az alsó felszín, ill. a felhők albedójának nehéz megközelítése miatt nem volt lehetséges. Így a *II. táblázat*ban 69 mérés adatai alapján csupán áttekintést nyerhetünk a következő paraméterek közepes értékeiről, ill. ezek szórásáról: R – a légkörből kimenő rövidhullámú hőáram; B_0 – rövidhullámú sugárzás egyenleg a földi állomások mérései alapján; B_∞ – a rövidhullámú sugárzás egyenleg a légkör felső határán; Q – rövidhullámú hőáramlat a légkör teljes egészében. A számításokat a következő összefüggések alapján végezték:

$$B_\infty = S_0 \cos \Theta - R;$$
$$Q = B_\infty - B_0, \qquad (2)$$

ahol S_0 – a szolár konstans; Θ – a Nap zenittávolsága. Mint a táblázatból látható, a szórás értékei elég nagyok, s ennek az a magyarázata, hogy a Szovjetunió különböző területeire, különböző napszakokra vonatkozó, különböző felhőzet mellett mért adatokat használtak fel. A rövidhullámú hőáramlatok során fellépő felmelegedés *(Q)* a légkör hőmérsékleti változására átszámítva 0,087 fok/óra.

Mivel a szárazföldi sugárzásmérő állomások eloszlása nem egyenletes, s az óceánok feletti földi sugárzásmérés még megoldatlan probléma, gyakorlati szempontból tehát igen fontos, hogy a meteorológiai műholdak által mért rövid-, ill. hosszúhullámú kisugárzás adataiból következtetni tudjunk egyrészt a Föld felszínére vonatkozó rövidhullámú sugárzási egyenlegre (B_0), másrészt a Föld felszínének effektív kisugárzására (F_0). Így igen nagy jelentőségű *L. V. Berkovics* munkája, aki a rendelkezésre álló, s fent részletezett adatokra támaszkodva korrelációs összefüggést keresett egyrészt a rövidhullámú sugárzás egyenlegnek a Föld felszínére (B_0), ill. a légkör felső határára vonatkozó (B_∞) értékei között; másrészt a Föld felszínén mért effektív kisugárzás (F_0) és a légkör felső határán a műholdak által észlelt hosszúhullámú kisugárzás (F_∞) között. A rendelkezésére álló adatok alapján regressziós egyenleteket is közöl *(III. táblázat)* a B_0, Q, F_0 és R számítására. Mint az a táblázatból látható,

III. TÁBLÁZAT

Korrelációs együtthatók és regressziós egyenletek

Megnevezés	Felhőzet	r	Regressziós egyenletek
B_0	Összes eset	0,75	$B_0 = 0{,}591\ B_\infty + 0{,}112$
B_∞			$Q = 0{,}409\ B_\infty - 0{,}112$
F_0	0— 2 tized	0,68	$F_0 = 0{,}919\ F_\infty - 0{,}217$
F_∞			$R = 0{,}081\ F_\infty - 0{,}217$
F_0	3— 7 tized	0,31	$F_0 = 0{,}508\ F_\infty - 0{,}087$
F_∞			$R = -0{,}4\ F_\infty - 0{,}087$
F_0	8—10 tized	0,26	$F_0 = 0{,}56092\ F_\infty - 0{,}160$
F_∞			$R = -0{,}440\ F_\infty - 0{,}160$

a felhőzet növekedésével a korrelációs összefüggés gyengül, mégis a regressziós egyenlettel kapott F_0 szórása $\sigma_{F_0}\sqrt{1-r^2}$, vagyis kisebb, mint σ_{F_0}.

A sugárzási mezők kutatásának az utóbbi időben egyre fontosabbá váló területe a tengerfelszín hőmérsékletének és a légkör nedvességtartalmának meghatározása a Föld-légkör rendszer sugárzásháztartására vonatkozó műholdas mérések alapján. *E. P. Dombkovszkaja* [10], a fenti problémával foglalkozó tanulmányában, a következő, igen fontos eredményeket közli: a műholdas meteorológiai információszerzés, a sugárzáslokáció, alapja az elektromágneses hullámok szóródásának, elnyelésének, ill. visszatükröződésének szoros kapcsolata a földfelszín, ill. a légkör különböző fizikai sajátosságaival. A szerző munkájában az általános gyakorlattól eltérően a rádióhullámok tartományában mért sugárzási adatokat használta fel. Ennek a módszernek a lehetőségét már mind szovjet, mind amerikai kutatók elméletileg kimutatták és kísérletileg is alátámasztották. A szerző több hullámhosszra végzett számításokat a következő meggondolások alapján:

1. 0,8 cm hullámhosszon végezhető a felhők víztartalmának meghatározása, ugyanis ezen a hullámhosszon a legnagyobb a cseppfolyós halmazállapotú légnedvesség elnyelése.

2. 1,35 cm hullámhosszon történt a légkör nedvességtartalmának meghatá-

rozása, mivel ezen a hullámhosszon mutat maximális elnyelést a légkör páratartalma, következésképpen itt a legnagyobb a saját kisugárzása.

3. 3 cm vagy ennél nagyobb hullámhosszon mért sugárzási adatokat az alsó felszín hőmérsékletének meghatározására használták, mivel ebben a tartományban a légkör, felhők jelenlétében is gyakorlatilag áteresztő, s így a kisugárzás intenzitása csupán az alsó felszín hőmérsékletétől függ.

4. Mint ez a *IV. táblázat*ból is kitűnik, $\lambda = 8{,}5$ cm hullámhosszra vonatkozóan a tengerfelszín kisugárzási együtthatója (ε) a felszín hőmérsékletének változásától függetlenül konstansnak tekinthető. A szerző így a 8,5 cm hullámhosszon mért kisugárzási adatokat használta fel a tengerfelszín hőmérsékletének számításához.

A vizsgálat folyamán a meteorológiai műholdak mérés-adatai mellett az Atlanti-óceán 35°*N* és 62°*N* szélességi, ill. 33°*W* és 51°*W* hosszúsági körök által határolt területén állomásozó öt időjárási hajó észlelési adatait is felhasználták. Az elméletileg is igen gondosan megalapozott – de az alábbiakban nem részletezett – számítások 1965, 1966 és 1967 (jún.–aug.) nyarára vonatkoztak.

IV. TÁBLÁZAT

ε értékei különböző hullámhosszak és különböző hőmérsékletek mellett

λ [cm]	Hőmérséklet [C°]			
	3	10	20	30
0,8	0,506	0,481	0,453	0,439
1,35	0,439	0,424	0,407	0,401
3,2	0,379	0,375	0,375	0,375
8,5	0,353	0,353	0,353	0,351

V. TÁBLÁZAT

$r_{T[K(8,5)];\,T(F)}$ korrelációs együtthatók és regressziós egyenletek

	Derült égbolt	*St, Sc*		*Ns*
		$\Delta H \leq 250$ m	$\Delta H > 250$ m	
$r_{T[K(8,5)];\,T(F)}$	0,992	0,982	0,968	0,973
σ_r	0,001	0,004	0,006	0,010
Regressziós egyenletek	$T(F)=2{,}73T(K)+2{,}38$	$T(F)=2{,}71T(K)+4{,}02$	$T(F)=2{,}64\ T(K)+10{,}83$	$T(F)=2{,}70T(K)+4{,}19$
$\sigma_{\Sigma T(F)}$ [C°]	0,83	0,90	0,93	0,97
$\sigma_{\Sigma T(F)}$ max. [C°]	2,49	2,70	2,79	2,91
Esetek száma	98	76	100	56

Összesen 704 adatot dolgoztak fel, ebből 484 alapján végezték a statisztikai számításokat, s a megmaradt 220 adatot a kapott eredmények ellenőrzésére fordították. Az adatok (00 GMT és 12 GMT) csapadékmentes és vagy egységesen tiszta (0–3 tized felhőzet), vagy egységesen borult (9–10 tized felhőzet) időre vonatkoztak, s a szél sebessége nem nagyobb, mint 6[m·sec^{-1}]. Az egyes mérések közötti időkülönbség maximálisan 3–4 nap volt. Felhős idő esetén a feldolgozás a felhőzet különböző típusai szerint történt:

1. alacsonyszintű, vékony felhőréteg; vastagsága 250 m-nél kisebb;
2. St és Sc felhők, amelyek vastagsága 250 m-nél több;

3. frontális felhők (N_s);
4. közép- és magasszintű, vékony felhőréteg;
5. többréteges felhők.

Munkájának nagy részében *Dombkovszkaja* a tengerfelszín hőmérséklete és a 8,5 cm hullámhosszon mért kisugárzási hőmérséklet ($T[K(8,5)]$) közötti kapcsolattal foglalkozott. Mint már fentebb említettük a rádióhullámok 3 cm-nél nagyobb hullámhosszú tartományában a légkör – felhők jelenlétében is – gyakorlatilag áteresztő. Ebben a tartományban a sugárzás elnyelését a légkör oxigéntartalma határozza meg, amely a vízgőz elnyeléséhez viszonyítva elhanyagolhatóan kicsi. Emellett a Föld-légkör rendszer 8,5 cm hullámhosszon történő kisugárzásának csupán 4,5 – 5,5%-a ered a légkör kisugárzásából, tehát a mért értéknek megközelítően 95%-át a Föld felszínének kisugárzása adja.

VI. TÁBLÁZAT

$r_{T[K(1,35)];w}$ *korrelációs együtthatók és regressziós egyenletek*

	Derült égbolt	*St*, *Sc*		*Ns*
		$\Delta H \leq 250$ m	$\Delta H > 250$ m	
$r_{T[K(1,35)];w}$	0,959	0,931	0,891	0,880
σ_r	0,007	0,015	0,019	0,021
Regressziós egyenletek	$w = 0{,}055T(K) - 6{,}96$	$w = 0{,}0525\ T(K) - 6{,}67$	$w = 0{,}042\ T(K) - 5{,}19$	$w = 0{,}043T(K) - 5{,}48$
$\sigma_{\Sigma w}$	0,25	0,24	0,26	0,38
$\sigma_{\Sigma w}$ max.	0,75	0,72	0,78	1,14
Esetek száma	98	76	100	56

Ebből tehát következik, hogy $T[K(8,5)]$ elsősorban ε és $T(F)$ (az alsó felszín hőmérséklete) függvénye. A számítások során kapott eredményeket az *V. táblázat*ban tüntettük fel. Mivel a tenger felszínének 8,5 cm hullámhosszra vonatkozó kisugárzási együtthatója a felszín hőmérsékletétől függetlenül állandónak vehető (lásd *IV. táblázat)*, természetes, hogy az $r_{T[K(8,5)];T(F)}$ korrelációs együtthatók igen nagyok és a felhőzettől sem függnek túlzottan. Az *V. táblázat*ban feltüntettük a regressziós egyenletek segítségével kapott $T(F)$ értékek közepes és maximális hibáját is. Mint láthatjuk $T[K(8,5)]$ és $T(F)$ kapcsolata közel függvényszerű, és a regressziós egyenlettel meghatározott $T(F)$ közepes, négyzetes hibája – frontális felhőzet esetén, amely a legkisebb korrelációs értéket adta – $\pm$ 0,97°-t érhet el, s a maximális hiba $\pm$ 2,91°-nak adódott. A kapott regressziós egyenleteket független anyag (116 eset) felhasználásával ellenőrizték, s igen kedvező eredményre jutottak. $T[K(8,5)]$ alapján $T(F)$ meghatározásának közepes hibája $\pm$ 0,5°, az előfordult maximális hiba $\pm$ 1,5° volt.

Tanulmányának utolsó fejezetében *Dombkovszkaja* továbbra is a rádióhullámok hullámhosszán észlelt kisugárzásra támaszkodva, a légkör nedvességtartalma (w) és az 1,35 cm hullámhosszon mért kisugárzási hőmérséklet ($T[K(1,35)]$) közötti összefüggést vizsgálta. Mint már fentebb említettük, a vízpára elnyelési együtthatója a $\lambda = 1{,}35$ cm hullámhosszon a legnagyobb, de ugyanakkor az oxigéné viszonylag itt a legkisebb. Így ezen a hullámhosszon a legkedvezőbbek a feltételek arra, hogy a műhold által mért sugárzási adatokból a légkör nedvességtartalmára következtessünk. A w-t az elméleti légoszlopban a vízréteg magasságával fejezzük ki, vagy [cm], vagy [gr·cm^{-2}] dimenzió-

jú. A vizsgált terület – az Atlanti-óceán északnyugati része – felett w értéke mind térben, mind időben jelentős ingadozást mutat, a közepes nedvességtartalom 4,01 cm (0,61 cm és 4,62 cm a két szélsőérték). A kapott korrelációs koefficienseket, ezek hibáját, a regressziós egyenleteket, ill. az egyenletek felhasználásával kapott w értékek közepes és maximális hibáját a *VI. táblázat* mutatja. Mint ebből is látható, a felhőréteg vastagságának növekedésével a w és $T[K(1,35)]$ közötti korrelációs kapcsolat gyengül, bár még így is $r_{w;\,T[K(1,35)]}$ értéke elég magas. A korrelációs összefüggés csökkenése érthető, hiszen a felhőzet megvastagodásával nő a légkör rádiókisugárzásának az a hányada, amely a felhőzetből származik. A regressziós egyenletek segítségével meghatározott w értékek közepes hibája nem emelkedik 0,18 w fölé, míg a maximális hiba – frontális felhőzet esetén – 0,53 w-t érheti el. A kapott összefüggések ellenőrzésére 124 független adatot használtak fel, s az esetek túlnyomó többségében w relatív hibája nem emelkedett 0,15 w fölé. Az ellenőrzési anyag azt mutatta, hogy különösen felhős időben, a számításokkal nyert w értékek a mért adatoknál kisebbnek bizonyultak.

4. A sugárzási mező műholdas méréseken alapuló kutatásának első magyar eredményei

Magyarországon 1968 óta állnak rendelkezésünkre KOZMOSZ-mérési adatok, amelyeket mikrofilm formájában a Moszkvai Meteorológiai Világközponttól kapunk. Ezek feldolgozását 1969 elején kezdték meg. A $8-12\mu$ hullámhossz-tartományban mért sugárzási adatokat felhasználó vizsgálat fő feladatai a következők voltak [11]:

1. A felhőcentrum (effektív hőmérsékleti minimum) relatív helyének meghatározása a talajmenti ciklonhoz képest.
2. A felhőcentrum relatív helyének meghatározása az 500 mb-os AT-n levő ciklonhoz képest.
3. Az effektív hőmérsékleti minimum értékének és a ciklon zárt izobárjai számának kapcsolata (a ciklon mélységének jelentkezése a sug. térképen).
4. Az effektív hőmérsékleti minimum relatív helyének meghatározása a ciklonok meleg, hideg és okklúziós frontjaihoz képest.
5. Az effektív hőmérsékleti minimum átlagértékének meghatározása a hideg, meleg és okklúziós frontok közelében.

A vizsgált anyagot a KOZMOSZ-144, 156, 184 és 226 műholdak által 1967–68-ban észlelt és a Földközi tenger ill. Európa térségére vonatkozó sugárzási adatokból választották ki. Mint tudjuk, a mikrofilmek formájában kapott sugárzási térképeken a sugárzási adatokat vagy a sugárzás intenzitásának izovonalaival vagy az efffektív hőmérséklet izotermáival ($8-12\mu$ sávban) ábrázolják.

A téli és nyári félévre külön-külön elvégzett vizsgálatok a következő eredményt mutatták:

1. A téli időszakra vonatkozó esetek túlnyomó többségében a felhőzet centruma a ciklon középpontjától keletre, s ezen belül legnagyobb gyakorisággal délkeletre található. A felhőcentrum és a cikloncentrum közepes távolsága 706 km.

Nyáron a felhőzet centrumai nem mutattak a téli esetekhez hasonló szabályos eloszlást, de még így is a ciklon-centrumtól keletre fekvő felhőcentrumok voltak túlsúlyban. Nyáron a felhőzet centruma átlagosan közelebb – 550 km – van a ciklon-centrumhoz.

2. Az 500 mb-os AT-n levő ciklon-centrumhoz képest a felhőcentrum rela-

tív helyének meghatározása az előzőkhöz hasonló eredményt mutatott: mind télen, mind nyáron igen nagy gyakorisággal a felhőzet centruma a ciklon középpontjától délkeletre volt. A két centrum közötti közepes távolság télen 770 km, nyáron 670 km volt.

Mint a számítások mutatják, télen a felhőcentrum távolabb van a ciklon középpontjától, mint nyáron. Ez a következőképpen magyarázható: a megfigyelések szerint a legvastagabb felhőzet nem a ciklon-centrumhoz, hanem az okklúziós ponthoz van legközelebb. Télen, amikor a ciklontevékenység intenzívebb, s az okklúzió is határozottabban játszódik le, mint nyáron; az okklúziós pont, s vele együtt a felhőcentrum is jobban eltávolodhat a ciklon középpontjától, mint az év nyári időszakában.

3. *Koppány* munkájában a ciklonok fejlettsége és a minimális kisugárzási hőmérséklet kapcsolatát is vizsgálta. Csupán egy zárt izobárral rendelkező ciklonokhoz tartozó minimális effektív hőmérséklet átlaga −27 °C volt, míg a több zárt izobárral rendelkező ciklonoknál ez az érték −34 °C-nak adódott. Ez az eltérés is mutatja, hogy fejlettebb ciklonokhoz vastagabb felhőzet tartozik.

4. A ciklonok meleg, hideg és okklúziós frontjaihoz képest az effektív hőmérsékleti minimum relatív helyének vizsgálata jól tükrözte a már ismert törvényszerűségeket, a különböző frontok felhőzetéről alkotott elképzeléseket: a felhőcentrumok többnyire a melegfront előtt vannak; hidegfront előtt és mögött azonos arányban fordulnak elő, míg az okklúziós frontokkal egyvonalban találjuk a felhőcentrumot.

5. Különböző fronttípusok szerint meghatározva a minimális effektív hőmérsékletek átlagértékét a szerző a következő eredményeket kapta: melegfrontok közelében −35 °C, hidegfrontok esetén −31 °C és az okklúziós frontokra az átlagérték −34 °C. Ez a vizsgálat is alátámasztotta *Belov* korábbi állítását, amely szerint a melegfrontok felhőzetéről kevesebb infravörös kisugárzás indul ki, mint a hidegfrontokéról.

IRODALOM

[1] *Götz Gusztáv:* Meteorológiai mesterséges holdak I., II., III. Időjárás. 72. évf. Budapest, 1968. 175., 247., 305. o.

[2] *Tänczer Tibor:* Időjárás-megfigyelő mesterséges holdak. Földrajzi Közlemények 1970. 1. sz.

[3] *Tänczer Tibor:* Új meteorológiai műhold-sorozat. Időjárás. 73. évf. Budapest, 1969. 126. o.

[4] *Koppány György:* Infravörös sugárzásmérések meteorológiai műholdakkal. Időjárás. 73. évf. Budapest, 1969. I. sz. 44—48. o.

[5] *Krishna Rao, P.—Winston, J. S.:* An Investigation of Some Synoptic Capabilities of Atmospheric "Window" Measurements from Satellite TIROS — II. Journal of Appl. Met. Vol. 2. N. 1. 1963.

[6] *Krishna Rao, P.—Winston, J. S.:* Temporal and Spatial Variations in the Planetary-Scale Outgoing Long-Wave Radiation as Derived from TIROS—II. Measurements. Mon. W. Rev. Vol. 91. Oct.—Dec. 1963.

[7] *Suomi, V. E.—Shen, W. C.:* Horizontal Variation of Infrared Cooling and the Generation of Eddy Available Potential Energy. Jour. of the Atmos. Sciences, Vol. 20. N. 1. 1963.

[8] *Belov, P. N.—Kurilov, J. V.:* Iszpolzovanie radiacionnih dannih sz meteorologicseszkih szputnikov szerii „Kozmosz" v szinopticseszkom analize. Metodicseszkoje piszmo vaproszi szputnikovoj meteorologii. Moszkva, 1967. 2.

[9] *Berkovics, L. V.:* Radiacionnie potoki i pritoki tepla k atmoszfere po empiricseszkim i rasszcsitannim dannim. Szputnikovaja meteorologija. Trudi 50. Leningrád, 1969. 47—53. o.

[10] *Dombkovszkaja, E. P.:* Opredelenie temperaturi morszkoj poverhnoszti i vlagoszoderzsanija atmoszferi po izmerenijam teplovogo radioizlucsenija szisztemi zemlja-atmoszfera sz ISSZ. Szputnikovaja meteorologija. Trudi 50. Leningrád, 1969. 75—85. o.

[11] *Koppány, Gy.:* Iszpolzovanie izmerenij izlucsenija szo szputnikov dlja identifikacii oblacsnoszti ciklonov i frontov. Trudi. Mezsdunarodnovo szimpoziuma po szputnikovoj meteorologii. Moszkva, 25—27. febralja 1970.

A teljes besugárzás függőleges felületeken

TAKÁCS OLGA, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Total Irradiation on a Vertical Surface. This paper is discussing the as to yet obtained results of the determination of irradiation on vertical surfaces having different orientations. The characteristics of the annual variation of the calculated values of irradiation are dealt with. A two-year series is presented of radiation received on vertical surfaces oriented towards the four main directions of the compass and a comparison of measured and calculated values is presented.

⁂

Полное облучение вертикальных поверхностей. Обобщаются результаты определения притока радиации на вертикальные поверхности, ориентированные по различным странам света. Обсуждаются особенности годового хода вычисленных величин радиации. Приводятся серии данных измерений по четырем основным странам света за два года. В заключение дается сопоставление наблюденных и вычисленных величин.

⁂

A függőleges felületekre jutó sugárzási komponensek közül legegyszerűbb a közvetlen sugárzás meghatározása, mert az alábbi képlet segítségével a merőleges felszínre érkező közvetlen sugárzásból bármilyen irányítású függőleges felületre átszámítható, átlagos homályossági viszonyok mellett. Teljesen derült időben a leérkező közvetlen sugárzás:

$$I_V = I_\perp \cdot \sin a \cdot \cos h \tag{1}$$

ahol

I_V = közvetlen sugárzás a függőleges felületen
$I_\perp$ = közvetlen sugárzás a merőleges felületen
a = a falsík normálisának a napsugárral bezárt szöge
h = napmagasság

A négy fő felület (N, E, S, W) fenti formula alapján meghatározott közvetlen sugárzás-bevételét az [1] dolgozatban mutattuk be.

A következő komponens, a szórt sugárzás előállítása sokkal bonyolultabb feladat. Közvetett módon, vagy a vízszintesre jutó szórt sugárzásból [2] vagy a homályossági viszonyok segítségével [3] próbálták előállítani a függőleges felületre jutó szórt sugárzás értékeit. Az első mód (vízszintesre eső s szórt sugárzás átszámítása) nehezen értelmezhető eredményt adott, a második eljárás (összefüggés a függőleges felület szórt sugárzás-bevétele és a homályossági tényező között) pedig nem alkalmazható az egész év folyamán.

A *J. W. Spencer* [4] által előállított összefüggés szerint:

$$D_V = k_1 \cdot \sin h + k_2 \cdot \sin 2h \cdot \cos h \cdot \cos i \tag{2}$$

D_V = a függőleges felületre jutó szórt sugárzás, i = a napsugárzás beesési szöge a felületre.

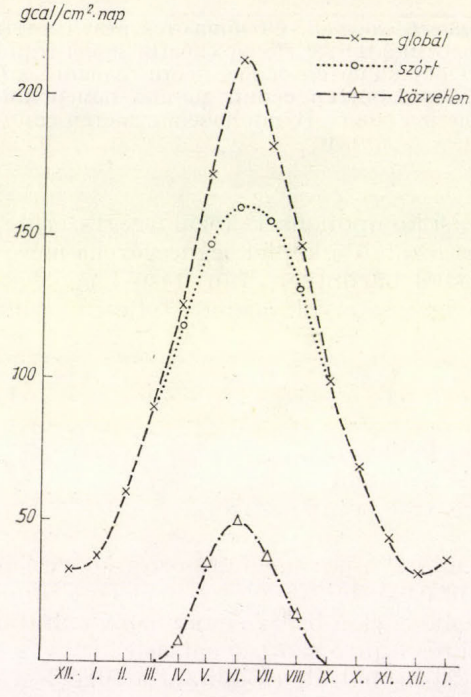
A képlet első tagja az égbolt és földfelszín, a második pedig a közvetlen napközel szórt sugárzását adja meg. A képletben szereplő konstansokat mérésekkel határozták meg, s értékük $k_1 = 66$, és $k_2 = 22$.

Feldolgozásunk alapjául az 1954 és 1967 közötti években, *Michelson-Marten* aktinométerrel végzett közvetlen sugárzásmérések átlagos értékeit vettük.

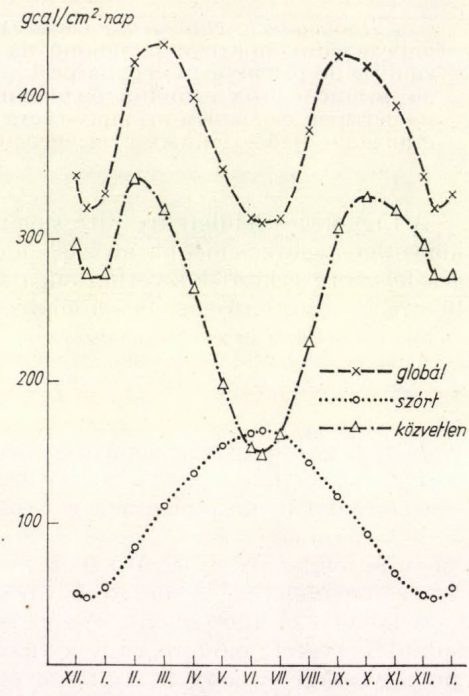
Az (1) és (2) képlet segítségével előállítottuk 36 égtáj-irányra a függőleges felületre eső közvetlen és szórt sugárzás napi menetét: minden hónap közepére,

derült napokra vonatkoztatva. Az összsugárzás napi menetét csak a két komponens összegezéséből nyerhettük, mivel tudomásunk szerint a globál sugárzást függőleges felületekre közvetlenül még nem sikerült meghatározni. Mintaként bemutatjuk a négy főégtáj-irányú függőleges felület *közvetlen+szórt = összsugárzás* évi eloszlását. Az északi felület *(1. ábra)* sugárzásbevételét a szórt sugárzás határozza meg, mivel közvetlen napsugárzás csak nyáron, a reggeli és esti órákban éri.

Merőben más a déli felület sugárzásbevétele. *(2. ábra.)* A szórt sugárzás egész év folyamán egyenletesen változik, mivel e komponens meghatározását



1. ábra: Az északi irányítású függőleges felület átlagosan derült napi sugárzásbevételének évi menete.

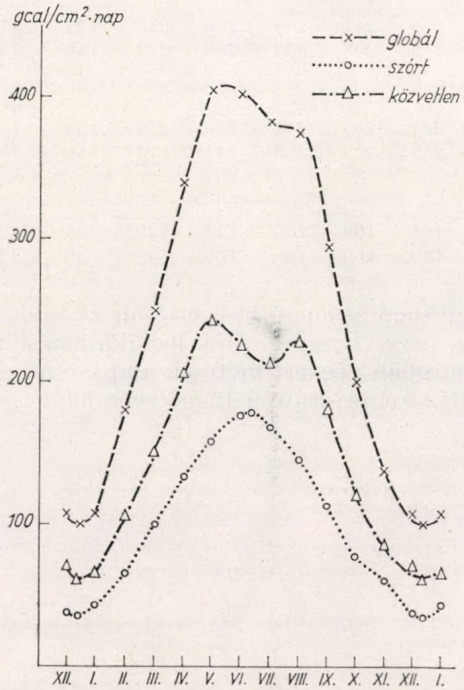


2. ábra: Déli irányítású függőleges felület átlagosan derült napi sugárzásbevételének évi menete.

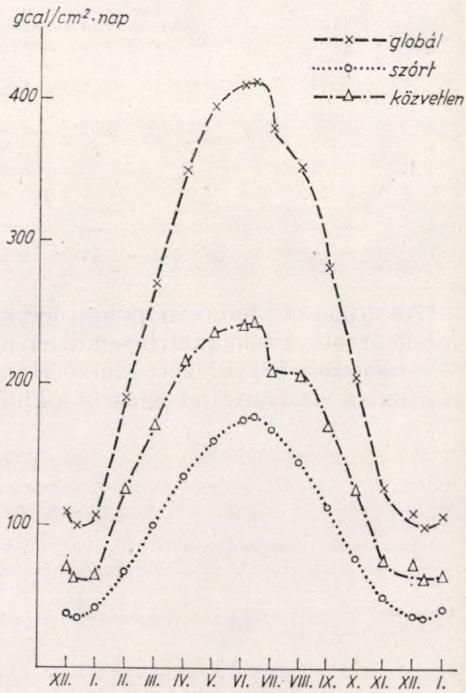
szolgáló képletben csak a napmagasság és beesési szög a változó tényező. Kettős maximumot ad a közvetlen besugárzás évi menete: február és október között erős csökkenés van, június—júliusi minimummal. Ez megmagyarázható az (1) képlettel. A képletben a napmagasság cosinusa szerepel, tehát a napmagasság növekedésével csökken a felületre átszámított közvetlen sugárzás értéke. Ez a csökkenés olyan nagymértékű, hogy a szórt sugárzás növekedése nem ellensúlyozhatja, ezért a globálsugárzás évi menetében is megtalálható ez az erős kettős maximum.

A keleti és nyugati felület *(3. és 4. ábra)* egyszerre vizsgálva, mindkettőn találunk júliusban kisebb visszaesést. Egy régebbi vizsgálat során rámutattunk, [5] hogy a vízszintes felületre maximálisan leérkező közvetlen sugárzás

július—augusztusban kevesebb, mint a szabályos sinus hullámú évi menetnek megfelelő érték. Ugyanilyen visszaesést találunk a vízszintes felületen mért sokéves, átlagos évi menetben is. Ezt a homályossági tényező július—augusztusi megnövekedése [6] okozza. A nyugati felület közvetlen sugárzásának csökkenése már júniusban jelentős mértékű. A homályossági tényezővel végzett vizsgálatok során tapasztaltuk, hogy a homályossági tényezőnek nemcsak évi, de napi menete is van; délután magasabb. Ez a délutáni növekedés, és a vízszintes felületre érkező közvetlen sugárzásban meglevő intenzitáscsökkenés együttesen okozza a nyugati felület közvetlen sugárzásának a keletinél erősebb nyárközépi csökkenését.



3. ábra: Keleti irányítású függőleges felület átlagosan derült napi sugárzásbevételének évi menete.



4. ábra: Nyugati irányítású függőleges felület átlagosan derült napi sugárzásbevételének évi menete.

A feldolgozásban előállított közvetlen sugárzást feltétel nélkül jónak fogadtuk el, viszont a szórt sugárzást csak közelítő értéknek tekintjük. A képletben szereplő empirikus konstansok Melbourne-ben végzett mérésekből adódtak, tehát szigorúan véve csak a dél-ausztráliai viszonyokra érvényesek. A konstansok hazai viszonyokra történő átdolgozása a folyamatos fal-regisztráltatás segítségével lehetséges. Ennek érdekében a Központi Légkörfizikai Intézet Sugárzáskutató Osztályán 1968 decemberétől regisztrálják a déli, északi, keleti és nyugati felületekre eső globál, továbbá a déli felületre eső szórt sugárzást. Az egyes függőleges felületekre eső szórt sugárzást egy-egy évig regisztráljuk, így a déli felületre eső szórt sugárzás adatai 1968 decembertől 1969 decemberéig állanak rendelkezésünkre, s 1970 januárjában a regisztráló műszert kelet felé fordítottuk.

I. TÁBLÁZAT

A különböző égtáj-irányú függőleges felületre eső teljes sugárzás napi összegei [gcal/cm². nap] átlagosan felhős időben

(a = *vízszintesből átszámítva a* Gräfe *által megadott viszony alapján*, b = *regisztrátumból*)

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
						Déli						
a	69	103	166	218	269	282	296	305	312	324	214	100
b	62	110	132	191	280	289	266	314	286	348	300	151
						Keleti						
a	33	51	98	124	190	209	247	266	260	280	122	47
b	34	57	86	124	219	278	308	322	263	213	148	78
						Nyugati						
a	40	58	112	152	214	261	296	271	260	218	134	56
b	36	60	88	121	203	256	309	289	241	213	148	75
						Északi						
a	28	40	70	90	117	165	199	203	173	129	86	36
b	30	40	67	74	107	160	186	180	139	108	69	42

Az átlagosan felhős napokon leérkező sugárzásmennyiséget csak az irodalomból átvett értékekkel hasonlíthatjuk össze. Erre a célra legalkalmasabb *Gräfe* módszere [7]. Idézett szerző Hamburgban végzett mérések alapján meghatározta a vízszintes felszínre és a különböző égtáj-irányú függőleges felületre

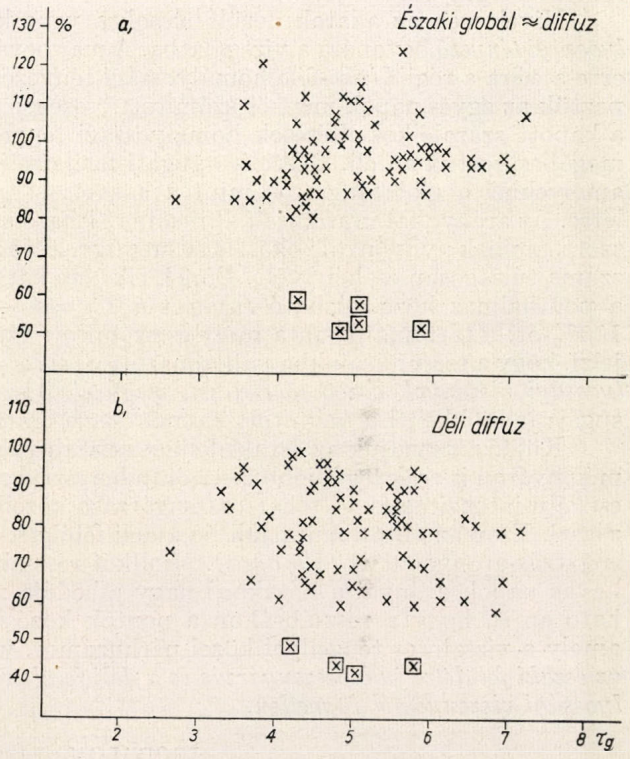
II. TÁBLÁZAT

A különböző égtáj-irányú függőleges felületre eső teljes sugárzás napi összegei [gcal/cm². nap] átlagosan derült időben

(a = *vízszintesből átszámítva a* Gräfe *által megadott viszony alapján*, b = *függőleges felületre számított közvetlen és szórt sugárzás összege*, c = *regisztrált napi összeg*)

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
						Déli						
a	135	195	258	342	395	395	399	388	385	397	284	179
b	348	333	427	437	402	353	317	319	378	429	424	388
c	291	297	404	482	431	397	351	380	412	510	440	426
						Keleti						
a	65	97	153	194	278	292	333	339	321	255	162	83
b	108	108	190	271	351	395	410	381	354	284	204	128
c	122	122	192	247	303	374	431	415	386	273	215	174
						Nyugati						
a	79	111	173	238	314	365	399	345	321	267	176	100
b	108	106	192	250	337	400	398	380	372	293	198	138
c	129	118	215	251	321	343	454	386	370	275	219	177
						Északi						
a	54	76	109	140	172	231	268	259	214	158	114	63
b	33	38	58	88	125	180	210	190	147	100	68	44
c	65	60	104	90	116	150	236	191	154	99	80	60

eső összsugárzás viszonyának évi menetét. Ezen viszonyszámok segítségével a már említett 14 év átlagértékeiből meghatároztuk a függőleges felületekre jutó összsugárzás napi összegeit. Az *I. táblázatban* az átlagosan felhős napokra a különböző módon nyert globálsugárzás napi összegeinek évi eloszlását csoportosítottuk, égtáj-irány szerint. Az első sorban *(a)* a *Gräfe* által megadott aránnyal számolt napi összeg, míg a második sorban *(b)* két év, 1969—1970 regisztrált napi átlagösszege található. Megállapíthatjuk, hogy decembertől márciusig



5. ábra: Derült napok mért és számított szórt sugárzás-értékeinek %-os aránya. *a)* északi felületre jutó szórt összsugárzás-arányok *b)* déli felületre jutó szórt sugárzás-arányok.

összegezve mind a négy falon kisebb a regisztrált mennyiség, mint a *Gräfe*-viszonyból adódott érték. A másik szembetűnő jelenség, hogy *Gräfe* szerint a déli felületen nincs meg az a nyári csökkenés, ami a számított értékben, sőt a regisztrált adatokban is megtalálható.

Átlagosan derült időre vonatkoztatva három módszerrel nyert adatokat hasonlíthattunk össze *(II. táblázat)*. Az *a)* sorokban a *Gräfe* által megadott aránnyal számolt napi összeg, a *b)* sorban a dolgozat elején ismertetett számítási módszerrel nyert, közvetlen+szórt = összsugárzás adatok vannak, a *c)* sorban pedig a fal-regisztrátumokból kivett, derült napokra vonatkozó értékek átlagai találhatók. Itt még feltűnőbb, hogy az *a)* sorokban nem találjuk meg a júniusi másodminimumot, bár július—augusztusban van egy kis értékcsökkenés. Viszont a [7] tanulmányban közölt közvetlen sugárzás évi menetében is megtaláljuk az erős kettős maximumot, közöttük a júniusi mélyponttal. Abból, hogy a közvetlen sugárzás júniusi csökkenése csak kis mértékű július—augusztusi összsugárzás csökkenést okoz, a hamburgi, (a budapestitől eltérő)

homályossági viszonyokra, s a szórt sugárzás ottani eloszlására következtethetünk.

Számunkra érdekesebbnek tűnik a *II. táblázat b)* és *c)* sorainak összehasonlítása. A számított és mért adatok idősora között a déli irányítású felületen egyértelmű a különbség: a vizsgált időszakban, december—január—február kivételével, egész évben nagyobb a mért sugárzás. Nem közöltük a déli felületre eső szórt sugárzás adatait, de azokra is ez a tendencia jellemző. A másik három felület adatsorában ez a különbség nem ilyen egyirányú, viszont egymással megegyező előjelű.

Mivel ezek az adatok derült napokra vonatkoznak, kézenfekvő a *homályossági tényező* bevonása a vizsgálatba. A már bevált gyakorlatnak megfelelően erre a célra a régi *Linke*-féle homályossági tényező értékeit használtuk fel. Képeztük az egyes napok mért és számított összegeinek arányát, s megvizsgáltuk a kapott százalé kos eltérések homályossági tényezőtől való függését. Először megállapítottuk a déli, keleti és nyugati felületre jutó összsugárzás-arányokat, amelyeknél a globálsugárzás mint a közvetlen és szórt sugárzás összege jön létre. Az arányokat grafikusan ábrázolva látható az, hogy a ponthalmaz erősen szórt, aminek nyilvánvaló oka, hogy megfigyelési adatsorunkban a derült napok száma túlságosan csekély volt. Ennek ellenére határozottan érzékelhető, hogy a ponthalmaz közé húzható egyenes a $T_g = 4 - 6$ érték között metszené a 100%-ot, e tartományban a mért és számított értékek megegyeznek, ami azt jelzi, hogy a számításainkban alkalmazott *Spencer-féle összefüggés átlagos homályossági viszonyok között tökéletesen megfelel.* Tisztább levegőben a közvetlen sugárzás csökkenti a számított és mért összsugárzás-hányadost.

Külön tárgyaljuk az északi felület adatait *[5/a ábra]*, mert az északi falat még nyáron is csak legfeljebb 2—2 órán keresztül süti a nap, — és ekkor is csak csekély intenzitással — tehát összsugárzása közelítőleg egyenlő a szórt sugárzással. Ezen az ábrán mutatjuk be a déli felületre jutó mért és számított szórt sugárzás-arányokat is *(5/b ábra)*. Mindkét rész-ábrán erőteljesen kiugranak a havas napok arányai a hótakaró nagy albedója miatt. Egyébként megállapítható az is, hogy a rész-ábrákon a pontok közé olyan egyenest húzhatnánk, amely a vízszintes tengellyel közel párhuzamos, vagyis azt mondhatjuk, hogy *az északi felületre jutó összsugárzás és a déli felületre jutó szórt sugárzás a homályossági viszonyoktól független.*

IRODALOM

[1] *F. Takács Olga—Z. Tárkányi Zsuzsanna:* A különböző égtáj-irányú függőleges felületekre eső napsugárzás. Időjárás. 1967. 6. 339—343 pp.

[2] *Van Deventer, E. N.—Dold, T. B.:* Some initial studies on diffuse sky and ground reflected solar radiation vertical surfaces Proceedings, 3rd Int. Biometeor. Congr. Pau 1963, Pergamon, Oxford 1966.

[3] *Valko, P.:* On the diffuse irradiation of inclined plane surfaces. Symposium on radiation. 1968 Bergen.

[4] *Spencer, J. W.:* Estimation of solar radiation in Australasian localities on clear days. 1965 Division of Building Research Technical Paper No. 15.

[5] *F. Takács Olga—Z. Tárkányi Zsuzsanna:* A pestlőrinci homogén teljes, közvetlen és szórt sugárzás-sorozat előállításával kapcsolatos megfontolások. Beszámolókaz 1967-ben végzett tudományos kutatásokról. XXXIV. 180. p.

[6] *Z. Tárkányi Zsuzsanna:* A homályossági tényező vizsgálata. Beszámolók az 1961-ben végzett tudományos kutatásokról. XXV. 88. p.

[7] *Gräfe, K.:* Strahlungsempfang vertikaler, ebener Flächen; Globalstrahlung von Hamburg. 1956. Berichte Deutsch. Wetterd. 5. Nr. 29.

IRODALOM

HOFFMANN, K.: **Agrarmeteorologische Untersuchungen zur Standortforschung im Obstbau auf der Grundlage phänologischer Beobachtungen.** *(Agrometeorológiai vizsgálatok a gyümölcstermesztés termőhelykutatásához fenológiai megfigyelések alapján).* Abhandlungen d. Met. Dienstes d. DDR. Nr. 93 (Band XII). Ak. Verl. Berlin, 1969. 76 oldal, 13 ábra, 23 táblázat. Függelékben 11 táblázat és 22 térkép.

A bevezetőben a szerző idézi az NDK Minisztertanácsának 1963-ban hozott határozatát, amely szerint a hagyományos gyümölcstermelő körzetekben fokozni kell a termesztés intenzitását, továbbá újabb termőhelyeket kell feltárni, általában emelni kell a gyümölcstermelés mennyiségét és minőségét s végül csökkenteni kell a termésingadozás mértékét. Áttekintve e célok érdekében végzett eddigi tevékenységet megállapítható, hogy az agrometeorológusok a „termőhelykutatás és körzetesítés" téma kidolgozásából vették ki a részüket. Ehhez jelent értékes hozzájárulást *Hoffmann* e tanulmánya is, amelyet a hallei egyetem Mezőgazdasági Fakultása disszertációként fogadott el.

A szerző e kutatási területet mint agrometeorológus tekinti át és megállapítja, hogy a gyümölcstermesztés számára a meteorológiai elemek középértékei illetve azok átlagos összegei ma már nem sokat mondanak. Előrelépés csak a növényfenológiai megfigyelések alapján meghatározott fejlődési- vagy természetes szakaszok meteorológiai viszonyainak ismeretétől, továbbá a növényfejlődésre ható kedvező vagy káros meteorológiai tényezők és folyamatok feltárásától várható. A szakirodalmat áttekintve azt a következtetést vonja le, hogy a növényfejlődés—időjárás kapcsolat mélyebb megismerésének előfeltétele a gyümölcstermesztési kutató intézményekkel szoros együttműködésben végzett párhuzamos és folyamatos meteorológiai, fenológiai és növényélettani megfigyelések végzése.

A „Fenológia" című fejezetben *Hoffmann* megállapítja, hogy az egyes gyümölcsfajták, a termőtájak, a fagykárok elbírálásakor a gyümölcsfenológiai megfigyelési adatok nélkülözhetetlenek. A gyümölcsféléknek általánosságban hat vegetatív és hat generatív fázisát sorolja fel, amelyek közül az NDK növényfenológiai megfigyelési programjában mindössze három — virágzás kezdete, virágzás vége, első érett gyümölcs — szerepel. A továbbiakban részletezi a fenológiai térképezés problémáit, majd a fenológiai középértékek megbízhatóságát elemzi. Ezután a hőmérsékleti-összeg módszerre tér rá, ismertetve a termográfadatok alapján számított órafokösszegek, a terminusközepek és a hőmérsékleti szélsőértékek alapján számított hőmérsékleti összegek alkalmazása során szerzett eddigi tapasztalatokat, a növényfenológiai kutatásban.

A szerző eközben rámutat arra, hogy korábban a gyümölcstermesztésben a hőmérsékleti összegeket — változó kiindulási dátumoktól és hőmérsékleti küszöbértékektől — az egyes fázisok bekövetkezése után utólag számították ki. Újabb kutatások a hőmérsékleti összegek és a növényfejlődés ütemének szoros kapcsolata alapján — a termesztési gyakorlat számára fontos fejlődési fázisok megjelenési dátumainak előrejelzését is lehetővé teszik. *Hoffmann* elsősorban az alma és a körte virágzási dátumainak előrejelzésére vonatkozó szakirodalmat ismerteti részletesebben.

Az alma csapadékigényével kapcsolatban egy több mint 30 évvel ezelőtt megjelent tanulmányra hivatkozik, amely szerint Németországban az alma „optimális csapadékigénye" a nyári hőmérséklet függvénye, pontosabban 14 C° nyári középhőmérséklet mellett 540 mm évi csapadékösszeg a kívánatos, amelynek fele a vegetációs szakaszban hullik le. Továbbá a nyári középhőmérséklet minden egyfoknyi emelkedéséhez 80 mm csapadéktöbblet szükséges, az alma optimális vízigényének kielégítéséhez. E „szabály" ellenőrzésére a szerző, saját kutatásai alapján, a későbbiekben még visszatér.

Hoffmann vizsgálataihoz az NDK növényfenológiai megfigyelőhálózatából több almafajta fenológiai megfigyelési adatsorát használhatta fel, az 1949—58 közötti 10 éves időszakról. Hosszabb adatsorokat igénylő feldolgozásokhoz, 5 megfigyelőhelyről az *Ihne* által közölt 48 évi adatsorokat, illetve a hallei 45 évre terjedő almafenológiai megfigyelési sort használta. A meteorológiai adatok a Szolgálat állomáshálózatából, a termográf adatok három szekuláris állomásról származnak.

A fenológiai vizsgálatok első lépése az észlelt adatok, a fenológiai középértékek és a fázistartamok megbízhatóságának elemzése. A megfigyelési hiba- a szerző szerint — egy almagyümölcsösben egy fajtán belül legfeljebb ± 5 nap lehet. Ha azonban a fajtákra nem voltak tekintettel és csak az „almavirágzás kezdete" dátumot jegyezték fel az észlelési hiba a ±10 napot is elérte.

Ahhoz, hogy az alma virágzásának dátuma — 95%-os biztonsággal — kevesebb mint ±3, ±2 illetve ±1 nappal térjen el a 45 évi átlagtól, legalább 20, 25 illetve 30 megfigyelési évre volna szükség. Ha a biztonsági határt 99,7%-ra növelték a szükséges évek száma 4—5 évvel emelkedett.

További vizsgálataiban az NDK-ban leginkább elterjedt két almafajta legfontosabb fenológiai fázisainak — virágzás kezdete, virágzás vége, termésérés kezdete — területi átlagértékeit az azokhoz tartozó szórást, a szélsőértékeket és azok évjáratát *Seyfert* korábban meghatározott 51 fenológiai körzetére adja meg. Ezen értékek, továbbá a fázisintervallumok hosszának térbeli alakulását fenológiai térképeken is ábrázolja. Hasonlóképpen a csapadékviszonyok alakulását valamint az alma „optimális csapadékigényétől" számított eltéréseket s ezek területi sajátosságait.

Az alma csapadékigényével kapcsolatban *Hoffmann* saját kutatásai alapján megállapítja, hogy a csapadékfeldolgozást a fenológiai szakaszokra kell elvégezni, s azokra vonatkozóan kell a statisztikai jellemzőket meghatározni. Ezt elvégezve a többi között megállapítja, hogy az alma virágzási szakaszának hossza és a csapadékos napok száma között szoros ($r = 0{,}88$) kapcsolat van. Ha az alma virágzásának idején csapadékos az időjárás, rossz a megtermékenyülés, következésképpen csökken a termés mennyisége. Ezt a szerző számszerűen is kimutatva megállapítja, hogy 32 mm csapadék a virágzási periódusban az első almafajtánál még közepes termést (a másodiknál — 15%-ot), eredményezett; 50 mm csapadék esetén az első fajtánál 15%-os terméscsökkenés (a másodiknál már 65%) következett be; 10 mm vagy annál kevesebb csapadék esetén mindkét vizsgált fajtánál az átlagosnál nagyobb volt a termés.

Az alma virágzás dátumának előrejelzését *Hoffmann*, első lépésként, a hőmérsékleti-összeg módszerrel kísérelte meg. Először a módszer alkalmazásakor felmerülő problémákat elemzi, majd táblázatokban mutatja be a virágzás valódi és számított időpontjait, azok különbségeit három változó kiindulási időpont, de egységesen 6 C° hőmérsékleti küszöbérték alkalmazása esetén. Január 1. kiindulási dátum esetén a valódi és az előrejelzett virágzási dátum között 11—13% volt az eltérés. Március 1., illetve a 20 cm-es mélységben a talajfagy felengedésének időpontjától kiindulva az eltérés 17—20%-ra emelkedett. A szerző vizsgálatai szerint április 1-től az almavirágzásig terjedő időszak hossza és a csillagászatilag lehetséges valamint a tényleges napfénytartam különbsége igen szoros ($r = 0.97$) korrelációt mutat. Ahányszor e napfénytartam különbség 10 órával nő, annyiszor 1 nappal késik az alma virágzása.

A továbbiakban — keresve az almavirágzás dátumának előrejelzési lehetőségeit — több korábban közölt módszert próbált ki, értékelve azok beválási valószínűségeit. Eredményként megállapítja, hogy a meteorológiai és a fenológiai adatok kombinálásával együttjáró nehézségek elkerülhetők, ha a fenológiai előrejelzést kizárólag a fenológiai fázisokra alapozzuk. Erre különösen a fejlődési szakaszok alkalmasak, mivel ezek tartama lényegesen kisebb mértékben ingadozik mint a fejlődési fázisok naptári dátumai.

Hoffmann ezután gyakorlati célokra megfelelő pontosságú, egyszerű módszert ismertet, amely szerint egy kiindulási fázistól, az azt követő fejlődési szakaszok átlagos időtartamainak hozzáadásával közelíti meg az előrejelzendő fázis dátumát. E módszer megbízhatóságát tekintve területi prognózisok készítésére alkalmas.

Három, az előrejelzendő fázissal lehetőleg szoros korrelációban levő fejlődési fázis alapján, a többszörös regresszió segítségével a szerző meghatározta az almavirágzás időpontját. Hangsúlyozza, hogy tavasszal az idő előrehaladásával a számítások megismételhetők, s ily módon növelhető a prognózis beválási százaléka. Példaként e módszerrel Drezda—Wahnsdorfra a korai fűz virágzás, a korai burgonya ültetés és a fehér bokrétafa lombosodás dátumok alapján az almavirágzás időpontját 87%-os pontossággal határozta meg. Amikor későbbi fázisokat választott a beválási százalék 90 százalékra emelkedett. A szerző felhívja a figyelmet arra, hogy ez a módszer csak megfelelő hosszúságú fenológiai adatsorok birtokában alkalmazható. A bemutatott regressziós egyenletek szigorúan véve csak a megfigyelés helyére érvényesek, azonban orográfiailag nem nagyon tagolt vidéken, ahol a fenológiai fázisok évi megjelenési dátumainak különbségei sem túlságosan nagyok, a prognózis érvényessége területileg kiterjeszthető.

A tanulmány utolsó fejezete a késő tavaszi fagyok gyümölcstermesztési vonatkozásait tárgyalja, április—május hónapokban majd külön az alma virágzásának időszakában. Az alma virágzásának időszakában a fagygyakoriságokat a virágzás kezdete előtti 10-ik naptól a virágzást követő 15-ik napig, tehát egy 25 napos periódusra számította ki és értékelte.

A szerző összefoglalásul megállapítja, hogy erdővidékek, mélyebben fekvő területek és 400 méternél magasabb helyek, intenzív gyümölcstermesztésre nem alkalmasak.

Hoffmann kitűnő munkájának olvastán meggyőződésünk, hogy a többszörös regressziós előrejelzési módszert érdemes lenne hazai megfigyelési anyagon is kipróbálni. Érdeklődő szakembereink számára a tanulmány végén felsorolt — és nagyobbára fel is használt — 115 szakirodalmi utalás értékes tájékoztatásul szolgálhat a termőhelykutatás és a gyümölcsfenológiai prognózisok kérdéseiben.

Szakály József

KRÓNIKA

BERÉNYI DÉNES 1900—1971



Berényi Dénes, a Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékének volt tanszékvezető professzora, a mezőgazdasági tudományok kandidátusa, életének 72. évében, 1971. november 30-án elhunyt.

A magyar meteorológiai tudomány kiváló tudósát, kutatóját, szervezőjét vesztettük el benne. Nevét, tudományos munkásságát országhatárainkon túl is jól ismerték. Életútja nem volt zökkenőmentes, de kitartó szorgalma, szakmaszeretete átsegítette a nehézségeken.

A Kossuth Lajos Tudományegyetem Tanácsa, oktatói, a meteorológiai tudományos élet dolgozói, barátok és tanítványok 1971. december 9-én nagy részvéttel vettek búcsút *Berényi Dénestől*.

1920-ban került a debreceni egyetemre hallgatónak, ahol 1926-ban középiskolai tanári oklevelet, majd 1927-ben bölcsészdoktorátust szerzett. Ekkor egyetemi tanársegéddé nevezték ki, s ettől kezdve hivatásszerűen meteorológiával és agrometeorológiával foglalkozott haláláig.

Az új világ hajnalán azonnal kezdte a munkát, mert indítani kellett a felszabadult területek meteorológiai megfigyeléseit. A Nemzeti Kormány Budapestre költözéséig az Országos Meteorológiai Intézet Debrecenben működött *Berényi Dénes* vezetésével. 1949-ben a debreceni egyetem Természettudományi Karának megalakulásakor, az akkor már neves Meteorológiai Intézet önállósult, s 1951 óta mint az egyetem Meteorológiai Tanszéke működött. Ekkor nevezték ki tanszékvezető egyetemi tanárrá. 1971-ben vonult nyugalomba, 40 évnél hosszabb kutatói és egyetemi oktatói tevékenysége alatt tehetséges utódokat, kutatókat és oktatókat nevelt. 1952-ben kapta meg a mezőgazdasági tudományok kandidátusa fokozatot. Az Ő nevéhez fűződnek az első debreceni időjárási térképek, a pilotmérések, a meteorológiai állomás obszervatóriummá fejlesztése, a tiszántúli agrometeorológiai és fenológiai hálózat újjáteremtése. Széles körű, külföldön is értékelt tudományos eredményei nemcsak önmagukban jelentősek, szellemi és tudományos egyénisége teremtette meg a debreceni agrometeorológiai iskolát. Sok pályatársa, kollégája kialakult, kész intézménybe lépett, míg neki magának kellett létrehoznia intézetét, tanszékét, kialakítania a szervezeti, oktatási kereteket, és megteremtenie a kutató és oktató munka eszközeit. A tanszéki könyvtár fejlesztése is az Ő elévülhetetlen érdeme. De mindezeken felül sokat, mérhetetlenül sokat tett a mindennapok apró munkájában is.

Aktív társadalmi és tudománypolitikai tevékenységet fejtett ki az egyetemen, különböző tudományos társaságokban, akadémiai bizottságokban. A Természettudományi Karnak 1958-tól 1962-ig dékánja volt. Oktató-nevelő és tudományos munkáját több, mint 4 évtizeden keresztül, magas színvonalon, hozzáértéssel látta el. Emberségéért hallgatói szerették, tisztelték. Munkásságáért méltán kapta meg az Oktatásügy Kiváló Dolgozója kitüntetést, a Minisztertanácstól a Munka Érdemrendet, a Magyar Meteorológiai Társaságtól a „Steiner Lajos" emlékérmet.

Tudományos érdeklődése kezdettől fogva a meteorológia és annak a mezőgazdasággal való kapcsolata felé irányult. A lehetőségekhez alkalmazkodó, ugyanakkor a gazdasági igényeket is kielégítő helyes témaválasztás, a korszerű eszközök, önálló módszerek alkalmazása, emellett széles körű irodalmi tájékozottság jellemzik hosszú és eredményes kutatói munkáját. Kutatómunkája első szakaszában országosan vizsgálta az időjárási elemek, elsősorban a hőmérséklet és a csapadék hatását a terméseredményekre. A meteorológiai statisztika korszerű módszereit alkalmazva a hazai szakirodalomban először használta fel következtetéseihez a növényfejlődés szempontjából kritikus

éghajlati értékek bekövetkezésének területi valószínűségét. A mikroklíma-kutatásban leszűrt tapasztalatai az *Aujeszky Lászlóval* és *Béll Bélával* közösen írt Mezőgazdasági Meteorológia című kézikönyv III. részében, újabban pedig a német nyelven kiadott Mikroklimatologie című alapvető munkájában és 200-nál több publikációjában jelentek meg. E cikkek, tanulmányok, könyvek őrzik nevét, alkotói szellemét. Így nő át a jövőbe az időhöz kötött ember, így emeli ki az alkotót az időből alkotása. *Berényi Dénes* a hivatását beteljesítő ember nyugalmával nézhetett szembe a halállal.

Halála a magyar tudományos életben, az oktató és ismeretterjesztő munkában nagy veszteséget jelent.

A kollégák, a barátok, a tanítványok nevében tisztelettel és szeretettel emlékezünk a körünkből eltávozott *Berényi Dénesre.*

Justyák J.

*

AZ MMT AGROMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYÁNAK ÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztálya 1972. február 17-én előadói ülést tartott. *Szakály József* az MMT főtitkára — az előadóülés elnöke — bejelentette, hogy az Agrometeorológiai Szakosztály egy előadássorozatot indít, amely az agrometeorológia egy-egy területének átfogó ismertetését adja az új kutatási eredmények tükrében. A sorozat első előadását *Varga-Haszonits Zoltán*, az OMSZ Központi Előrejelző Intézetének igazgatóhelyettese „Az agroklimatológiai analízis alapelvei és módszerei" címmel tartotta. Bevezetőjében elhatárolta az agroklimatológiát az agrometeorológia többi területétől. Az ökológia alapegyenletéből kiindulva, bizonyos egyszerűsítő feltételeket figyelembe véve, egy olyan általános modellt mutatott be, amely alkalmas az agroklimatológiában fölmerülő problémák jelentős részének megválaszolására, nevezetesen az időjárás és a növényfejlődés, valamint az időjárás és a termés mennyisége és minősége közötti összefüggés vizsgálatára. Az előadás második felében sor került a „modell módszer" gyakorlati interpretálására. Az előadó bemutatta az őszi búza fenológiai fázisai és a különböző meteorológiai paraméterek közötti összefüggést. A példából világosan kitűnt az összefüggések felismeréséhez vezető út is, alátámasztva a „modell módszer"-ről korábban mondottakat. A probléma megoldásában a statisztikai módszerek alkalmazása nagy segítséget jelentett, s egyben rávilágított a matematikai statisztika újabb területeken való térhódítására is.

A nagy figyelemmel kísért előadást élénk vita követte, *Bódis Ferenc, Erdős László, Major György, Szakály József* és *Szuróczky Zoltán* szólaltak fel.

Bozó P.

A XII. METEOROLÓGIAI VILÁGNAP

alkalmából 1972. március 22-én 14 órakor *Dési Frigyes*, az OMSZ elnöke sajtófogadást adott. Tájékoztatta a megjelent újságírókat „A meteorológia és az ember környezete" című program keretébe illő magyar meteorológiai kutatásokról.

Az embernek természeti-társadalmi környezetét ma világszerte elemzik a kutatók. E korszerű téma fontosságát — mondotta — az a tény támasztja alá, hogy szinte minden emberi tevékenység kapcsolatban áll a természeti környezettel, s az annak lényeges részét képező légkörrel. Azonban e kapcsolat jellege napjainkban megváltozott, az emberi tevékenység minőségi romlást okozhat és okoz is az emberi környezetben, amelynek védelmére nemzetközi szintű kutatás indult meg. E tevékenység eredményeképpen a WMO a VI. Kongresszusán meghatározott fő programok közül kiemelte a legátfogóbb témát, s jelentőségét hangsúlyozva, a XII. Meteorológiai Világnap témájául választotta.

A bevezető után a meteorológia különböző alkalmazási területeinek vezető szakemberei számoltak be a programmal kapcsolatos tevékenységükről, eredményeikről és terveikről. Elsőként *Ambrózy Pálné* a WMO nemzetközi koordináló tevékenységéről beszélt, majd *Ambrózy Pál* ismertette a mesterséges holdak szerepét a kutatási program megvalósításában. *Czelnai Rudolf* a számítógépes adatfeldolgozás jelentőségéről számolt be, *Péczely György* a Föld éghajlatának várható alakulásáról, *Bodolai István* az ember és környezete program prognosztikai vonatkozásairól tájékoztatott. Ezt követően *Kozák Béla* az urbanizáció éghajlati hatásának vizsgálatáról, *Szepesi Dezső* pedig a levegőtisztaság-védelmi tevékenységről és a városok levegőminőségének tervezéséről adott átfogó képet. Végül *Antal Emánuel* a mezőgazdasági vízgazdálkodás környezetmódosító hatásáról, az öntözés-meteorológiai kutatásokról beszélt. A szakmai beszámolók után az újságírók több kérdést tettek fel, különösen a városklíma-tervezések és a hidrometeorológiai kutatások keltettek nagy érdeklődést.

A Magyar Meteorológiai Társaság a XII. Meteorológiai Világnapon az OMSZ kultúrtermében rendezett ünnepi ülést, amelyen *Bacsó Nándor* tszv. egyetemi tanár, a társaság Tudományos Tanácsának tagja „A meteorológia és az ember környezete" című előadásában vette számba a környezeti ártalmakat, azok csökkentésének lehetőségeit, különös tekintettel azokra, amelyek meteorológiai jelenségekkel vagy folyamatokkal kapcsolatosak.

A szépszámú hallgatóság ezt követően nagy érdeklődéssel tekintette meg a Meteorológiai Világszervezettől kölcsönzött három szakmai filmet.

Békeffy J. — Szakály J.

WAGNER RICHÁRD 1905—1972



1972. április 1-én hosszas betegség után elhunyt *Wagner Richárd* a Szegedi József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Intézetének tanszékvezető egyetemi tanára. Halálával a hazai mikroklíma kutatás rendkívül tevékeny, tudományos koncepciókban gazdag, sokoldalú egyénisége távozott körünkből, aki élete végéig, még súlyos betegen is az alkotómunka belső feszültségében égve, az ötletek és gondolatok sokaságával buzdította munkatársait a talajközeli légtér fizikai folyamatainak megismerésére. Jóllehet, ötleteinek gazdagsága, nagyszabású tudományos elképzelései sokszor meghaladták a megvalósításhoz rendelkezésére álló lehetőségeket, ennek felismerése azonban sohasem szegte kedvét, hanem töretlen lelkesedéssel, munkatársait magával ragadó fiatalos lendülettel haladt előre kitűzött programjának megvalósításában. Mint egyetemi oktatónak is elsősorban ez a lelkesíteni tudás és szűkebb szakterületének megszerettetése jellemezték több évtizedes tevékenységét. Volt tanítványai ma is szívesen emlékeznek vissza azokra a feszültelen hangulatú kötetlen beszélgetésekre, amelyekre órái alatt oly gyakran került sor, s még inkább azokra a tudományos eszmecserékre és emelkedett vitákra, amelyek az általa szervezett nyári mikroklíma-mérések során programszerű napirendként szerepeltek.

Wagner Richárd 1905. március 21-én született Kecskeméten. Egyetemi tanulmányait 1924—1929 között Szegeden végezte, majd az 1929/30-as tanévben ösztöndíjjal Münchenben képezte tovább magát, ahol az egyetemen *Geiger* professzor mikroklimatológiai előadásait hallgatta, s a Bajor Meteorológiai Intézet (Bayerische Landeswetterwarte) munkatársaként a meteorológia különböző ágazataiban, elsősorban a szinoptikában mélyítette el ismereteit.

Tanulmányútjáról hazatérve megszerezte egyetemi doktori oklevelét és a Szegedi Egyetem Földrajzi Tanszékén kapott tanársegédi állást. Erre az időre esik a tanszék meteorológiai obszervatóriumának létrehozatala, amelynek szakmai felügyeletét, de az észlelési munkák jelentős részének végzését is a fiatal tanársegédre bízza a tanszék vezetője. *Wagner Richárd* nagy lelkesedéssel tesz eleget megbízatásának, széles körű mérési programot tervez és valósít meg, s megszervezi a megfigyelési anyag folyamatos publikálását is. A Szegedi Alföldkutató Bizottság támogatásával hamarosan sor kerül egy dél-alföldi speciális agrometeorológiai állomáshálózat létrehozatalára (1932). E tudományos szervező munkába szintén bekapcsolódott, s szinoptikai ismereteinek birtokában arra is vállalkozhatott, hogy az egyetem támogatásával 1932—34. között naponkénti szinoptikus térképeket szerkesszen és analizáljon, s az Alföld déli részére helyi prognózisokat adjon ki.

A dél-alföldi regionális meteorológiai központ e biztató kifejlődését azonban a gazdasági nehézségek néhány évi működés után elsorvasztották. *Wagner Richárd*ot egyetemi oktatómunkája mind jobban igénybe vette (a klimatológián kívül csillagászati földrajzot és térképészetet is oktatott), ugyanakkor megjelennek első tudományos dolgozatai a magyar alföld szélviszonyairól és az európai ciklonpályákról. Szélmonográfiájára *Róna Zsigmond* is felfigyel, s 1931-ben az „Időjárás"-ban részletesen ismertette és méltatta. 1942-ben jelent meg a „Világegyetem és a Föld" c. tankönyve, amely ugyan elsősorban csillagászati földrajzi ismeretanyagot közöl, de számos meteorológiai vonatkozása alkalmassá tette arra is, hogy a geográfus egyetemi hallgatók ilyen irányú ismereteit megalapozza.

Meteorológiából 1946-ban szerzett magántanári képesítést, s ettől kezdve rendszeresen tartott előadásokat a leíró éghajlattan, repülésklimatológia és mikroklimatológia köréből. 1952-ben nevezték ki egyetemi tanárnak, majd a következő évben megalakult Éghajlattani Tanszék vezetője lett. Az önálló Éghajlattani Tanszék létrehozatala biztosította azután azt, hogy a mikroklíma kutatással kapcsolatos régebbi terveit valóra válthassa. A különböző növényállományok és jellegzetes terepformák módosította helyi éghajlat kutatására nagyszabású mérőexpedíciókat szervezett, s közben igen gyakran műszertani problémák megoldásán is munkálkodott. Ugyanakkor számos, e kutatásokkal összefüggő elvi kérdés is foglalkoztatta, ezek köréből „A táj és a légkör", „Az éghajlat fogalmáról" és „A táj fogalma" c. tanulmányait említjük meg.

Mikroklíma kutatásai két probléma köré összpontosultak. Egyik kedves témája az erdők mikroklíma körzeteinek feltárása, tipizálása és a növény-társulásokkal való kapcsolatának tisztázása volt. Vizsgálatai adatanyagát zömmel a Bükk-fennsíkon szervezett mérőexpedí-

ciók szolgáltatták, ezek alapján dolgozta ki a mikroklíma térségek térképezésének módszereit. Felismerve a mikroklimatológia mezőgazdasági jelentőségét, részletes programot dolgozott ki a rizsföldek mikroklímájának feltárására, az árasztóvíz hőmérsékletének alakulása és a rizsállományt károsító bruzone megbetegedés közötti kapcsolatot kutatta. E vizsgálatai során leszűrt tapasztalatok hathatós segítséget nyújtottak a hazai rizstermesztés biztonságának fokozásához. Ebből a témakörből írott értekezése alapján nyerte el 1967-ben a tudományok doktora fokozatot.

Távolról sem teljes az a kép, amit *Wagner Richárd* tudományos munkásságáról felvázoltunk. Nem említettük itt a repülésklimatológia köréből írott tanulmányait, nem szóltunk munkahelyi mikroklíma vizsgálatairól, s a többek belsejében lejátszódó fizikai folyamatokat tisztázó értekezéseiről. Ezek helyett röviden értékeljük tudományos közéleti tevékenységét. A Magyar Meteorológiai Társaságnak 1929-től volt tagja, évtizedeken át választmányi tag és a Társaság Tudományos Tanácsának tagja. Kezdeményezésére és meghívására került sor a Társaság első vidéki vándorgyűlésére Szegeden 1955-ben, ez a forma azóta is él és hathatósan segíti a meteorológiai közműveltség emelését. Másfél évtizeden át elnöke és lelkes mozgatója volt a Társaság szegedi csoportjának. A Magyar Tudományos Akadémia Meteorológiai Bizottságának 1960 óta volt tagja, s különösen sokat tevékenykedett az oktatási albizottságban, amelynek az utóbbi két évben elnöke volt. 1959 óta szerkesztette a Szegedi Egyetem kiadásában megjelenő „Acta Climatologica"-t, amely belső tartalmában és külső kivitelében egyaránt nemzetközi színvonalú publikációs fórummá emelkedett. E kiadvány gondozása különösen szívügye volt, az utolsó kötet sajtó alá rendezését már súlyos betegen végezte. Jelentős munkát végzett, mint a távlati tudományos fejlesztési terv koordináló bizottságának tagja, e mellett a Szegedi Egyetem Földtudományi Szakbizottságának elnökeként összefogta az egyetem földtudományi kutató- és oktatómunkáját.

Tavaly ősz óta küzdött a szervezetét megtámadó kórral, élni akarása, a gyógyulásba vetett hite, tanszékével és tudományos munkájával való állandó kapcsolata erősítették meg a fájdalmak elviselésére. Halála előtt néhány nappal látszólagos javulás következtében állapotában s ezt kihasználva, hosszú idő után először, egész napját tanszékén töltötte, a jövő évi kutatási tervek és a nyári mérési program megbeszélésével, majd délután még a Meteorológiai Társaság szegedi szakosztályának ülésén elnökölt. Bár ismertük állapotának súlyosságát, hinni akartuk, hogy szervezete immár győzedelmeskedik a betegségen. A búcsúzáskor mondott bizakodó szavai megerősítettek ebben. Négy nap múlva halott volt.

Április 7-én kísértük utolsó útjára az Egyetem aulájában felállított ravatalától a város által adományozott díszsírhelyre. Temetésén az Egyetem Tanácsa, professzori kara, tanítványai, tisztelői népes serege rótták le kegyeletüket, s elbúcsúztattuk Őt az Országos Meteorológiai Szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság nevében is.

Emlékét kegyelettel megőrizzük.

Péczely Gy.

*

A KOZMIKUS METEOROLÓGIA TÉMÁINAK TANULMÁNYOZÁSA A SZOVJETUNIÓBAN

A szocialista országok közötti együttműködés keretében folyó kozmikus meteorológiai kutatások tanulmányozására *Borbély Edit* tudományos csoportvezető két hetet töltött a Szovjetunióban, 1971 szeptemberében.

A tanulmányút célja a Kozmikus Meteorológia 3. számú témájában végzett munka kölcsönös ismertetése és a tapasztalatok kicserélése volt. Tárgya a meteorológiai elemek mezejének és az alsó ionoszférának a vizsgálata 100 km magasságig, a jelenségeket befolyásoló tényezők kapcsolata, valamint ezeknek az atmoszféra különböző rétegeire való hatása. A fő téma 4 ágazatra oszlik, ebből a magyar munkacsoport két altémával foglalkozik, amelyek a következők:

3.1. Az évszakos átváltódás periódusainak, valamint a változásokat kialakító tényezőknek a vizsgálata.

3.3. Az egyenlítői zóna periodikus cirkulációs ingadozásainak kutatása a sztrato- és mezoszférában, és ennek kapcsolata más szélességeken megjelenő cirkulációs jelenségekkel.

A Kozmikus Meteorológia 3. témájával a CAO Légkörfizikai Osztálya foglalkozik. Vizsgálataik elsősorban az M-100-as rakétával végzett mérések adatainak fizikai és meteorológiai analízisére irányulnak. A rakétás mérések már évek óta folynak a Szovjetunióban. Általában hetenként egyszer végeznek felszállásokat, meghatározott időnként azonban, pl. az átváltódási időszakban, többször. A kontinensen két állomásuk van, az egyik Heiss szigetén, a másik pedig Volgográdban, ezenkívül 4 kutatóhajó, amelyek részben az Indiai-óceánon, részben pedig ettől délebbre egészen az Antarktiszig terjedő vonal mentén helyezkednek el. Így lehetőségük van arra, hogy az Északi-sarktól egészen a déli pólusig metszetet készítsenek, és mindkét félteke viszonyait figyelemmel kísérjék.

A szovjet kollégák a munkamegbeszélés mellett kulturális programról is gondoskodtak. Egyik alkalommal az archangelszki kastélyba tettünk kirándulást, egy másik alkalommal a

város nevezetességeivel ismertettek meg. Megtekintettük továbbá a moszkvai balett-társulat egyik előadását is a Kreml kongresszusi palotájában.

Borbély E.

*

A WMO VI. RÉGIÓJÁNAK SUGÁRZÁSI MUNKACSOPORTJA

1972. márc. 14. és 16. között tartotta ötödik ülését Bejrutban. A megbeszélésen a következő országok képviselői vettek részt: Anglia, Belgium, Svájc, Jugoszlávia, Nyugat-Németország, Libanon, Írország, Magyarország, Franciaország és Svédország. A munkacsoport elnöke a belga *R. Dogniaux* volt.

Az ülés első napirendi pontja az 1969-ben és 1970-ben tartott regionális és nemzetközi összehasonlítások eredményeinek kiértékelése és megnyitása volt. A munkacsoport ajánlással fordult a CIMO Sugárzási Munkacsoportjához, hogy az 1956-ban elfogadott Nemzetközi Pirheliometrikus Skálát ne az eddigi módon definiálják (pillanatnyilag még a svéd alapműszer a skálahordozó). A munkacsoport az említett CIMO munkacsoporttól azt is kérte, ajánljon szabványos eljárást arra, miként veendő figyelembe pirheliométerek összehasonlításakor a cirkumszoláris sugárzás. Ennek mérésére műszer kifejlesztését tartotta szükségesnek a munkacsoport.

A további napirendi pontok közül érdemes kiragadni azt, amely során az érintett tagországok figyelmét arra hívta fel az ülés, hogy a mediterrán országok sugárzás- és napfénytartammérő hálózata olyannyira ritka, hogy ezen napfényben gazdag területről annyi adat sincs, amely alapján pontosan fel lehetne mérni a napenergiával működő ipari vagy egyéb létesítmények várható gazdaságosságát.

A tagországok közötti adat- és információcsere, valamint a segítségnyújtás lehetőségeinek megvitatásával fejeződött be az ülés.

A Libanoni Szolgálat lehetővé tette, hogy a résztvevők megismerkedjenek az ország néhány tájával és műemlékével.

Major Gy.

*

A WMO HIDROLÓGIAI BIZOTTSÁGA

1972. április 2. és 17. között tartotta IV. ülését Argentína fővárosában, Buenos Airesben. Az Országos Meteorológiai Szolgálatot *Antal Emánuel* tudományos osztályvezető, az Országos Vízügyi Hivatalt pedig *Starosolszky Ödön* főosztályvezető helyettes, mint delegációvezető képviselte.

Az ülést *E. G. Popov* professzor, a bizottság elnöke nyitotta meg, majd *R. A. Bertinotti*, az Argentin Meteorológiai Szolgálat főigazgatója üdvözölte a résztvevő országok képviselőit, és elmondta, hogy a bizottság ülése egybeesik az Argentin Meteorológiai Szolgálat fennállásának 100 éves évfordulójával. A WMO képviseletében *Nemec* professzor adta át *Davies* főtitkár üdvözletét a centenáriumát ünneplő szolgálatnak. Emlékeztette a résztvevőket a VI. Kongresszus határozataira, miszerint fokozni kell a WMO tevékenységét a hidrológia területén, majd röviden áttekintette az ember és környezete programban végzett munkát, ami az 1972-es Meteorológiai Világnap fő témája volt. Kiemelte a WMO és más nemzetközi szervek együttműködését, hangsúlyozva az UNESCO-val a Nemzetközi Hidrológiai Dekád keretében kifejtett együttes munka jelentőségét.

Az ülés munkájában 30 ország mintegy 100 küldötte vett részt, de képviseltette magát az ENSZ Latin-Amerikai Gazdasági Bizottsága, az UNESCO, az Egészségügyi Világszervezet, a FAO, a Nemzetközi Hidrológiai Szövetség és a Nemzetközi Talajtani Társaság.

A tisztújítás során a bizottság elnöke ismét *E. G. Popov* professzor (Szovjetunió) lett, míg alelnökként a kanadai *R. H. Clark* került megválasztásra.

A bizottság a következő napirendi pontokat tárgyalta meg, ill. határozatokat és ajánlásokat hozott: a Guide és a Technikai Szabályzatok; a hidrológiai hálózati terv; a műszerek és megfigyelési módszerek; adatgyűjtés, adatközlés, adattárolás és adatvisszakeresés; hidrológiai előrejelzés; a WWW hidrológiai aspektusai; hidrológiai térképezés; a környezeti problémák jelentősége a bizottság hatásterületén; oktatás és gyakorlat; technikai együttműködés; hidrológiai adatok projectek számára; regionális együttműködés; együttműködés más nemzetközi szervekkel; terminológia, publikáció, szimpoziumok; tudományos előadások és vitaülések; a bizottság előzetes határozatainak és javaslatainak, valamint az adminisztratív bizottság javaslatainak megtárgyalása; munkacsoportok és tisztségviselők választása.

Az Argentin Kormány és a Meteorológiai Szolgálat meghívására a bizottság tagjai hajókiránduláson a La Plata deltáját, egy másik alkalommal La Plata város híres természettudományi múzeumát tekintették meg.

Antal E.

*

JÉGESŐ-KUTATÁS ÉS JÉGESŐ-ELHÁRÍTÁS OLASZORSZÁGBAN

címmel *Wirth Endre*, a Központi Légkörfizikai Intézet tud. osztályvezetője 1971. december 2-án az MMT-ben előadást tartott. Az ülést *Zách Alfréd*, az MMT társelnöke nyitotta meg.

Wirth E. előadásában szakmai beszámolót és szép diaképekkel illusztrált élménybeszámolót tartott, majd összefoglalta a jégeső-képződésre vonatkozó felhőfizikai kutatás jelenlegi nem-

zetközi eredményeit is. A sok részletre kiterjedő ismertetésben az időjárástudományok különböző részterületeit fogta át: a légköri aeroszol-részecskékkel és felhőelemekkel foglalkozó mikrofizikától az időjárási radarral végzett mezoszinoptikai vizsgálatokon keresztül a nagyterű időjárási képződményekkel foglalkozó makroszinoptikáig. Ezáltal a hallgatóság megismerkedhetett az időjárás befolyásolására vonatkozó kutatások komplex jellegével.

Az előadó részletes szakmai beszámolója a különböző olasz intézetekben végzett kutatómunkájáról szólt:

1. a légköri aeroszolban található ferromágneses részecskék jégképző tulajdonságainak vizsgálatáról,
2. a jégeső komplex tanulmányozásáról a Verona melletti Trissinóban (mikrofizikai, mezoszinoptikai, aerológiai és makroszinoptikai paraméterek közötti kapcsolat),
3. a mesterséges jégkristályok esési sajátosságait vizsgáló kísérletekről.

Ezek után a nagy hagyományokkal rendelkező olasz felhőfizikai kutatások nyomán most kifejlődő tudományos megalapozottságú jégeső-elhárításról hallottunk. A Pó-síkságon ugyanis egy nagyságrenddel nagyobb károkat okoz a jégeső, mint hazánkban. Már eddig is sok intézmény foglalkozott elhárítási kísérletekkel, de módszerük elve eltér a sikeres szovjet módsze rtől, hatékonyságuk pedig nem bizonyított. — Ezért van szükség a korszerű olasz jégeső-elhárítás megszervezésére.

Az előadás befejező részében Verona, Bologna, Róma és Firenze hangulatos szép utcáit, tereit és épületeit bemutató színes diaképeket láttunk.

Bónis K.

*

AZ MMT VÁLASZTMÁNYI ÜLÉSE

1971. december 9-én tartotta negyedik negyedévi ülését a Magyar Meteorológiai Társaság.

Zách Alfréd elnöki megnyitójában röviden megemlékezett a nemrég elhunyt *Berényi Dénes* professzor életéről és munkásságáról, aki hosszú éveken át az MMT Tudományos Tanácsának tagja is volt.

A következőkben *Bacsó Nándor* a nívódíjbizottság határozatát ismertette, amelyet a választmány egyhangúlag elfogadott. Ezek után a főtitkár az 1972. évi munkaterv vázlatát ismertette, kiemelve a MTESZ 1972. évi közgyűlését, amelyen az alapszabályok kisebb módosítására kerül sor. A XII. Meteorológiai Világnap témája, nagy jelentőségére való tekintettel, ismételten az „Ember és környezete" lesz. Érdekesnek ígérkezik a levegőtisztasági szimpozium is, amely szeptemberben kerül megrendezésre. A program megvitatása során *Béll Béla* felhívta a figyelmet a modern meteorológia eddig még kevésbé ismert területeire is, többek között a rádiómeteorológiára. *Zách Alfréd* kiemelte a balatoni viharjelzés jelentőségét, és ezzel kapcsolatban egy ankét megrendezését javasolta.

Az 1972. évi költségvetési javaslatot a választmány elfogadta, majd áttértek a folyó ügyek tárgyalására. A jelenlevők igen fontosnak tartották a meteorológia népszerűsítésére tett javaslatokat és a felsorolt témákkal egyetértettek. *Zách Alfréd* beszámolt az ógyallai obszervatórium 100 éves fennállásának ünnepségeiről, majd befejezésül *Ábrányi Andort* a Magyar Meteorológiai Társaság tagjai sorába felvette.

Lépp I.

*

TÁVELŐREJELZÉSI TANULMÁNYÚT A NÉMET DEMOKRATIKUS KÖZTÁRSASÁGBAN

A szocialista országok közötti tudományos együttműködés keretében *Róth Renáta* a KEI Távelőrejelző Osztályának tud. munkatársa 1971. december 8—15. között tanulmányúton vett részt az NDK-ban. Három napot a potsdami Időjáráskutató Intézetben töltött, ahol konzultációk során a középtávú, 4—5 napos előrejelzések fizikai-statisztikai módszereit és azok eredményeit ismerte meg. Az intézet munkájának igen fontos része az előrejelzések beválásának folyamatos kiértékelése és beválások alapján módszereik korrigálása, illetve továbbfejlesztése. Az analóg makroszinoptikus helyzetek kiválasztását számítógép végzi, aminek megvalósítása a magyar távprognosztikában is igen jelentős lépés lenne. Egy alkalommal résztvett a középtávú előrejelzés elkészítésének teljes folyamatában. Tanulmányozta még a hosszabbtávú (egyhavi) — egyelőre kísérleti jellegű — előrejelzések ugyancsak statisztikai módszerét és e módszerrel elért eredményeket. Látogatást tett a lipcsei Meteorológiai Szolgálatnál is, ahonnan az előrejelzéseket — a Potsdamból kapott középtávú előrejelzéseket is — a különböző népgazdasági szerveknek továbbítják. E kapcsolat a népgazdasági szervekkel igen kiterjedt és szemmel láthatóan nagy az igény mind a közép-, mind a rövidtávú prognózisok, valamint a veszélyes időjárási helyzetekben történő riasztások iránt.

Róth R.

*

AZ RGMT VIII. ÜLÉSE

A szocialista országok meteorológiai és hidrometeorológiai szolgálatainak telekommunikációs csoportja 1972. március 7. és 14. között tartotta meg nyolcadik munkaértekezletét Varsóban. Az értekezleten az európai szocialista országok küldöttein kívül a Mongol Nép-

köztársaság delegátusa is részt vett. A magyar szolgálatot *Lépp Ildikó* tudományos főosztályvezető képviselte.

A jelenlevőket a lengyel hidrometeorológiai szolgálat nevében *S. Rafalowski* igazgatóhelyettes üdvözölte. Beszédében kihangsúlyozta, hogy a modern megfigyelési és mérési technikát, valamint a számítógépeket a meteorológiában csak akkor lehet kihasználni, ha az adatokat és a számított értékeket nemcsak regionális szinten, hanem világméretekben is kicserélik, és mindig a legmodernebb távközlési tecknikát alkalmazzák. Az RGMT feladata most az, hogy ezt az új távközlési rendszert a szocialista országok között mind technikailag, mind szervezetileg a lehető legjobban alakítsa ki.

A következőkben *W. Cudny*, az RGMT elnöke foglalta össze az új távközlési rendszer még meg nem oldott technikai és szervezeti problémáit, amelyet meg kell tárgyalni. Felhívta a figyelmet a WGMT-X határozataira, és kiemelte azokat, amelyeket a közeljövőben végre kell hajtani, vagy amelyekben közös állásfoglalást kell kialakítani.

A jelenlevők ezek után áttértek az új távközlési rendszer problémáinak tárgyalására. Ennek során a delegációvezetők beszámoltak az egyes regionális csomópontokban, valamint nemzeti centrumokban végzett munkákról, a végrehajtási terv módosításáról, az első és a második szakaszban megvalósítandó automatizálásról, valamint az új rendszer bevezetése folyamán szerzett tapasztalatokról. A fenti beszámolók alapján minden centrumra és minden vonalszakaszra meghatározták a különböző feladatok végrehajtásának határidejét.

A technikai problémák tárgyalása után igen hosszasan foglalkoztak az IMTNE rendszerről az EMTN rendszerre való áttérés előrelátható nehézségeivel, majd az alfanumerikus és grafikus adatcsere programjának összeállításával kapcsolatos elveket vitatták meg. A programok összeállítása mind technikai okok miatt, mind a számítógépek programozása miatt egyre sürgetőbbé válik.

A jelenlegi IMTNE/SOMS és MOTNE/SOAS rendszer problémáinak tárgyalása után a munkacsoport kiértékelte az 1971 novemberében megtartott távközlési szemináriumot. Foglalkoztak még az RA-VI rendkívüli ülésének telekommunikációs kérdéseivel is, valamint a a következő igazgatói konferencia programjával is. Befejezésül a munkacsoport négy javaslatban foglalta össze azokat a fontos telekommunikációs problémákat, amelyeket a közeljövőben meg kell oldani.

A tárgyalások mindvégig baráti légkörben zajlottak le. A kulturális program keretében a jelenlevők meglátogatták Varsó új városrészeit, majd az újjáépült operaházban megtekintették a „Senator" c. modern operát.

Lépp I.

AZ EURÓPAI RÉGIÓ TÁVKÖZLÉSI MUNKACSOPORTJÁNAK X. ÜLÉSE

A WMO VI. Régiójának Távközlési Munkacsoportja 1972. február 15. és 23. között tartotta meg X. ülését Párizsban, az ICAO európai székházában. Az ülésen 39 küldött vett részt, beleértve az I., II. és IV. régió, valamint a IATA és az ICAO képviselőit is. A WMO Titkársága részéről *H. A. Bari* és *J. Van Egmond* segítették elő a Munkacsoport nehéz és szerteágazó munkáját. A magyar szolgálatot *Lépp Ildikó* tud. főosztályvezető képviselte.

Az ülést *J. Bessemoulin*, a Francia Meteorológiai Szolgálat igazgatója nyitotta meg. Beszédében hangsúlyozta, hogy a főtörzsvonalnak a Washington—Moszkva közötti szakasza a globális telekommunikációs rendszer egyik legfontosabb része, és több mint regionális ügy. A tervek végrehajtásának határideje közeledik, a Munkacsoport eddig is igen aktívan vett részt a tervek kidolgozásában és végrehajtásában, de most, és az elkövetkező években még nagyon komoly munkát kell végezniük a rendszer teljes és biztonságos üzemeltetése érdekében.

A következőkben *M. Sonnet* (Franciaország), az RA-VI Távközlési Munkacsoportjának elnöke tartotta meg beszámolóját. Ismertette az előző ülés óta elvégzett munkát, majd kiemelte azokat a technikai és szervezési problémákat, amelyeket ennek az ülésnek meg kell oldania. A beszámolót a jelenlevők a megfelelő témakörök tárgyalásánál vitatták meg.

A tárgyalások két csoportban folytak. A telekommunikációs eljárásokkal foglalkozó kérdéseket *E. J. Bell* (Anglia), a programok előkészítését pedig *A. Jeannet* (Svájc) elnökletével vitatták meg a jelenlevők.

Ezek után a főtörzsvonalon levő centrumok, valamint a régió más távközlési csomópontjainak és a regionális fővonalon levő nemzeti centrumoknak a képviselői számoltak be az új távközlési rendszer terveinek végrehajtásáról, majd a határidőket egy diagramon összesítették. Kitűnt, hogy bizonyos időeltolódások mutatkoznak az eddigi tervekhez viszonyítva. Ennek részben technikai részben anyagi háttere van, de a végső határidőt ez nem befolyásolja.

A következőkben a nagy-, és középsebességű adás próbaüzemeltetéséről számoltak be mindazok, akik e téren már bizonyos tapasztalatokat szereztek. Az eredmények általában kielégítőek voltak, de számos nehézség is adódott, amelynek alapján nyilvánvalóvá vált, hogy az eljárásmódot a legkisebb részletekig egységesíteni kell, és a centrumok között további koordinációra van szükség.

A továbbiakban a munkacsoport igen részletesen tárgyalta azokat a meteorológiai telekommunikációs eljárásokat, amelyek a Globális Telekommunikációs Rendszerre érvényesek, de az alkalmazásuk során kitűnt, hogy

bizonyos módosításokra és kiegészítésekre van még szükség. A VI. Régióban elfogadott előírásokat a CBS (Commission for Basic System) elé terjesztik, javasolva annak világméretű alkalmazását.

A munkacsoport egyik legfontosabb feladata a program összeállítása volt. A különböző igényeket, kötelezettségeket és szempontokat figyelembe véve, hosszas vita után az ülés azon a véleményen volt, hogy jelenleg nem nem tudnak egy megfelelő programot összeállítani. A szükséges irányelveket azonban kidolgozták és hat pontban foglalták össze. A fenti problémák megoldását egy szakértői csoportra bízták, amelyben az európai szakasz regionális csomópontjainak, valamint Moszkvának és Washingtonnak a képviselői vesznek részt, és nem később, mint 1972. június első felében összeülnek.

A WGMT-X. ülésén résztvevők négy javaslatot dolgoztak ki; ezek a telekommunikációs eljárásmódra vonatkoznak, valamint a szakértői csoport létrehozását és feladatait tartalmazzák.

A tárgyalások fontossága miatt *R. Schneider*, az RA-VI elnöke is néhány napig részt vett a Munkacsoport ülésein.

Lépp I.

*

KOZMIKUS METEOROLÓGIAI ÉRTEKEZLET KIJEVBEN

A Szovjetunió rendezte meg 1972 márciusában Kijevben a kozmikus meteorológia tudományos témavezetői ülését, amely a 3., 4., 5. és 6. számú témákkal foglalkozott. A témavezetői értekezletet ezúttal első ízben kapcsolták egybe szimpoziummal, amely után még egy napot szenteltek a magnetoszféra kutatására irányuló program megvitatására és kidolgozására.

Az ülésen a következő országok képviseltették magukat: a vendéglátó Szovjetunión kívül a Bolgár, a Magyar és a Lengyel Népköztársaság, a Német Demokratikus és a Csehszlovák Szocialista Köztársaság. Magyar részről *Saikó János* és *Borbély Edit* vettek részt a konferencián.

A megnyitás és a napirend elfogadása után a résztvevő országok témavezetői beszámoltak az elmúlt évben végzett eredményekről, majd ezután a szimpozium előadásai következtek.

A beszámolók alapján megállapíthatjuk, hogy a Szovjetunióban és Lengyelországban általában a rakéták mérési adatainak analízise folyik, a Német Demokratikus Köztársaságban pedig az alsó ionoszféra tartományában végzett mérésekkel kutatják a cirkuláció átváltódásának bekövetkezését. A magyar kutatásokról a 3. számú téma vezetője, *Borbély Edit* tartott előadást, amely a nyomozás- és szélmező vizsgálatával kiegészítve igen jól felhasználható az átváltódás idejének meghatározására.

A szimpozium befejeztével a nemzetközi magnetoszféra-kutatások programját vitatták meg. A kutatások célja a Nap—Föld kapcsolatok tanulmányozása, amelyet komplex mesterséges holdak és rakéták segítségével kívánnak megvalósítani. A program előkészítését, azaz a mesterséges holdak berendezéseinek kidolgozását és felbocsátását a Szovjetunió és a Német Demokratikus Köztársaság végzi.

A szovjet hidrometeorológiai szolgálat gazdag kulturális programról is gondoskodott.

Borbély E.

*

A MMT REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYÁNAK ELŐADÓÜLÉSE

1972. január 13-án a Repülésmeteorológiai Szakosztály ülésén *Kapovits Albert* tud. osztályvezető „A radarral végzett csapadék-becslési kísérletek Magyarországon" címmel előadást tartott.

Előadásának első részében a radarral történő csapadékmérés elméleti és tapasztalati összefüggéseit ismertette. A megfontolások alapján hangsúlyozta, hogy a csapadék mérésére olyan időjárási radart célszerű alkalmazni, amely kevéssé gyengülő hullámhosszon működik és az antenna rendszere által fókuszált elektromos energiát a függőleges síkban keskeny nyalábban sugározza ki.

Ezek után a Ferihegyi repülőtéren elhelyezett BWR-X12 típusú radarral történő csapadék mérés hazai módszerét, kódolt formában történő továbbításának a módját ismertette. A módszer eredményességének megítélésére egy gyenge és egy mérsékelten erős csapadékos időjárási helyzet radar megfigyeléseinek eredményeit mutatta be. A bemutatott két eset alapján is látható volt a jó megegyezés a radarral becsült és a ténylegesen mért értékek között. Az információ gyorsaságát tekintve a radaradatok jelentősége hidrológiai szempontból utolérhetetlen.

A résztvevők igen nagy figyelemmel kísérték az előadást, amely után értékes vita alakult ki.

Lépp I.

*

100 ÉVES A MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG

A magyar geográfusok már 1971-ben megünnepelték a Magyar Földrajzi Társaság fennállásának 100. évfordulóját. Jó okuk volt rá. Annak ellenére ugyanis, hogy a Társaságot 1872. május 12-én alapították, a centenáris ünnepségek az általános szokástól eltérően már 1970-ben a hazai földrajz oktatás 100. évfordulójának, de különösen a Nemzetközi Földrajzi Unió (IGU) 1971. nyarán Magyar-

országon rendezett regionális konferenciájának keretében lezajlottak, mert így a 100. évében levő társaság fennállását ünneplő eseményeken a hazai társ-egyesületeken, tudományos intézményeken, párt-, állami- és tömegszervezeteken kívül a hazánkban éppen jelenlevő, Európa minden országát képviselő geográfusok is részt vehettek, s az ünnepségek nemzetközi jelentőségűvé emelkedtek.

Ha mi most mégis alig néhány nappal a 100. évforduló után, a fennállás 101. évében emlékezünk meg a *Magyar Földrajzi Társaságról*, ezt azért tesszük, mert bennünket semmi sem késztetett arra, hogy eltérjünk a szokásos ünnepi dátumtól, másrészt azért is, mert ki akarjuk emelni annak az általunk nagyra értékelt és általánosságban jelentős kultúrtörténeti, tudomány-fejlődési ténynek a fontosságát, hogy hazánkban 1872-től 1925-ig — a Magyar Meteorológiai Társaság megalapításáig — a meteorológiának és művelőinek a legmelegebb otthont, a legmagasabb szintű oktatási fórumot, a legszélesebb szakmai-társadalmi nyilvánosságot a Magyar Földrajzi Társaság s a vele szoros kapcsolatban álló budapesti egyetemi földrajzi tanszék (később, 1920 után öt hazai földrajzi tanszék) biztosította. Amikor a ma már Országos Meteorológiai Szolgálattá terebélyesedett egykori Meteorológiai és Földmágnességi Intézet vezetését *Róna Zsigmond* vette át (1911), elindult az a fejlődési, érlelődési folyamat, amely a Magyar Földrajzi Társaság keretein belül is alakította, formálta egy önálló hazai meteorológiai tudományos-társadalmi egyesület létrehozásának feltételeit.

Az a tény ugyanis, hogy a Magyar Földrajzi Társaság számos tisztségviselője, sőt időnként és éveken át vezetője is a meteorológusok közül került ki (pl. *Róna, Fraunhofer, Marczell, Steiner, Réthly, Bacsó*, stb.), oda vezetett, hogy az első világháborút megelőző és az azt követő években is az akkori idők legnevesebb külföldi meteorológusait *(Hellmannt, Köppent)* a Társaság tiszteleti tagjává választotta. A Magyar Meteorológiai Társaság alapítását megelőző utolsó jelentős évforduló alkalmával, (az 50 éves fennállást ünneplő közgyűlésen, 1922. május 7-én) a meteorológusok közül *Róna Zsigmond, Réthly Antal, Steiner Lajos* szerepeltek a Magyar Földrajzi Társaság vezetőségében. Ez a szoros kapcsolat nem szűnt meg akkor sem, amikor — geográfusok közreműködésével is — 1925-ben megalakult a Magyar Meteorológiai Társaság. Azóta is és ma is megtaláljuk a legkiválóbb magyar meteorológusokat a Földrajzi Társaság irányítói, szakmai konzultánsai, a magyar földrajzi irodalom, a tankönyvírás, az atlasz-szerkesztés és készítés szerzői között.

Biztosak vagyunk abban, hogy a Magyar Földrajzi Társaság fennállásának második évszázadában, a földrajzi kutatás tényleges tevékenységi terének kozmikussá tágulása korábban, újabb jelentős hazai és nemzetközi sikereket ér el, s ebben a Világegyetemre kinyílt térségben is megtalálja — hitünk szerint könnyebben megtalálhatja, mint eddig bármikor — a meteorológusokkal való együttműködés útját.

Kéri M.

*

100 ÉVES A HURBANOVÓI (ÓGYALLAI) METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁS

A szlovák hidrometeorológiai szolgálat az ógyallai meteorológiai észlelések megkezdésének 100 éves évfordulója alkalmából 1971. december 7-én és 8-án ünnepi ülést tartott Hurbanovón. Szép számmal jelentek meg a szlovák hidrometeorológiai szolgálat dolgozói, képviseltette magát a csehszlovák hidrometeorológiai szolgálat, a felügyeletet ellátó miniszterhelyettes, a megyei, városi párt és állami szervek. A Szlovák Tudományos Akadémiát *M. Konček*, a magyar meteorológiai szolgálatot *Zách Alfréd*, a KEI igazgatója és *Schirok Róbertné* tudományos munkatárs képviselte.

F. Šamaj a szlovák hidrometeorológiai szolgálat igazgatója megnyitó előadásában ismertette a 100 éves állomás történetét, kiemelve abban *Konkoly Thege Miklós* és a magyar meteorológusok érdemeit. Többek között elmondotta, hogy a Zsitva völgyében Érsekújvár és Komárom között a Komárom megyei kisközség, Ógyalla hogyan tett szert világhírre a tudományos világban. A kisközségnek egy lelkes, haladó gondolkozású magyar földbirtokosa — *Konkoly Thege Miklós* csillagász — nagy anyagi áldozatokkal teremtette meg hírnevét.

Meteorológiai megfigyelések már 1867-től folytak, amikor *Konkoly* kastélyának északi falára bádogdobozban egy hőmérőt, a kastély előszobájában egy *Sattler*-féle edényes légsúlymérőt, valamint a parkban egy szélzászlót helyzett el. A mért adatokat akkor még Bécsbe küldötte. Ezek a kísérleti megfigyelések 1867-től 1871 végéig folytak. 1872. január 1-én vette kezdetét az időjárási adatok pontos, hálózatszerű megfigyelése az akkor már önálló Magyar Meteorológiai Intézet állomásaként. 23 éven keresztül *Konkoly* sajátjából díjazta az észlelőket. Az első észlelő *Nagy Tamás* volt. 1872-től az adatok már megjelentek az intézet Évkönyveiben. 1892-től már regisztráló műszerek is voltak, 1897-től olyan sok és széles körű az észlelés, hogy önálló évkönyvben jelennek meg az adatok. 1900-ban a *Konkoly* ajándékozta telken felépült Európa egyik legkorszerűbb meteorológiai obszervatóriuma, és itt folytatódott az észlelés. Már ekkor *Israel*-féle műszerrel ionszámlálás, *Robitsch*-féle műszerrel sugárzásmérés, *Benndorf*-műszerrel légköri elektromosságmérés folyt.

Az ógyallai obszervatóriumban tanult és dolgozott *Róna Zsigmond, Marczell György,*

Steiner Lajos, Réthly Antal és sokan mások. Ki kell emelni még — a sajnos elfelejtett — *Klassohn János* műszaki tisztet, aki a *Konkoly* által tervezett meteorológiai és csillagászati műszerek kivitelezője volt. Még ma is meghatottsággal tekint a látogató a 60 évvel ezelőtt *Klassohn* által készített pontosan járó ingaórára, valamint — valószínűleg ma már egyetlen — mérlegbarográfra, amely 75 éve működik kifogástalanul.

Az első világháború után 1919 márciustól Stará Dala néven működik az obszervatórium a csehszlovák szolgálat keretében. 1938. november 16-tól ismét a magyar szolgálat veszi át az obszervatóriumot az ott maradt két magyar tisztviselővel, *Szabó Bálinttal* és *Kenessey Kálmánnal*, akik 1919-től dolgoztak az obszervatóriumban. 1938. november 17-től szinoptikus sürgönyző állomás Ógyalla. A második világháború után Ógyallát várossá nyilvánítják Hurbanovó néven, *J. M. Hurban* (1817—1888) szlovák költőről elnevezve. Ekkortól a szlovák hidrometeorológiai szolgálat fennhatósága alá tartozik. 1949-től a Hurbanovói Geofizikai és Hidrometeorológiai Obszervatórium néven szerepel, s a Szlovák Tudományos Akadémia felügyelete alatt áll. Az obszervatórium vezetője *S. Pintér*. Ma mint a legkorszerűbb hidrometorológiai állomás működik. A szinoptikus állomás a bratislavai repülőtérhez tartozik. Rendkívül nagy jelentőségű, hogy az észlelések 1872. január 1-től napjainkig megszakítás nélkül folytak. A két világháború eseményei sem okoztak kiesést.

Az évforduló alkalmat adott arra, hogy a szlovák szolgálatban 20—25 éve dolgozó munkatársakat kitüntessék.

A 100 éves állomás ünneplését szakmailag teljessé és méltóvá tették azok a tudományos előadások, amelyekre az ógyallai évszázados észlelési adatok nyújtottak lehetőséget. *Št. Petrovič* a 100 éves hőmérsékleti sorozat különlegességeiről, *F. Šamaj* és *S. Valovič* a csapadékingadozásokról, *J. Otruba* a hosszú észlelési sorozatból számított szélirány gyakoriságról, *M. Kurpelová* a hurbanovói agroklimatológiai kutatások hasznosításáról a mezőgazdaságban, *J. Reichert* a 100 éves állomás napsütés és felhőzeti viszonyainak összefüggéséről, *P. Petrovič* a hótakaró párolgási viszonyairól Hurbanovón, tartottak rendkívül érdekes előadásokat.

Az ünnepség befejeztével a résztvevők felkeresték *Konkoly Thege Miklós* sírját a város határában. A szlovák szolgálat vezetője és a magyar szolgálat képviselője közösen megkoszorúzták az alapító nagy elől sírját.

Zách A.

*

LEVEGŐKÉMIAI TANULMÁNYÚT

A pozsonyi Hidrometeorológiai Intézet és az Országos Meteorológiai Szolgálat közötti bilaterális együttműködés keretében 1972. április 19. és 22. között *Cziczó Tibor* tudományos csoportvezető vezetésével, *Várhelyi Gabriella* tudományos gyakornok és *Héni Tibor* főtechnikus tanulmányúton Pozsonyban járt. Részletesen tanulmányozták a Légszennyeződési laboratóriumban folyó munkát, levegőkémiai vizsgálatokkal kapcsolatos megbeszéléseket folytattak. A Légszennyeződési laboratórium Pozsonyban 8 állandó helyen mér porszennyeződést. Kén-dioxid-mérés 12 helyen folyik. A kén-dioxid koncentráció mérése egyrészt 24 órás, szakaszos mintavevővel, West-Gaeke módszerrel, másrészt 3 állomáson kihelyezett automatikus gázanalizátorral történik.

A kén-dioxid mérésre szolgáló *Novák*-féle új típusú gázanalizátornak a kölcsönvétele, illetve működésének megismerése volt az út másik fő célja. A műszer fél éven át üzemel majd a KLFI Légszennyeződési Osztálya Levegőkémiai laboratóriumában, ahol összehasonlító méréseket végeznek. Ha a berendezés megfelelőnek bizonyul, több ilyen műszer beszerzésére kerül sor.

Az együttműködés e kezdeti lépésének folytatását számos tényező indokolja. A későbbiekben közös vizsgálatok is végezhetők, mint például az országhatárokhoz közeli ipartelepek hatásának felderítése.

Várhelyi G.

HIBAIGAZÍTÁS:

Folyóiratunk előző, 1—2. számában a 109. oldalon a 8. és 9. ábra kliséje fölcserélődött; vagyis a 8. ábra aláírása fölött helytelenül a 9. ábra kliséje van, a 9. ábra aláírása fölött pedig a 8. ábra rajza.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató
Index: 26.361

72.1505 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

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

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 FT
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT
(BEFIZETÉS A 232-90 171-2494 TAGDIJBEFIZETÉSI SZÁMLÁN)

MEGRENDELHETŐ: AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
PÉNZÜGYI OSZTÁLYÁN
BUDAPEST, II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

INDEX 26. 361

Varga J—é

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:
DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:
LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

76. ÉVFOLYAM

4

1972. JÚLIUS—AUGUSZTUS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT · BUDAPEST

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM

4

1972. JÚLIUS—AUGUSZTUS

BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI:

BACSÓ NÁNDOR tszv. egy. tanár, a földrajzi tudományok doktora, Kertészeti Egyetem Matematika-, Fizika-, Agrometeorológiai Tanszék, *Budapest;* SZÁSZ GÁBOR egy. tanár, kandidátus, Agrártudományi Egyetem *Debrecen;* ANTAL EMÁNUEL dr., kandidátus, tud. osztályvezető, Központi Légkörfizikai Intézet, *Budapest;* CSÁSZÁR MARGIT dr., a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékének adjunktusa, *Budapest;* DVORCSÁK ISTVÁN, tud. munkatárs. Központi Légkörfizikai Intézet, *Budapest*

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Bacsó Nándor: Az ember környezetének meteorológiai tényezői 197

Szász Gábor: A talajfelszín közelében képződő csapadékmennyiség meghatározása. 208

Antal Emánuel — Endrődi Gabriella: A burgonya vízigénye és öntözővíz-szükséglete 223

Császár Margit: Az általános cirkuláció egyensúly-követelményeiről 234

Dvorcsák István: A középső sztratoszféra termobárikus- és szélmezejének tavaszi átváltódása az északi félgömbön 241

Irodalom

Palmen, E. — Newton, C. W.: Légköri cirkulációs rendszerek *(Császár Margit)* 249

Pancsev, Sz. — Bozsikov, R.: Általános meteorológia *(Rákóczi Ferenc)*..... 250

Krónika

Zách Alfréd nyugalomba vonult *(Bodolai I.)* — A WMO európai régiójának ülése *(Ambrózy P.)* — Meteorológusok kormánykitüntetése *(Ambrózy P.)* — Prof. Dr. Franz Baur 85 éves *(Kéri M.)* — Szakértői munkacsoport-értekezlet Brünnben *(Götz G.)* — A tudományos kutatásokat koordináló munkacsoport ülése Budapesten *(Ambrózy P.)* — Alacsonyszintű jet-ek és vertikális szélnyírás a Kárpát-medencében *(Simon A.)* — Űrkutatási ülések Budapesten és Bukarestben *(Ambrózy P. — Galló V. — Tänczer T.)* — A számszerű időjárás-előrejelzés ötven éve *(Götz G.)* — A Magyar Meteorológiai Társaság évvégi záróülése *(Ambrózy P.)* — Távprognosztikai szimpózium és témaértekezlet Moszkvában *(Koppány Gy.)* — A légköri rádióaktivitás kutatása Olaszországban *(Simon A.)* — Az MMT előadóülése *(Endrődi G.)* — A Dunabizottság ülése *(Péczely Gy.)* — Az MMT Agrometeorológiai szakosztályának előadóülése *(Szakály J.)* — Repülésmeteorológiai tanulmányút a Német Demokratikus Köztársaságban *(Torma J.)* — Az időjárási elemek kapcsolata földmágneses háborgással *(Tardos B.)* — Műszerek és mérőmódszerek egységesítése *(Csomor M.)* 251

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

Bacsó N.: Meteorological Factors of Human Environment 197

Szász G.: Estimating of the Amount of Precipitation Formed Near to the Soil Surface 208

Antal E. — Endrődi G.: Water Demand and Irrigation Requirement of Potatoes 223

Császár M.: On the Balance Requirements of the General Circulation 234

Dvorcsák I.: Spring Transition of the Thermobaric Field and the Wind Field of the Middle Stratosphere on the Northern Hemisphere..... 241

Literature

Palmen, E. — Newton, C. W.: Atmospheric Circulation Systems *(Császár Margit)* 249

Pancsev, Sz. — Bozsikov, R.: Obscsa meteorologija *(Rákóczi Ferenc)*..... 250

Chronicle..... 251

IDŐJÁRÁS
76. ÉVFOLYAM 4. SZÁM, 1972. JÚLIUS—AUGUSZTUS

Az ember környezetének meteorológiai tényezői

BACSÓ NÁNDOR, *Kertészeti Egyetem, Matematika-, Fizika-, Agrometeorológiai Tanszék, Budapest*

Метеорологические факторы в среде окружающей человека. Судьба человека и человечества формируется в тесной связи с обменом веществ и энергии, осуществляющимся между человеком и его живым и неживым окружением. По мере развития науки и техники человек стал полновластным хозяином всей живой природы земной поверхности. Только сам человек представляет собой исключение, так как пока не достигнуто полноценное сотрудничество всего человечества или его отдельных групп. В связи с этим все еще существует возможность того, что сам человек, как один из факторов среды, угрожает судьбе человечества. Вторая группа факторов среды, полностью также не поддающаяся контролю, представлена неживой природой. Это явления происходящие в огромной массе вещества и в громадных масштабах со столь большой энергией, что человек только локально может оказать направляющее влияние на небольшие ее детали. Наиболее значительными факторами этой группы являются погода и климат.

Развитие общества, повышение потребностей и запросов повлекли за собой урбанизацию, переселение человечества в крупные города. Следствием этого стало очевидное и вызывающее опасения ухудшение климатических особенностей непосредственного окружения многих людей. В плотно застроенном, и все суживающемся воздушном пространстве крупных городов требования человека, привыкшего за миллионы лет к жизни на открытом воздухе, не удовлетворяются. Губительная для здоровья загрязненность воздуха крупных городов (пыль, дым, сажа, пары, газы), вызванная все более развивающейся производственной деятельностью человека, направленной на поддержание его жизни, безмерно увеличилась. Источниками ее являются отопление, транспорт и промышленное производство. Защищенность городов от ветра, связанная с плотной застройкой, т. е. ограниченность обмена воздуха с более чистым воздухом окружающей свободной среды, препятствует соответствующей вентиляции. Определенные состояния погоды, связанные с антициклоническими положениями, приводят к особенно опасной концентрации загрязнения. Взвешенные в атмосфере примеси значительно снижают интенсивность солнечной радиации и вызывают помутнение атмосферы. Потребность городского человека и особенно молодежи в солнечной радиации в крупных городах не удовлетворяется, что становится источником болезней. Такое окружение не годится для отдыха, и восстановления здоровья. Но и в провинции с этой точки зрения также ухудшается положение.

Человек осознал угрожающую опасность ухудщения условий своего окружения не только в крупных городах, но и в провинции и решил сделать все возможное для предотвращения этой опасности путем планомерных мероприятий, основывающихся на научных знаниях. Особенно важная задача возлагается в этом отношении на метеорологов, поскольку главным носителем опасности является как раз воздух. В связи с этим Всемирная Метеорологическая Организация решила создать мировую сеть для исследования

загрязнения воздуха, чтобы путем непрерывного наблюдения за загрязненностью отдельных воздушных пространств и всей атмосферы, следить ее изменениями и определить конкретные причины, их вызывающие. Кроме того метеорологи и климатологи, как компетентные специалисты по атмосферным процессам, работают в качестве советников вместе со специалистами по урегулированию границ, краеведению, планированию городов и санитарному делу, чтобы дальнейшее экономическое развитие не продолжало ухудшать окружение человека, чтобы устранять допущенные до сих пор ошибки и обеспечить как человеку, так и всей живой природе, здоровое окружение.

*

A tudomány és a technika haladása az ember számára soha nem remélt lehetőséget biztosít a földfelszínen uralkodó viszonyok befolyásolására, azoknak nem egyszer tetszés szerinti kialakítására. Módja van évszázados, sőt évezredes adottságok megváltoztatására és egészen új körülmények létesítésére. Ez a lehetőség, amely a jelen század első felében az összes tudományágak rohamos fejlődése és a múlt században megkezdődő technikai forradalom állandósulása következtében nyílt meg, napjainkban is egyre bővül és az embert gyakorlatilag egyre inkább a Föld urává teszi. Ezzel a hatalommal azonban komoly felelősség jár együtt, mert a földfelszín élő és élettelen világának emberi befolyásolása mindkettőre sorsdöntő lehet, kedvező vagy kedvezőtlen irányban alakíthatja a Föld és vele az emberiség jövőjét.

Az ember hatalmának tudatára ébredt és ebben a tudatban, felelősségérzettel igyekszik vizsgálni saját és a Föld többi lényeinek, valamint élettelen világának jövőjét. A közelmúlt évtizedek tapasztalatai ugyanis az ember számára világos bizonyítékait adták, hogy természetet formáló tevékenysége nemcsak kedvező, hanem sok vonatkozásban káros következményekkel is jár, sőt a tevékenysége során végrehajtott változtatások nem egyszer még saját egészségét is veszélyeztetik. Az erre való rádöbbenés, elsősorban tehát az *önvédelem* gondolata hozta előtérbe korunk új eszméjét, *az emberi környezet védelmére irányuló törekvést*. Az eszme világszerte tért hódított, és jelenleg az emberiség szellemi vezetői, köztük a természettudományok és a technika szakemberei, felismerve a kérdés fontosságát, egyaránt foglalkoznak vele. Igyekeznek megkeresni a helyes utat az ezzel kapcsolatban már joggal aggodalmat keltő helyzetből történő kibontakozásra.

Mielőtt az emberiséget veszélyeztető körülményeket részleteiben vizsgálnánk, tekintsük át a környezet és különösképp az ember környezetének fogalmát, annak tényezőit és hatásait a Földre, az egész élővilágra és az emberre.

Minden lény, egyben minden anyagi tárgy szüntelen *kölcsönhatásban* van az őt körülvevő más anyagokkal, azaz elsősorban legközelebbi, de igen sok esetben nagyon távoli környezetével is. Ez a kölcsönhatás a lény (anyagi tárgy) és a környezet között állandóan, szünet nélkül lejátszódó *anyag- és energiaforgalomban* nyilvánul meg. Anyagot és energiát kap a lény a környezetéből, de ugyanúgy folytonosan ad is le a környezetnek. A forgalmat a *környezeti tényezői és a lény közösen*, de nem egyenrangúan alakítják ki. A forgalom meghatározásában ugyanis nagyobb, többnyire döntő és aktív szerepe van a környezetnek a lény (tárgy) ebben csak másodrangú, és általában kisebb és passzív szerepet játszik. Ennek oka az, hogy a környezet anyagának tömege és az abban rejlő energia mennyisége a lény, ill. tárgy anyagához és energiatartalmához mérten túlnyomóan nagy. Ebből arra lehetne következtetni, hogy a lény és a tárgy a környezetnek szinte tehetetlen játékai. Lényegében így is van ez az összes földi lények és dolgok esetében, éppen csak egyedül az ember a kivétel. Az em-

ber ugyanis igen sok vonatkozásban már meg tudja magát védeni a környezet hatalmával szemben, sőt tudománya és technikai képességei folytán módja van a környezet befolyásolására, alakítására is.

Ennek megértése végett tekintsük át a környezet tényezőit, amelyeket négy csoportba sorolhatunk. Ezek közül a legelsőnek a Földünket körülvevő egész világot, a *Kozmoszt*, annak jelenségeit és hatásait kell tekintenünk. A második csoport a *földfelszín* tulajdonságainak együttese. Ezek a térbeli helyzet, alak, anyagi összetétel. A földfelszínen itt nemcsak a puszta kőzetet vagy talajt, hanem a vízfelszínt, továbbá a növényzetet és az épületek felszínét is értjük. A harmadik csoportba tartoznak a lényt körülvevő *levegő* tulajdonságai, továbbá azok változásai, tehát az *időjárás* és annak rendszere, az éghajlat. Végül a negyedik tényezőcsoport az *élő környezet*, a növényzet, az állatvilág, és utolsónak említve, de legjelentősebbnek ítélve maga az emberi társadalom.

Az első tényezőcsoport – bár ritkán kerül megemlítésre – nagyon fontos és jelentős. Legismertebb hatásai elsősorban a gravitációban és a mágneses jelenségekben, másodsorban a Kozmoszból jövő sugárzásokban nyilvánulnak meg. Évszázadok, sőt néhány évezred tárgyilagos tapasztalatai szerint azonban ennek a tényezőcsoportnak a tagjai ezen idő alatt nem mutattak olyan változásokat, amelyek a Föld élő és élettelen világának anyag- és energiaforgalmát gyakorlati mértékben egyirányban és véglegesen módosították volna. Hatásukat ezért többé kevésbé állandónak is tekintjük. Emiatt, a világtéri katasztrófa esetét kizárva, a Kozmosz-tényezőcsoportot jelenlegi további meggondolásainkban figyelmen kívül is hagyjuk. Erre az is okot ad, hogy a világtér jelenségeinek és hatásainak lényeges emberi befolyásolására még a távolabbi jövőben sem lehet komoly reményünk.

Más a nézetünk és állásfoglalásunk a második, a földfelszíni csoportba tartozó tényezőkkel szemben. Ezeket az ember már bizonyos határok között módosíthatja, sőt egyes vonatkozásokban ezt szünet nélkül gyakorolja is. A földművelés tevékenysége, a növénytelepítés (különösképp az erdősítés és erdőirtás), a talajvédelem tudatos megvalósítása, az emberi települések és úthálózat állandó bővítése, a vízgazdálkodás, ennek keretében vízfelületek létesítése vagy megszüntetése és az öntözés mind ennek a földfelszíni tényezőcsoportnak szüntelen emberi befolyásolását jelenti. Lényeges körülmény azonban mindezekben, hogy a módosításoknak határai és korlátai vannak. Mindeddig az ember ezeket nagyobb területen nem tudta végrehajtani. Helyi vonatkozásban viszont ezen a vonalon nagyon jelentős változtatásokat tudott elérni, elsősorban saját termelése érdekében. Egybefüggő nagyobb területen azonban egyszerre még sehol sem történt mélyreható felszínmódosítás. Számos ilyen tervről szerezhettünk ugyan tudomást (így sivatagok víz alá borítása, folyók medrének lényeges eltérítése, áthelyezése, tengerszorosok átvágásával új tengeráramlatok létesítése, hegyek eltüntetése), ezek megvalósításának azonban mindeddig határt szabott az ember rendelkezésére álló anyag és energia ezekhez mérten csekély mennyisége. A fentebb említett, lényegében egyenként csak helyi kiterjedésben végrehajtott módosítások viszont összegükben az emberi környezetet a szárazföldi területeken az évezredek előttihez képest mégis nagyon lényegesen átalakították. Így született meg a kultúrtáj (termelőtáj) és így vált lehetővé a termelőerők új formáinak bekapcsolásával a termelés volumenének nagymértékű fokozása, ennek következtében a réginél jóval nagyobb létszámú ember megélhetése.

Itt kell megjegyeznünk, hogy az említett környezeti tényezőcsoportok egymással is állandó kölcsönhatásban működnek. Ebből következik, hogy bár-

melyik tényező módosulása maga után vonja más tényezők, sőt még más csoportok tényezőinek megváltozását is. Így a felszín mindennemű módosulása mindenkor egyben bizonyos mértékű, legalább helyi éghajlatváltozást is eredményez. Hiszen a földfelszín az energiaközvetítő az ún. „aktív" felszín. Természetesen olyan értelemben használjuk itt is a „földfelszín" fogalmát, hogy azt helyenként kiemelkedő más tárgyak (így a növényzet, épületek, stb.) helyettesítik. Ez a következmény azonban többnyire csak korlátozott nagyságú légtérben (annak mezo- és mikroklímájában) jelentkezik.

Az esetek túlnyomó többségében azonban az emberi földfelszínalakítás eddig nem az éghajlat módosítása érdekében történt. Csak újabban, éppen a tudatos környezet-alakítás kísérletei során (mezővédő erdősávok, öntözés, üdülő létesítésekor) jelentkezik már főcélként is az éghajlat befolyásolása. Nyilvánvaló természetesen, hogy ha nem is tudatosan, de ösztönösen, régen is történt ilyen. Hiszen a növényállományok telepítésrendszerének kialakítása, valamint a növényápolás műveletei más célok mellett mikroklimatikus követelményeket is igyekeztek — ha öntudatlanul is — kielégíteni, azért, hogy azok a növény környezetében a mikroklímát a növény nagyobb mennyiségű és jobb minőségű termésének elérése végett megfelelően alakítsák.

Harmadik tényezőcsoportunk a *légtér* mint környezet összes tulajdonságait, körülményeit és jelenségeit, tehát azok állapotát, de egyben változásait is egyesíti. Ez a tényezőcsoport a meteorológia tudományának területére tartozik, jelenségeinek szakértői a meteorológusok, ők a „természetes" módosulások vizsgálói és a tudatos módosítások hivatott tanácsadói.

A meteorológiai csoportba tartozó tényezők a földi lények számos nélkülözhetetlen életfeltételének vagy közvetlen szolgáltatói, vagy más tényezők bonyolult közvetítő láncán át működő meghatározói. A tényezőcsoportnak ezt a szerepet a levegő, illetve az egész légkör fizikai és kémiai hatásainak és az élőlény igényeinek szoros kapcsolata biztosítja. Az élőlények pl. (jelenlegi mivoltukban) csak bizonyos értékközökbe tartozó fizikai és kémiai (meteorológiai) hatások mellett maradhatnak fenn. Ezen szigorú értékhatárokon innen és túl az élőlény elpusztul. Így oxigénhiány vagy többlet, széndioxid túltengés vagy hiány, sugárzáshiány vagy túlzott többlet, túlságos meleg, dermesztő hideg, káros vízbőség vagy vízhiány, túl kicsi vagy túl nagy légnyomás esetén meg kell szűnnie az életnek. Meg kell ezzel kapcsolatban állapítanunk, hogy a földfelszín legfelső, igen vékony rétege és a vele érintkező legalsó, pár km-es levegőréteg képviseli jelen ismereteink szerint a Világ egyetlen parányi részét, ahol élőlények vannak. Bizonyos, hogy még az élet keletkezésének feltételei is nagyon szoros kapcsolatban vannak ennek a rétegnek légköri és egyéb fizikai viszonyaival, az itt uralkodó anyag- és energiaforgalmi rendszerrel, amilyen valószínűleg az egész világon sehol máshol nem található. Tapasztalataink azt is bizonyítják, hogy ez az anyag- és energiaforgalmi rendszer évezredek hosszú sora óta fennáll és működik Földünk felszínén. Lényegtelennek tekinthető változásait leszámítva, ez biztosítja állandóan az élet fennmaradásának feltételeit is. Kívánatos tudomásul vennünk, hogy az esetleges elháríthatatlan kozmikus katasztrófa esetét kivéve, amibe magának a Földnek, mint égitestnek belső, esetleg veszélyes változásait is beleértjük, az ember a felelős a földi élővilág és saját élete sorsáért.

A harmadik: légköri környezeti tényezőcsoport jelentőségét és igen sokszor döntő szerepét egyrészt az időjárás szeszélyes változékonysága, másrészt az a körülmény növeli, hogy a légköri jelenségeket az ember nagy légtérben nem tudja irányítani. A légkör anyagi tömege nagyon nagy, a benne működő

energiamennyiség szintén. Magyarország aránylag kis területe felett pl. majdnem egy billió (10^{12}) tonna tömegű levegő van. Tulajdonságainak módosításához az embernek ezeket felülmúló nagyságú anyagtömegeket, egyben energiát kellene összpontosítania és irányítania. Emiatt az ember számára az időjárás és a nagy légtéri, ún. makroklíma befolyásolása lehetetlen és módosító tevékenysége, legalább egyelőre, csak kis légtérben lehetséges. Ennek anyagtömegéhez és energiatartalmához mérten a módosításhoz elegendő anyag és energia áll rendelkezésére. Csak az a kérdés, hogy ez a változtatás érdemes és gazdaságos-e.

A kis légtér éghajlatának önkényes kialakítása egykorú az emberrel. Az őskorban, saját testi épsége érdekében, ösztönösen menekült a kedvező mikroklímájú természetes légterekbe, de később már ruházkodásával, építkezésével tudatosan hozott létre a maga számára ilyeneket. Még később növényei és állatai, majd termelő eszközei és szükséges anyagai számára is olyan férőhelyeket létesített, amelyeknek mikroklímáját befolyásolni, sőt egyre magasabb technikával nagy pontossággal szabályozni is tudta. E lehetőség kihasználásának módszerei továbbra is tökéletesednek.

A makroklíma és az időjárás nagy területen történő módosítása terén viszont gyakorlatilag mindeddig nem történt lényeges lépés. A szakmailag magas szintű tárgyilagos szakvélemények a legismertebb és leggyakoribb kísérleteket, így a csapadékkeltést és a jégesőhárítást is legfeljebb biztatónak, de még nem megoldottnak tekintik. Magam részéről ezeket is csak aránylag kis légterekben vélem eredményesnek, azaz még a sikerült kísérleteket is egyelőre legfeljebb helyi jelentőségűnek tartom. Gazdaságosságuk mindenesetre nagyon kétes, mert az elért eredmények haszna ma még jelentéktelennek látszik a beavatkozás költségeihez mérten. Aszályos időszakban vagy kimondottan száraz területeken pl. sivatagokban a csapadékkeltés kísérletei gyakorlatilag teljesen hatástalanok. A jégesőhárítás állítólagos, de megnyugtató módon még nem bizonyított sikerei is egyelőre csak egészen helyi jelentőségűeknek tekinthetők. A ködoszlatás sikereit szintén csak kis légterekben tapasztaltuk. Nyilvánvaló, hogy a módosítási törekvést, az erre irányuló tudományos munkát és kísérleteket csak messzemenően helyeselhetjük, és jövőbeli gyakorlati sikereikben reménykedhetünk, de jelenlegi állásuk még nem ad okot derűlátásra.

Az ember beavatkozása tehát a meteorológiai-klimatológiai hatásokkal szemben csak kis, legfeljebb közepes nagyságú (mezoklimatikus) légtérben lehet úrrá. Mégis igen nagy jelentőségű még ez a korlátozott beavatkozási lehetőség is a környezet védelme és kedvező kialakítása szempontjából. Különösen azért, mert az élőlények és a holt anyag számára lényegében és az esetek túlnyomó többségében éppen a *közvetlen környezet*ben, tehát a közvetlenül körülvevő kis légtérben uralkodó, illetőleg az azon át érvényesülő hatások a döntők. Ezek megfelelő kialakítására pedig már megvan a lehetőségünk és ezt a jövőben még a mainál is tökéletesebben és eredményesebben végezhetjük. A kis légteret ugyanis szükség esetén megfelelő helyzetű, alakú, anyagú és méretű *határfelületekkel* elkülönítve a nagy légtértől, az oda irányuló kedvezőtlen hatásokat onnan visszatarthatjuk, a kedvezőket oda beengedve, azok érvényesülését elősegíthetjük, végül saját anyagot és energiát oda bejuttatva, ott tetszés szerinti fizikai állapotot hozhatunk létre. A meteorológiai-klimatológiai környezeti tényezőcsoport vonatkozásában tehát ezzel az eljárással többnyire gazdaságosan célt tudunk érni.

A negyedik környezeti tényezőcsoport az *élő környezet*, amelynek éppen maga az ember a legjelentősebb tagja. A többi résztvevőket, a növényeket és az állatokat az ember jelenlegi tudása, ismeretei és technikai felkészültsége

fokán és idején már messzemenően befolyásolhatónak tekinthetjük. Kimondhatjuk, hogy a Föld, de főleg a szárazföldek felszíni élővilága felett az ember a korlátlan úr. Elpusztíthat bármely élőlényt, de ha azt kívánja, bizonyos korlátok közt elszaporodásukat is biztosíthatja. Életkörülményeiket javíthatja vagy ronthatja, létszámukat szabályozhatja.

Az egyetlen élőlény, amelynek tevékenységét csak korlátozottan, de távolról sem elegendő mértékben tudja befolyásolni és irányítani, éppen saját maga, az ember. Ez a körülmény vetette fel a környezet védelmének nagy eszméjét is. Jelenleg ugyanis maga *az ember az, akitől eredeti természeti környezetünk kedvező tulajdonságait leginkább féltenünk és védenünk kell.* Ez a veszély, sajnos, az emberiség létszámának rohamos gyarapodásával, amíg annak gátat nem vetnek, egyre nő.

Az ember számos tevékenysége ugyanis a saját környezetét sok esetben igen kedvezőtlen, más emberekre, sőt magára is káros, sőt veszélyes módon befolyásolja. Termelő tevékenysége során például nem egyszer egyedül saját termelési céljai és haszna lebegnek szeme előtt. Az a körülmény, hogy az ezek eléréséhez szükséges működése egyúttal a környezetet mások, de természetesen sok esetben a maga számára is kedvezőtlenné teszi, vagy egyenesen rombolja, sokszor észrevétlen, máskor közömbös előtte. Az egyéni érdek számtalan esetben döntő számára, és erre törekedve semmibe veszi mások jólétét.

A kérdést, ennyire élesen az *urbanizáció* egyre növekvő tendenciája vetette fel. A jelenben a Föld lakóinak mintegy 30%-a városokban, 18%-a nagyvárosokban él és a jövőben számítanunk kell ennek az aránynak további növekedésére. Az utóbbi szűk területre összezsúfolt lakosság (650 millió) elhelyezése szükségszerűvé tette a városok alapterülete nagy részének beépítését. A város légtere emiatt lényegesen leszűkült, légáramlása erősen korlátozódott lett. Tovább mérsékelte a városok légterében a légáramlás erősségét a vertikális terjeszkedés is, az épületek magasságának folyamatos és fokozatos növekedése. Ezek a körülmények a városok részben már elhasznált és egyben túlságosan szennyezett levegőjének szabad területekről történő kicserélődését, mintegy megújulását egyre jobban megnehezítik. Ugyanakkor a városi népesség gyarapodásával együtt növekvő ipari tevékenység, fűtés és közlekedés, egyre jobban szennyezik a levegőt. Korom, hamu, por, gázok és gőzök nagy tömege kerül itt aránylag kis térfogatú és lassított mozgású, sok helyen időről időre majdnem álló, pangó levegőbe és azt veszélyes mértékben szennyezi.

A szabad levegőben mindenkor volt nagy mennyiségű, természetes eredetűnek tekintett szilárd és gáznemű vendéganyag. Így a lebegő sókristályok igen hatalmas tömege kerül oda a tengerből. Ezt a WMO szakemberei évi 1000 millió (10^9) tonnára becsülik. Ennek csak fele (500 millió tonna) a földfelszínről a szél által a magasba ragadott és ott esetleg csak néhány méter, de nem egyszer többezer km távolságra is elszállított felszíni eredetű ásványi anyagmennyiség. (Homok és porviharok, poreső, színes hó stb). Ezekhez járul a jelenben látszólag csökkenő gyakoriságú vulkáni kitörésekből a légkörbe jutó korom, hamu és gáz. Végül az erdőtüzek is évi 30 millió tonna ilyen anyagot adnak.

Mindezek mennyiségét azonban folyton növeli az ember saját légszennyező működése, amelyet nem tekintünk ugyan szándékos, de annál könnyelműbb és meggondolatlanabb, veszedelmes tevékenységnek. Ennek, amint az egyre nyilvánvalóbb lesz, határozottan gátat kell vetni. Bár a szakavatott hivatalos becslések szerint az így létrejövő légköri szenny csak évi 20 millió tonna. Ez a többi említetthez képest kevésnek látszik, de nem kétséges, hogy mégis lényegesen csökkentenünk kell. Ez a 20 millió tonna ugyanis túlnyomó részben a sű-

rűn lakott nagyvárosok levegőjében, aránylag igen kis légtérben koncentrálódik. E települések levegője tehát igen erősen szennyezett, és a szennyeződés további fokozódása súlyos veszélyt jelenthet rövidesen az emberiség zömére.

Köztudomású, hogy a városi légszennyezés leginkább szembetűnő része a szilárd szennyanyag, a korom hamu és a por. Erőművek és más ipari nagyüzemek, műhelyek kéményei ontják, a járművek kavarják fel ezeket, szinte tonnaszámra, a levegőbe. Nagy részük, főként a nagyobb szemcsék, a közelebbi környezetben hullanak ki, ülepednek le. Ez a többnyire látható szennyezés több vonatkozásban káros az egészségre. Bizonyos töménységben ez is légzési nehézségeket, zavarokat, sőt komoly ártalmakat is jelenthet. Leginkább szembetűnő a környezetben levő mindennemű felület belepése, bepiszkítása. Piszkos lesz a város, utak felszíne, a por belepi a megmaradt kevés növényzetet, bepiszkítja a házak falait, ablakait és a ruházatot, behatol az épületek, lakások belsejébe is. Vízzel és vízpárával érintkezve igen káros vegyi hatások is csatlakoznak a szilárd légszenny mechanikai károsításához. A levegő szennyezettsége a közvetlen napfény gyengítésével az égboltsugárzás homályosításával értékes és szükséges sugárhatásoktól fosztja meg a nagyvárosi embert.

Talán még veszedelmesebb, mert kevésbé észrevehető, tehát alattomos, pedig szinte azonnal hat, a gázok és gőzök útján létrejövő légszennyeződés. Legismertebb és leggyakoribb a szénoxid, kéndioxid, széndioxid ártalma. Nagy töménységben mindegyik mérgező hatású lehet. A szilárd szennyezéshez képest kisebb súlyuk miatt ezeket a légáramlás messzebbre szállíthatja még mindig veszélyes koncentrációval. Emiatt szennyező hatásuk jóval nagyobb körzetben okozhat kárt, mint a szilárd partikulumoké.

A város lassú mozgású, sok helyen szinte álló, legalsó, erősen szennyezett levegőrétegében bizonyos időjárási helyzetekben (inverzió) gyakran keletkezik köd, még pedig időnként igen sűrű, ún. füstköd, közismert angol néven „*smog*". Ebben a méreganyagokat tartalmazó tömény szennyezés a tapasztalatok szerint még halált okozó is lehet. Régebben az ilyet csak az ipari üzemek légszennyezésének rovására írták (London), ma már a motoros utcai közlekedés szerepét is egyre inkább elismerik benne (Los Angeles).

Természetes, hogy a fokozódó légszennyezés észrevételét a védekezés fokozatos kiépülése követte.

A hatóságok régebben szinte egyedül az ipari üzemek kéményeinek magasításának előírásával, valamint a szennyező üzemek városszéli elhelyezésével igyekeztek mérsékelni a légszennyezést. Nem vitás, hogy ezek helyes és szükséges, de nem elegendő intézkedések. Az égéstermékek így is a levegőbe jutnak, bár a magasabb szintek mindenütt élénkebb légáramlása miatt felhígulva és tovaszállítva koncentrációjuk és vele káros hatásuk, legalábbis helyben és a közelben gyorsabban csökken, sőt ott esetleg meg is szűnik. Az anyag azonban ezzel nem semmisült meg és távolabb, a város területén és azon kívül, ha csökkent mértékben is, mégis káros lehet. Ennek tudatában újabb hatósági törekvés az üzemek szennykibocsátásának megszüntetése, vagy legalább jelentős mérséklése. Az ún. *emisszió* folytonos ellenőrzését, a nagy koncentrációjú káros anyagok kibocsátásának eltiltását és szigorú büntetésekkel történő megtorlását célozza a most hazánkban is életbelépő hatósági intézkedés. Ezeken kívül megkezdődött a szennyező üzemek kitelepítése vidékre, ahol termékeik hamarabb szétoszlanak és kevesebb kárt tehetnek. A városi fűtés és hőtermelés a jelenleginél ártatlanabb, kevésbé káros tüzelőanyagokkal, illetve módszerekkel (földgáz, olaj-, villany és távfűtés) történő megoldása szintén jelentős javulást ígér.

Hátra van azonban az utcai közlekedés légszennyező hatásának halaszt-

hatatlan megfékezése. Nézetünk szerint ez éppen olyan fontos, mint a városi pályaudvarok kitelepítése és a gőzhajós közlekedés csökkentése. A nagyszámú gépjármű egyre növekvő tömegének kibocsátott gázai és sokszor szilárd, tökéletlen égéstermékei a földfelszín közvetlen közelében, a legalsó légrétegben szennyezik a levegőt, amellett, hogy forgó kerekeik a már egyszer leülepedett szennyet is újból ebbe a levegőbe kavarják fel. Ezt az utcákon, tereken tartózkodó ember kénytelen beszívni, tüdejének, bőrének, szemének, ruhájának beszennyezését eltűrni. Az ezzel járó mechanikus és vegyi ártalmakat még kiegészíti az ilyen szennyezés kellemetlen, fojtó bűze, amely jelzi is a védtelen embernek az ártalom káros, veszélyes voltát. Téves azt a haladás, fejlődés elleni berzenkedésnek felfogni, ha a városlakó követeli ennek az ártalomnak feltétlen kiküszöbölését. Nyilvánvaló, hogy a gyors és kényelmes közlekedés nem pusztán egyéni, hanem közérdek is, de még fontosabb egészségügyi közérdek a városi levegő tisztaságának megőrzése. A legelső további feladat tehát a gépjárművek városi megrendszabályozása szigorú korlátozó intézkedésekkel, legalább a vezetők hanyagságából eredő hibák (füstölő gépjárművek) legszigorúbb megtorlásával. Emellett további átgondolt és tervszerű intézkedés szükséges a város területén a gépjárművek forgalmának olyan szabályozására, amely bizonyos hátrányok elszenvedése árán is lényegesen csökkenti az egyes városi légterek autókkal való zsúfoltságát és szennyeződését. Rendkívül fontos ezen a téren is az egyéni és csoportérdekek háttérbe szorítása a tényleges közérdek mellett. Azt reméljük, hogy a szocializmus korában, amelynek egyik alapeszméje, hogy a legfőbb érték az ember, ebben a vonatkozásban is megtaláljuk a megfelelő megoldást.

A nagyvárosi levegő tisztaságának biztosítása érdekében az előbbiekben tárgyalt eljárások és módszerek ma már közismertek és a hatóságok számos intézkedése és szigorú rendelkezése igyekszik azokat megvalósítani.

Úgy véljük azonban, hogy egy további eljárást, amely pedig éppen a meteorológiai összefüggések alapján célravezetőnek ígérkezik, nem alkalmaztak kellő mértékben. Ez pedig a város szellőzöttsége, automatikus légjárásának biztosítása. Ezt a várostervezés és új városok építése, a városfejlesztés, a nagyvárosok régi területeinek rekonstrukciója során kell megvalósítani.

A városi és a tisztább levegőjű környék légcseréjét részben a leggyakoribb uralkodó szél, részben a város és a környék közötti termikus okokból létrejövő csereáramlás hajtja végre. A városszerkezet kialakításánál tehát biztosítani kell azt, hogy az uralkodó szél kifejthesse ezt a szerepét.

A szélcsendes időjárási helyzetek alkalmával a közismert városi hőtöbblet miatt keletkező felszálló légáramlás fejti ki légtisztító hatását. A felszálló levegőt ugyanis a minden oldalról beáramló környéki levegő pótolja. Ez a pótlás ott a legintenzívebb, amelyik irányban legnagyobb a hőmérsékletkülönbség. Kívánatos, hogy a városkörnyéki terület termikus tulajdonságai elősegítsék ezt az automatikus légcserét. Igyekezni kell ezt olyan területrendezéssel, mégpedig megfelelő növényborítással, vízfelületekkel végrehajtani, amely a kívánt cél érdekében hat. Nyilvánvaló, hogy ez bizonyos esetekben gazdasági áldozatokat követel. Nézetünk szerint azonban ez a befektetés bőséges kárpótlást kap a nagyvárosi ember egészségének megőrzésével. Lényeges következtetés tehát, hogy a városrendezésen kívül annak megfelelő nagyságú környezete is céltudatosan rendeztessék.

A levegő szennyezettsége nemcsak közvetlenül, hanem közvetve is árthat az embernek. A légköri szenny a növényekkel érintkezik, azokra leülepszik, rátapad. Magát a növényt is károsítja, mert a porral, korommal, hamuval bele-

pett növény lélegzése, fotoszintézise, transpirációja és mindezekkel együtt fejlődése is gátolódik, a növény emiatt esetleg el is pusztul. Országunkban is sok, kártérítéssel végződő peres eljárásra került sor az ipartelepek környezetében levő haszonnövényzet kipusztulása miatt. A szennyezés vegyi hatása is nagy kárt tehet a növényzetben, amint azt a nagy ipartelepeket körülvevő erdők fáin ismételten tapasztalták. Ma már ezért külön tudományos vizsgálat célja a növényfajtáknak a légszennyezés összetevőiként szereplő egyes anyagokkal szemben tanúsított ellenállása. Nagyon hasznos lesz ennek részletes, pontos ismerete, hogy a szennyezett városi levegőben is ipartelepek környékén, sőt az utak mentén alkalmazható növényfajtákat helyesen választhassák meg.

Erre annál is inkább szükség van, mert sok esetben éppen a növényzet az az eszköz, amellyel adott körülmények között magát a légszennyezettséget csökkenthetjük és attól a növénnyel a légtér bizonyos részeit eredményesen megvédhetjük. Ebben a légáramlás erejének csökkentése révén előálló leülepítés és a szűrőhatás a jelentősek. A védő növényzetnek nem szabad érzékenynek lennie a légszennyezésre, különben elpusztul és alkalmazása hatástalan. A növényzet másik szerepe ebben a vonatkozásban az, hogy egy része, mint táplálék, az ember testébe kerül, a rátapadt esetleg felvett szennyel együtt és így közvetve kárt okoz. Ugyanez megesik az állati eredetű táplálékkal is. Különös figyelmet kell fordítani ilyen szempontból a növényvédő szerekre, amelyek alkalmazása során légszennyeződés, ezen kívül vízszennyeződés, sőt talajszennyeződés is áll elő. Ha az ilyen úton történt halálos végű baleseteket nem is vesszük számításba, a levegőbe, vízbe, talajra, növényekre juttatott mérgek tömege mindenkor mint a környezet nagy veszélyt jelentő körülménye tekintendő és az ezzel kapcsolatos óvórendszabályok szigorúsága, sőt további szigorítása indokolt.

A köztudomás szerint is kifejezetten meteorológiai jellegű káros nagyvárosi környezeti tulajdonságokhoz egy újat is kell csatolnunk. A levegő tisztaságán kívül jelentős hatást tesz az emberre az ott kialakuló *zajszint*. A természetes környezet nagy része régen az erős és tartós zajoktól mentesebb volt, mint a mai emberi lakóhely, különösen a sűrű emberi települések légtere. A hang a levegő rezgése, ezen az alapon légkörfizikai jelenségnek, új felfogással a makro- és mikroklíma egyik elemének is tekinthető. A természetes környezetben a tenger zúgása, mormolása, a szélviharok alkalmával keletkező zajok, továbbá a mennydörgés és villámcsapás hangja alakították ki a légtér zajszintjét, az élőlények okozta, általában kisebb erősségű hangokon kívül. A nagy városokban ma ehhez az ipartelepek gépeinek, a műhelyeknek és a közlekedésnek a zaja, továbbá az ember sokrétű lármája (kiabálás, ének, rádió, televízió, zajos munka) csatlakozik. Ezek együttesen, vagy váltogatva szinte szüntelen kellemetlenül zajossá teszik az ember környezetét. A sok és nagy zaj szintén környezeti egészségügyi ártalmat jelent az emberre, mert idegeit rongálja. Sokkal nagyobb veszély ez, mint általában gondolják és feltétlenül szükséges, hogy a környezetvédelem intézkedései ezen is segítsenek.

Hátra van, hogy az ember környezetének további olyan értékeit is megemlítsük, amelyek szintén veszélyben forognak. Ilyen maga a táj, a természet és a régebbi emberi létesítmények szépsége, érdekessége, különlegessége és eszmei értéke. A tudatlan és a rosszakaratú ember hajlamos a rombolásra, az önző ember a közérdek semmibe vételére; pedig közös kincseink fenntartása mindenütt hatósági védelmet, egyben sokirányú szakértelmet igényel. Ez viszont sok vonatkozásban szintén a meteorológus közreműködését kívánja, hiszen az említett természeti szépségek és emberi létesítmények károsodásában és meg-

szűnésében gyakran az időjárás és az éghajlat is közrejátszik. Az *idő* sokat emlegetett *vasfogát* sok esetben az időjárás pusztító tevékenysége képviseli. A természeti szépségek és különlegességek, valamint emberi alkotások (szép kilátás, a táj különleges értékei, harmóniája, műemlékek, múzeumi tárgyak) megőrzése a légköri hatások ellen védelmet és ennek folytán meteorológiai szaktanácsot igényel.

Áttekintve és összefoglalva az ember környezetét károsító, pusztító, kedvezőtlen irányban befolyásoló tényezőket, és jelenségeket, közülük kettőt tartunk kiemelendőnek, az időjárást és az embert. E kettőnek szerepét kell világosan látnunk a környezet kedvező tulajdonságainak fenntartása és megőrzése, a kedvezőtlenek mérsékelése és megszüntetése érdekében. Az emberi tevékenységek tekintetében a meteorológus csak véleményt nyilváníthat, csak az azokkal kapcsolatos veszélyekre hívhatja fel a figyelmet. Többre nincs módja és nem is illetékes.

Ezzel szemben az időjárás tényezőinek minden környezetvédelmi vonatkozásában a meteorológus hivatott tanácsot adni. Ennek a felelősségteljes kötelezettségünknek azonban csak akkor tudunk eleget tenni, ha kutató tevékenységünket intenzívebben irányítjuk a légkörnek, helyesebben az embert közvetlenül körülvevő kisebb légtereknek tulajdonságaira, azok objektív feltárására, befolyásolásuk lehetőségeire.

Erre figyelmeztet bennünket a Világ Meteorológiai Szervezetének az az elhatározása, hogy az 1972. évi meteorológiai világnap témájául az ember környezetének megtárgyalását választotta. Eme cél felé törekszik a Világszervezet elhatározása, hogy az egész Földön nemzetközi és nemzeti megfigyelő hálózatokat szervez és kutatást indít a légszennyezés folyamatos mérésére. A tervezett megfigyelőhálózat egyrészt a légszennyezés mértékét és minőségét levegőminták elemzésével vizsgálja, másrészt a légszennyezés okozta légköri homályosság mérésével az egész légtér szennyezettségét igyekszik figyelemmel kísérni. Ezzel lehetővé válik a légszennyezés jelenlegi mértékének pontos megállapítása, az *emisszión* kívül az embert elsősorban érdeklő *immisszió* területi eloszlásának, rövid és hosszú időtartamú változásainak objektív szemmel tartása. Csak ezek jelentenek biztos alapot az okok és hatások objektív megállapítására és a szükséges hazai és nemzetközi intézkedések megtételére. A hazai meteorológiai szolgálat készséggel működik közre ebben az egész emberiség érdekét előmozdító munkában és kiveszi a maga részét a légszennyezés csökkentését célzó világméretű kutatásban.

*

METEOROLOGICAL FACTORS OF HUMAN ENVIRONMENT

The fate of men and mankind is determined by the actual exchange of matter and energy with the living and non-living environment. With the development of science and technology, man became the omnipotent master of the living organisms on the Earth's surface. The only exception is man himself, as the perfect co-operation of mankind or of smaller groups of human individuals has not yet been realized. Accordingly, the possibility subsists, that even man itself, as one of the factors of human environment, is endangering the fate of mankind. Another factor of human environment (which equally cannot be wholly controlled) is the inorganic world. In fact, the phenomena of this factor extend to so large masses of matter and to so vast spaces, and are influenced only by so great amounts of energy, that man can exert only a local control

of them which is extending to a limited space. The most important factors belonging to this group are weather and climate.

Development of the human society, as well as the increase of requirements and exigences, has led to urbanization, that is, the concentration of mankind into large cities. Its consequence consisted for many people in an obvious and alarming deterioration of their environmental conditions. In the densely builded air space of a large city, which is constantly becoming more and more congested, the requirements of man, who was adapted during a million of years to an open-air life, are not fulfilled. Emanating from its own activities and of the still increasing industrial production, noxious air-pollutants (such as dust, smoke, soot, vapours and gases) are excessively accumulating in the atmosphere of a large city. Their main sources are domestic heating, traffic and industrial production. The decrease of wind caused by a congested way of building over, and the ensueing limitation of air exchange with air masses of the open land, is not allowing a sufficient degree of ventilation. Especially certain anticyclonal conditions are leading to a very dangerous concentration of air pollution. Further, the suspended foreign particles are strongly decreasing the intensity of solar radiation, causing haze phenomena. The radiation requirement of man, and especially that of the young generation, is in a large city not satisfied and this is the source of diseases. Such an environment is unsuitable for resting, recreation, holyday-making and recovery. However, even in the open country, conditions from this point of view are constantly deteriorating.

Man has recognized the dangers of environmental deterioration in cities and in the open country as well, and reached the decision to undertake every possible effort, in a planned and scientifically founded way, for the elimination of these evils. Meteorologists have in this field a particular responsibility, as the carrier of the largest environmental dangers is the atmosphere itself. Accordingly, the World Meteorological Organization decided the implementation of a world-wide network for the investigation of air pollution with the task of constantly surveying the air pollution conditions of various regions and of the whole world, and for monitoring its changes, with the aim of determining the causes of these changes. In addition, meteorologists and climatologists are serving as competent experts on atmospherical processes and in this way they are supporting the work of specialists for regional planning, town planning and public health, with the aim that economical evolution in the future should not further aggravate environmental conditions, an earlier faults committed in this field be eliminated by assuring a sound environment for man and for the entire organic world.

A talajfelszín közelében képződő csapadékmennyiség meghatározása

SZÁSZ GÁBOR, *Agrártudományi Egyetem, Debrecen*

Определение суммы осадков, образующихся в приземном слое атмосферы. По данным измерения температуры, влажности, проведенных в приземном слое атмосферы, а также по данным температуры почвы, посредством вычислений автор определил месячные и годовые суммы микроосадков атмосферного происхождения, росы, инея, а также воды, приходящих на земную поверхность нижних слоев почвы путем диффузии. В основе вычислений лежат фактические данные за 7 лет и полученные результаты представлены в *таблице I.* Выявлено, что годовое количество воды, происходящей из микроосадков, составляет приблизительно 10% от всей годовой суммы атмосферных осадков, что соответствует количеству воды, непренебрегаемому напр. с точки зрения водного баланса.

*

A felszín közelében képződő csapadék mennyiségéről és annak időbeli eloszlásáról keveset tudunk, ennek ellenére meggyőződésünk, hogy *a felső talajrétegek vízforgalmában az így keletkező víztöbblet nem elhanyagolható mennyiségű.* A természetes és mesterséges ökoszisztémák számára ez a vízmennyiség olykor jelentős ökológiai faktornak minősül [9]. A felszín közelében képződő csapadékok sorában a *légköri- és talaj harmatot* említjük elsőként, de képződési folyamat tekintetében ide sorolható a *dér* is. A *zúzmara* a felszínből kiemelkedő távolabbi tárgyakon képződik. Sajnálatos, hogy a rendszeres éghajlati megfigyelések során e csapadékoknak csak az előfordulását jegyzik fel, mennyiségi meghatározás csupán a zúzmarára vonatkozóan szerepel a megfigyelések programjában. A harmat, illetve dér vízegyenértékének meghatározásához részben a rendkívül ritka kísérleti mérések, de méginkább a közelítő számítások eredményeire vagyunk utalva. Az alábbiakban e téren végzett vizsgálataink tapasztalatait foglaljuk össze.

A felszín közeli térben képződött mikrocsapadék meghatározása

A talajmenti légtérben képződött mikrocsapadékformák közül a *harmatnál* a szórványos kísérleti mérések alapján kialakítható egy általános kép az eloszlásról.

Badgley 1891-ben megjelent munkája szerint Indiában évente 30,5 mm harmatmennyiség képződik [10]. Európában *Fritsche*, 1934. [3], *Hiltner*, 1930., 1931. [6], [7], majd *Leick* 1934-ben megjelent műveit [9] kell kiemelnünk. Az utóbbi kettő nemzetközileg elterjedt mérési eljárást dolgozott ki. Hazánkban *Steiner* és *Fleischmann* együttműködéséből származó eredményt kell kiemelkedőnek tekintenünk [11]. A kísérleti mérések eredményeiről összefoglalóan elmondható, hogy bár hasznos információt nyújtanak, azonban azok csupán *relatív értékeknek tekinthetők*, mivel a felfogott kondenzációs víz mennyisége a helyi mikroklimatikus feltételeken kívül a *felfogó test energetikai, termofizikai és aerodinamikai sajátosságától függ.*

A bonyolult, de csak relatív adatokat szolgáltató mérések helyett egyre inkább előtérbe kerül a számítás útján történő meghatározás, amelyet a talajmenti légtér fizikai tulajdonságainak feltárása jelenleg is biztosít már. Két olyan modellt ismerünk, amely a képződés mechanizmusát igen áttekintően és

egzakt módon mutatja be: ezek a *Hofmann-féle modell* [8], majd később a *Monteith-féle modell* [10] a felszín energia mérlegének törvényeire építve nyújtanak lehetőséget a harmat meghatározására. Mivel a *Hofmann*-modell olyan tagot is tartalmaz (a hőátadási együttható aerodinamikai függése), melynek meghatározása körülményes, ezért vizsgálataink céljára az utóbbi modellt választottuk. *Monteith* szerint a keletkezett harmat, illetve dér mennyisége — vízszintes felületen — és az energiamérleg egyes összetevői között az alábbi összefüggés áll fenn:

$$W_a = \frac{\Delta S_0 - hE\,(1 - r)}{\Delta + \gamma} \;/\; 60\ [\text{mm/óra}] \qquad (1)$$

ahol: $S_0 = 1 - (0{,}53 + 0{,}065\sqrt{e})\,\sigma T^4$

$h = 3{,}9 \cdot v^{0{,}7}$ [cal/cm² óra fok]

$\gamma = 0{,}66$ mb/C°

$\Delta = dE/dT$

r = relatív nedvesség [0 — 1]

E = telítettségi páranyomás [mb]

A fenti összefüggés szerint tehát *harmat keletkezik ott és akkor, ha a felfelé irányuló vertikális vízgőzátvitel kisebb, mint a hőmérsékletcsökkenéssel járó vízgőzkészlet kisebbedése.* Az (1) egyenlettel azonban csak a vízszintes felületre kondenzálódó mennyiség definiálható. A valóságban e feltétel nem teljesül, ezért többévi kísérleteink során az (1) formulát továbbfejlesztettük. Eredményeinket röviden a következőkben foglaljuk össze:

Középmagas, illetve magas növényállományokban lényegesen nagyobb harmatmennyiség figyelhető meg a *Leick*-féle relatív mérési módszerrel, mint amennyi az (1) egyenlettel meghatározható. A viszonylagos harmattöbblet fizikai oka az, hogy a nagyobb transpirációs felület következtében, az állományban nagyobb a vízgőztartalom, mint a szabadban, a kicserélődés viszont kisebb, így az állomány légterében a vízgőz raktározódik, ami a nagyobb relatív nedvességben jut kifejezésre. Figyelembe veendő tényező még az állományon belüli kisebb effektív kisugárzás-érték is, azonban míg az előző kettő harmatfokozó hatású az utóbbi mérsékli a keletkező harmat mennyiségét. E három tényező egymáshoz való aránya szabja meg az állományokon belül a harmattöbblet mértékét.

Az állományon belüli harmattöbblet helyes megállapítása céljából az (1) egyenletben szereplő tényezők közül elsősorban az effektív kisugárzás meghatározását kell módosítani. Mint említettük, az eljárás csak *sík felületre érvényes*, az állományban pedig a sugárzási mérleg (Sn_0) értéke a levélfelületi index értékének megfelelően kisebbedik:

$$Sn_0 = S_0 e^{-a\int_z^h F\,dz} \qquad [\text{gcal/cm}^2 \text{ idő}] \qquad (1/a)$$

ahol a = az állomány extinkciós együtthatója. Ennek értéke (0,4 — 0,8-ig változik, F = a levél felületi index (LAI): $h - z$ rétegvastagságban, (LAI: levél felületi index).

Az (1/a) módosított formula felhasználásával határoztuk meg a természetes növénytakaró és a termesztett növények állományaiban képződött harmatmennyiséget a következőképpen:

$$W_n = \delta W_a \tag{2}$$

A W_n a tényleges harmatmennyiség, δ pedig a növényállományban végzett harmatmérés eredményének és a síkfelületi harmat hányadosa, tehát egy gyakorlati arányosító tényező. Ennek a tényezőnek bevezetését indokoltnak tartjuk, mivel a mikroklimatikus tér minden esetben a makro-légtér fizikai állapotának függvénye, tehát a két mérési érték fizikailag összekapcsolható. Az *I. táblázatban* bemutatjuk néhány esetre az arányossági tényező értékét.

I. TÁBLÁZAT — *TABLE I*

A növényállományban és a sík felületen mért harmatmennyiség hányadosa (δ)
Amount of dew measured in a plant crop divided by the amount of dew produced on a plane surface (δ)

Alacsony gyep	Közepesen magas fű	Magas fű	Kukorica			Búza		Lucerna
			LAI 1	LAI 2	LAI 3	LAI 1	LAI 2	LAI 3
δ: 1,0—1,2	1,3—1,4	1,5—1,6	1,1—1,3	1,3—1,4	1,5—1,7	1,2—1,4	1,3—1.6	1,5—1,7

Az arányossági tényezőt — kísérleti mérések alapján — más növényekre és különböző fejlettségi állapotokra is kiterjeszthetőnek tarthatjuk.

A felszín közeli csapadék másik jelentős formája a talaj felső rétegének pórusterében képződött vízmennyiség, az ún. *talajharmat* (W_t). A talajharmat képződésének feltételeivel aránylag sokan foglalkoztak, ezek közül kiemeljük *Trénel* [16] munkásságát, aki kísérleti úton kívánta meghatározni a különböző feltételek között kialakuló talajharmat mennyiségét. A további vizsgálatok alapjait és eredményeit az alábbiakban foglaljuk össze.

A talajharmat két komponense:

1. A belső térből származó kondenzációs vízmennyiség (W_k),
2. Az alsó talajrétegekből termodiffúzió útján felemelkedő vízgőzből származó vízmennyiség (W_d), e szerint:

$$W_t = W_k + W_d \tag{3}$$

A belső térből származó vízmennyiség megállapítása könnyű feladat; egységnyi térfogatra az alábbi:

$$W_k = C \frac{289}{T_k} E_{T_1} - E_{T_2} \cdot 10^{-6} \text{ [g/cm}^3\text{]} \tag{4}$$

ahol C = a vízgőzzel kitöltött pórustér arány,

T_k = a talaj lehűlési szakaszának átlaghőmérséklete,

E_{T_1} = a legmagasabb,

E_{T_2} = a legalacsonyabb hőmérséklethez tartozó telítettségi páranyomás.

A (4) egyenlőség azonban csak akkor teljesül, ha a talaj nedvességtartalma nagyobb a higroszkópos nedvességtartalomnál, vagy azzal egyenlő. Hangsúlyoznunk kell, hogy a fenti összefüggés elsősorban a nagyobb átmérőjű kapillárisokra, de főképpen a feszültségmentes terekre érvényes, tehát ott, ahol a *Thompson*-effektus csak kis mértékben vagy egyáltalán nem lép fel.

Sokkal nehezebb azonban az alulról a magasabb rétegbe *diffúzió útján felemelkedő vízgőzmennyiség* megállapítása. Kézenfekvő, hogy a diffúzió sebességét

kifejező *Fick*-törvénnyel analóg függvényt kell keresnünk. Az e kérdéssel foglalkozó közlemények szinte számtalan ilyen függvényt írnak le. Mindegyiknek közös vonása, hogy feltételezik a higroszkóposságon felüli nedvességtartalmat, mivel ebben az esetben a lekötési veszteség elhanyagolható. Feltétel továbbá a hézagszerkezet közel azonos geometriai sajátossága, valamint az, hogy a nedvességtartalom és az ozmotikus különbség a vízgőz-gradiens értékét ne módosítsa. Ebben az esetben *Cary* [2] szerint a vízgőz diffúziójának intenzitása a *Fick*, illetve a *Clausius—Clapeyron* egyenlet segítségével írható fel az alábbi formában:

$$W_d = -C \frac{DpH}{R^2 T^3} \frac{dT}{dz} \text{ [mol/sec cm}^2\text{]} \tag{5}$$

ahol D = a vízgőz hőmérséklettől függő molekuláris diffúziós együtthatója:

$$D = D_o \frac{P_o}{p} \frac{T_o^{2\cdot3}}{T^{2\cdot3}}$$

továbbá H = a víz párolgási hője, R = a gázállandó, T = a hőmérséklet, dT/dz = hőmérsékleti gradiens, p = páranyomás. D_o, P_o és T_o = a diffúziós együttható, légnyomás és hőmérséklet standard értékei. Tekintettel arra, hogy a *Cary*-féle egyenlet tagjainak dimenziója a kémiai termodinamikában használt egységek, ezért célszerű ezt átalakított formában alkalmazni:

$$W_d = -\alpha C \frac{DM}{RT} \frac{p}{p-E} \frac{dE}{dz} \text{ [g/cm}^2 \text{ sec]} \tag{5/a}$$

ahol α = a *Penman*-féle konstans (0,66), M = a vízgőz molekulasúlya. A fenti egyenlet — amely *Rollinstól* [5] származik — tovább alakítható úgy, hogy az M/RT arányt a vízgőz koncentrációnak a hőmérséklettől függő értékével helyettesítjük, s így értelemszerűen a dE/dz helyébe a dT/dz hőmérsékleti gradiens kerül. Így jutottunk el ahhoz a legegyszerűbb diffúziós egyenlethez, amelyet *Globus* [4] is alkalmazott:

$$W_d = \alpha \cdot C \cdot D \cdot \frac{dc}{dT} \frac{p}{p-E} \frac{dT}{dz} \text{ [g/cm}^2 \text{ sec]} \tag{5/b}$$

Amennyiben az (5/a), illetve (5/b) egyenletek feltételezéseinket kielégítik, úgy ezek segítségével megállapítható az a vízgőzmennyiség, amely a hőmérséklet-csökkenés irányában helyeződik át. Hangsúlyozzuk, hogy a talajharmatnak e komponense lényegében vízfelvételt, *halmazállapotváltozást és térbeli áthelyeződést* jelent.

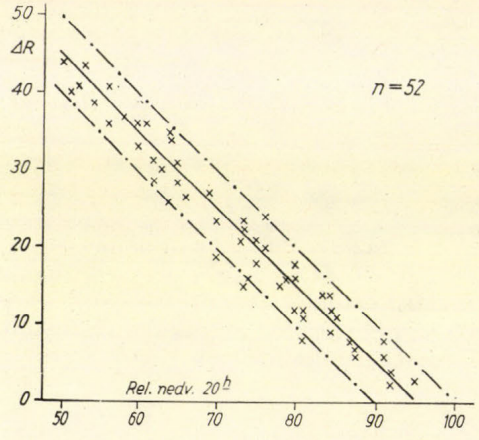
Légköri eredetű mikrocsapadék

A talajmenti légtérből származó harmat mennyiségét általában fizikai meggondolásokra épített becsléssel közelítik meg. *Bacsó* [1], [12], ezt a mennyiséget — a fizikai körülményeket figyelembe véve — télen tekinti a legnagyobbnak. Tekintettel azonban az ez irányú hazai kutatások hiányára, részben a korábban ismertetett alapokból kiindulva, részben pedig kísérleti úton állapítottuk meg a harmat keletkezésének feltételeit.

A vizsgálatok kiindulási alapját a legegyszerűbb összefüggések képezték. Véleményünk szerint az este 20 órakor mért relatív nedvességnek R_{20} egy állandó értékig R_{krit} kell növekednie a kondenzáció megindulásáig:

$$R_{20} + \Delta R = R_{krit}$$

A kritikus relatív nedvességet kísérleti úton állapítottuk meg. Megfigyelési anyagunkból kiválasztottunk 52 olyan éjszakát, amikor harmat volt megfigyelhető. Az elemzések szerint a kritikus relatív nedvesség — 200 cm magasságban



1. ábra. A 20 órakor mért relatív nedvességtartalom és ennek éjszakai változása között tapasztalt összefüggés harmatképződés idején

Fig. 1. *Empirical relation found between the value of relative humidity measured at 20 hours and the nocturnal variation of relative humidity during the production of dew*

mérve — 90% feletti, de csak köd esetén éri el a 100%-ot. A szóródás a nedvességprofilban kialakuló változásokból adódik. Emiatt kritikus értéknek a 95%-os relatív nedvességet tekintettük. Energiaforgalmi számítások útján nem tudtunk kondenzációt kimutatni $e/E = 0{,}9$ esetén, de a két évre terjedő *Woelfe*-rendszerű nedvességi regisztrálások sem utalnak ebben az esetben kondenzáció megindítására a talaj mentén. Így kritikus nedvesség kifejezése konkrétabban a következő:

$$R_{20} + \Delta R \geqq 95\%$$

A fenti összefüggés teljesülését grafikusan az *1. ábrán* mutatjuk be. Ebből látható, hogy az eseteknek csak igen kis százaléka tér el a fenti megállapítástól. Ez az összefüggés teszi lehetővé a *harmat, illetve a dér potenciális számának és gyakoriságának a megállapítását.* Ennek alapján állapítottuk meg az 1964—70. közötti időszakra azoknak az óráknak a havi számát, amelyekben a relatív nedvesség elérte a 95%-ot, azaz amelyekben a kondenzáció megindulhat, illetve folyamatban van. Ezeknek évi átlagos összege 829 óra, ami az összes órák 9,5%-a, tehát nem elhanyagolható nagyság. További kérdés az, hogy miként oszlik ez meg az év folyamán. Erről tájékoztat a *II. táblázat* 1. sora, mely igazolni látszik *Bacsó* korábban idézett megállapítását, ti., hogy a talajmenti légtérből származó harmat mennyisége télen a legnagyobb.

Természetesen a tartam ismerete mellett fontos kérdés, hogy ez idő alatt mekkora a *kondenzált, illetve szublimált vízmennyiség.* Erre vonatkozóan az (1) egyenletet vettük segítségül, amely nem egyéb, mint a felszín energiamérlegét kifejező összefüggés besugárzásmentes helyzetben. Mindenekelőtt az effektív kisugárzás értéke az, amely döntő lehet a harmat mennyiségének alakulásában.

II. TÁBLÁZAT — *TABLE II*

A számoszlopok jelentése — *Meaning of the columns;* 1) órák száma amikor a rel. nedv. ≧ 95 % — *number of hours with rel. hum.* ≧ *95 %;* 2) felhőzet (N) — *cloudiness* (N); 3) effektív kisugárzás derült időben — *effective radiation in clear weather;* 4) tényleges effektív kisugárzás — *actual effective radiation;* 5) óránkénti harmatmennyiség derült időben (W_a) — *hourly quantity of dew in clear weather* (W_a); 6) felhőzeti redukciós tényező (b) — *correction factor of cloudiness* (*b*); 7) b.W_a; 8) W_a havi összege (1. és 7. oszlop megfelelő számainak szorzata) — *monthly total of* W_a *(multiplication of the numbers in columns 1 and 7);* 9) a talaj belső teréből kondenzálódó vízmennyiség (W_k) — *quantity of water condensated from the inner space of the soil* (W_k); 10) az alsó talajrétegekből diffundálódó vízmennyiség (W_d) — *quantitaty of water diffused from the lower layers of the soil* (W_d); 11) W_a havi összege + W_k + W_d — *monthly total of* W_a *plus* W_k *plus* W_d

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	óra	N	cal/cm²	óra	W_a mm/óra	b	b W_a mm/óra	dew mm	W_k mm	W_d mm	dew + W_k + W_d mm
jan.	89	0,66	7,4	4,8	0,024	0,93	0,002	1,96	0,0001	1,12	3,08
febr.	90	0,67	7,1	4,7	0,024	0,94	0,023	2,07	0,0012	1,58	3,65
márc.	69	0,62	6,9	4,8	0,037	0,94	0,035	2,41	0,0065	1,97	4,39
ápr.	27	0,48	6,5	5,0	0,039	0,96	0,037	1,00	0,0209	2,36	3,38
máj.	26	0,48	6,3	5,2	0,047	0,96	0,045	1,17	0,0446	3,57	4,78
jún.	47	0,46	6,2	5,2	0,048	0,97	0,047	2,21	0,0676	4,11	6,39
júl.	36	0,35	6,3	5,5	0,048	0,98	0,047	1,69	0,0865	4,38	6,16
aug.	54	0,33	6,3	5,5	0,060	0,98	0,059	3,19	0,0705	4,12	7,38
szept.	65	0,42	6,3	5,3	0,047	0,97	0,046	2,99	0,0384	3,95	6,98
okt.	81	0,52	6,3	4,9	0,041	0,96	0,039	3,16	0,0177	3,35	6,53
nov.	119	0,66	6,5	4,5	0,037	0,93	0,034	4,05	0,0057	2,22	6,28
dec.	126	0,77	6,7	4,0	0,024	0,91	0,022	2,77	0,0012	1,38	4,15
Σ	829	—	—	—	—	—	—	28,67	0,3609	34,11	63,15

Számításaink szerint az éjszakai órák effektív kisugárzása 4,0 – 8,0 gcal cm^{-2} $óra^{-1}$ között változik. Az alsó határérték azonban a harmatképződés éjszakáján lényegesen nagyobbodik, ugyanis általában az erős lehűlés és a nagy mértékű effektív kisugárzás együtt jár, ami a képződés előfeltétele. Így derült égbolt esetén a fenti intervallum 7,5 – 8,5 közötti értékekre csökken. Nem vétünk

III. TÁBLÁZAT — *TABLE III*

Az óránként képződő harmat mennyisége a különböző hőmérséklet- és szélsebességértékek szerint
Amount of hourly dew production as a function of temperature and wind speed

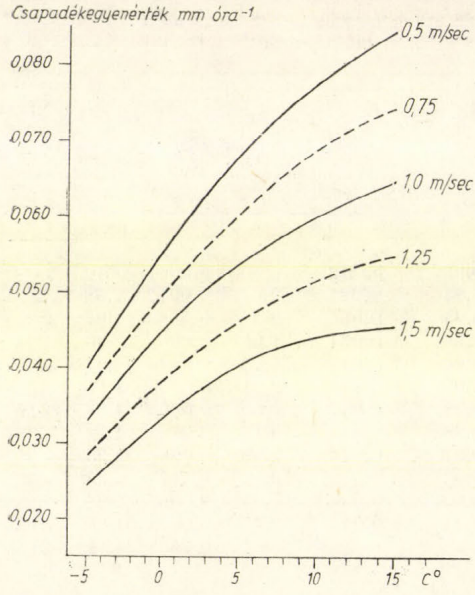
Celsius	15°	10°	5°	0°	—5°
1,0 m/sec	0,065	0,060	0,058	0,045	0,033
1,5 m/sec	0,046	0,044	0,042	0,035	0,025

tehát durva hibát, ha egységesen 8,0 gcal cm^{-2} $óra^{-1}$ értékkel végezzük el az első közelítő becslést. 1 és 1,5 m/sec szélsebességet, valamint a fenti kritikus nedvességtartalom értéket feltételezve az energia mérleg szerinti óránként képződő harmat, illetve dér mennyisége a *III. táblázatban* látható.

Ebből a számítási eredményből látható, hogy a tartam nem jelenti feltétlenül a mennyiség nagyobbodását is. Ez abból adódik, hogy a dE/dT érték nyáron csaknem kétszerese a télen mérhető értéknek, továbbá, hogy a hőmérséklet emelkedése és a felhőzet csökkenése folytán az effektív kisugárzás nagyob-

bodik. Tájékoztatásul a *II. táblázatban* közöljük az éjszakai órák átlagos felhőzetének értékét, valamint a derült égboltra vonatkozó éjszakai effektív kisugárzás és a tényleges kisugárzás éjszakai átlagos óraösszegét 1964—70. évek átlagában.

Számításainkat 95%-os relatív nedvességre és minden esetben derült égboltra végeztük, mert rendszeres megfigyeléseink bizonysága szerint jelentő-



2. ábra. A harmatképződés intenzitásának függése a 2-es szinten mért léghőmérséklettől és szélsebességtől 95%-os relatív nedvesség esetén

Fig. 2. *Dependence of the rate of dew production on the temperature and wind speed observed at level 2, in the case of 95% relative humidity*

sebb mennyiségű harmatképződés derült vagy csaknem derült égbolt esetén fordult elő.

A vízszintes felületen ilyen módon képződhető harmatmennyiségeket [mm/óra] mutatja grafikusan a *2. ábra*, amely egyúttal segédletül szolgálhat a harmat mennyiségének megállapításához különböző szélsebességek esetén, mínusz 5 C° — plusz 15 C° hőmérsékleti intervallumban. A felhőzet hatásának megállapítása céljából meghatároztuk a derült és a különböző felhőmennyiség esetén kialakuló kondenzációs vízmennyiség (*b*) arányát *(IV. táblázat)*.

A harmatképződés idején megfigyelt felhőzet átlaga alapján redukciós tényezőt határoztunk meg. Azt az eredményt kaptuk, hogy harmat — illetve dér — képződés esetén az átlagos felhőmennyiség mintegy 50%-a az évi közepes felhőzetnek. Ezért a *II. táblázat* 2. sorában található átlagos felhőzet félértékére vonatkoznak a 6. sorban található felhőzeti redukáló faktorok. Az 5. sorban pedig a derült égbolt esetén keletkező vízmennyiséget tüntettük fel. Az utóbbi két érték szorzata képezi a 7. sorban levő „viszonylag derült" körülmények között a képződés intenzitását. Az intenzitás (7. sor) és a tartam (1. sor) szorzata adja a keresett *havi átlagosnak tekinthető harmat és dér mennyiséget.* Hét évi átlagban az évi összeg 28,7 mm s ez közel áll a becsléssel megállapított 25—30 mm-hez. A havi eloszlásban is határozott törvényszerűség ismerhető fel. A harmat és dér mennyiség legjelentősebb hányada nyár végén és ősszel képződik; gyakori a képződés megindulása januárban és februárban is, azonban

IV. TÁBLÁZAT — *TABLE IV*

A borult/derült időben keletkező kondenzációs vízmennyiségek közötti arányossági tényező (b)
Proportionality factor between the amount of dew produced in overcast weather and that produced in clear weather (b)

felhőzet	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
b	0,99	0,97	0,94	0,90	0,85	0,78

az egy alkalommal kialakuló mennyiség csekély 0,11 mm/nap. Az őszi maximális mennyiséget biztosító időszakban az egy éjszaka kialakuló átlagos mennyiség: 0,23 mm. Évi átlagban az egy éjszaka képződő vízmennyiség: 0,19 mm. Kérdés, mennyiben tekinthető ez reális értéknek. *Monteith* [10] nyomán bemutatunk néhány mért, maximális harmatmennyiséget, melyek 10—12 óra alatt képződtek: Dél-Anglia 0,43; München 0,43; Montpellier 0,22; Moravia 0,25; Moszkva 0,22; Románia 0,17; Debrecen 0,19.

Figyelembe véve az éghajlati adottságokat, számításunk eredménye jól beilleszthető az idézett adatok sorába.

A továbbiakban a *mikroklíma szerepével* foglalkozunk igen röviden. A mikroklíma a légkör fizikai állapotának és a felszín sajátosságának kölcsönhatása. A felszíni sajátosságok közül főként a *növénytakaró* hatását elemeztük. A növénytakaró egyrészt harmatfokozó hatásúnak bizonyul, mivel a belső tér relatív nedvessége nagy, tehát a kritikus nedvességi érték bekövetkezése valószínűbb. Másrészt a kicsapódás „kétoldalasan" történik s így mennyiségileg ez több vizet jelent. Ha kizárólag a kritikus nedvességtartalom gyakorisági értékeit hasonlítjuk össze növényállományban és az éghajlati megfigyelő állomáson, akkor búzára, kukoricára és lucernára két év átlagában, az *V. táblázatban* levő előfordulási számokat kaptuk.

Az *V. táblázatban* látható különbözőségeket részben energetikai, részben pedig aerodinamikai okokkal magyarázhatjuk. A levélzet gyarapodásával az állomány „mélységében" az effektív kisugárzás csökken, ez a kondenzációs folyamatok megindulását fékezi. Az állomány belsejében a kicserélődés is jelentős mértékben csökken [15], de ez elősegíti a kondenzáció folyamatát. E két ellentétes irányú hatás mérlege az előbb ismertetett tények szerint a képződés feltételeinek javítása irányába tolódik el s ez az oka annak, hogy a kritikus nedvességi értékek nagyobb gyakoriságúak az állományon belül, mint a megfigyelő állomás szokásos magasságában. A teljesség kedvéért a *VI. táblázatban* bemutatunk néhány, a levélfelület nagyságának a sugárzási mérlegre gyakorolt hatását kifejező számértéket.

V. TÁBLÁZAT — *TABLE V*

A kritikus nedvességérték bekövetkezésének havi gyakorisága [óra] búza-, kukorica- és lucernaállományban
Monthly frequency of the occurrence of critical values of relative humidity [hours] at the observing station in wheat maize and lucerne crops

	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Megf. áll.	36	38	46	47	58	61
búza	—	49	65	—	—	—
kukorica	—	38	60	73	83	79
lucerna	—	52	65	84	80	77

VI. TÁBLÁZAT — *TABLE VI*

A sugárzási mérleg egyenlege [gcal/cm² óra] kukorica- és lucernaállományban a felszínen (S_0) és a növényállományban, különböző levélfelületi indexek (LAI 1, 2, 3, 4, 5) esetén
Radiation balance [gcal/cm² hour] in maize and lucerne crops on the surface (S_0) and in the plant crop in the case of various leaf-surface indices (LAI 1, 2, 3, 4, 5)

S_0	30	20	10	0	—10
			kukorica		
LAI 1	18,21	12,14	6,07	0	—6,07
2	11,04	7,36	3,68	0	—3,68
3	6,69	4,46	2,23	0	—2,23
4	4,05	2,70	1,35	0	—1,35
			lucerna		
LAI 1	14,91	9,94	4,97	0	—4,97
2	7,41	4,94	2,47	0	—2,47
3	3,66	2,44	1,22	0	—1,22
4	1,83	1,22	0,61	0	—0,61
5	1,50	0,60	0,30	0	—0,30

A *VI. táblázatban* közölt adatokat az (1/a) egyenlettel számítottuk, melynél az állomány sugárzásmérlegének extinkciós együtthatója kukoricánál 0,5; lucernánál pedig 0,7 volt. Az előbbi érték irodalmi forrásból származó adat, a lucernára pedig összehasonlító kísérleti mérés útján állapítottuk meg. A táblázatból megállapítható, hogy sugárzásforgalmi szempontból az állomány felső rétegében kedveznek a feltételek a harmatképződés folyamatának. Az aerodinamikai feltételek ezzel ellentétesen alakulnak. *Saito* [15] vizsgálatai szerint a kicserélődési, illetve turbulens diffúziós együttható extinkciós tényezője 2,0—4,5 érték körüli, tehát az *állomány felületétől a felszín felé haladva a diffúziós együttható sokkal nagyobb mértékben kisebbedik, mint amilyen arányban mérséklődik a kisugárzás útján beálló hőveszteség.* Ez az oka tehát annak, hogy nem az állomány felszínén, hanem a belsejében keletkezhet nagyobb harmatmennyiség. Ezt az állítást igazolja a kritikus nedvességtartalom profil menti eloszlása is. Ebből az eloszlásból határoztuk meg a δ redukciós tényezőt *(I. táblázat)*, amelyet a (2) egyenletben szorzótényezőként felhasználtunk. Az említett növényekhez hasonlóan meghatározható, s ezúton közelítőleg megbecsülhető egy-egy időszak vagy akár az egész évi légköri eredetű mikrocsapadék mennyisége is.

A felszín alatt képződő kondenzációs és szublimációs termékek mennyisége

A felszín alatti *belső térből származó kondenzációs és szublimációs termékek* csupán az egyik összetevőt jelentik, s a vizsgálatok szerint ennek mennyisége csekély. A talajhőmérsékleti hullám mélység szerinti eltolódása (fáziskésése) módosítja a kondenzációs folyamatok megindulását, amplitúdójának mélységgel való csökkenése pedig mérsékli azok intenzitását. Mivel e termékek mennyiségét kizárólagosan a dE/dT, a levegővel kitöltött térfogat arány és a hőmérséklet változás határozza meg, ezért csak az ezekre vonatkozó megállapításainkat foglaljuk össze.

A levegővel kitöltött térfogat arány a talaj különböző rétegeiben egymástól eltér, s évszakonként is változó. Elsősorban a felső 0,3—0,4 mm vastagságú

rétegre vonatkozó levegőarányt határoztuk meg, mert a képződés folyamata ezekben a legjelentősebb. Ennek az aránynak a vertikális eloszlása évszakonként változó: nyáron a felső rétegekben a levegővel kitöltött térfogat arány nagy, s a mélyebb rétegek felé haladva fokozatosan csökken, tavasszal és ősszel ennek a fordítottja áll. A vertikális eloszlásnak e sajátosságát a talaj nedvességtartalmának évszakos alakulásával hozhatjuk kapcsolatba, ugyanis éppen ellentétes annak változásával. Természetesen bizonyos szerepet játszik ebben a térfogatsúly is, amely a felszíni rétegektől a mélyebb rétegek felé haladva nő, s ennek megfelelően a levegő térfogat aránya csökken. A levegővel kitöltött arány átlagosan az alábbi módon alakul: ősz, tavasz: 0,3 —0,4; nyár: 0,4 — 0,6. A dE/dT értéke ismert, a hőmérsékletváltozás pedig a megfigyelési anyagból állapítható meg [13], [14].

A belső tér vízgőzkészletéből származó csapadék előrevárhatóan csekély. Mielőtt a vízbevétel alakulásában játszott szerepének megítélésében állást foglalnánk, tekintsük a *II. táblázat* 9. sorát, amely a felső talajrétegben keletkezett kondenzációs és szublimációs termékek havi összegeit tartalmazza. Könnyen megállapítható, hogy a felszín alatt képződő mikrocsapadéknak e formája *elhanyagolhatóan csekély*, hiszen *évi átlagos összege a 0,4 mm-t sem éri el.* A nyári félévben a hőmérsékleti amplitúdó viszonylag nagy értéke következtében a kondenzáció útján keletkezett vízmennyiség alkotja csaknem a teljes évi összeget (91%). *A legnagyobb havi összeg (0,0865 mm) a legmelegebb nyári hónapban alakul ki.*

A felső talajréteg fogalmához néhány megjegyzést fűzünk. A téli félévben a hőmérséklet napi hulláma csak 30—40 cm mélységig hatol le, ezért a képződési tér alsó határa is eddig a mélységig terjed. Nyáron a hőmérsékleti hullám amplitúdója mintegy 60 cm mélységben válik zérussá, tehát a képződési tér nyáron nagyobb. *A belső talajtér levegőjéből származó vízmennyiség nyári növekedésének* így *kettős oka van;* egyrészt *a képződési tér nagyobbodása*, másrészt *a hőmérsékleti amplitúdó fokozódása.* A felső talajréteg fogalmán tehát azt a talajszelvényt értjük, amelyben a hőmérsékletnek napi ingása van.

A talaj alsóbb rétegeiből diffúzió útján felemelkedő vízmennyiség a talajharmat

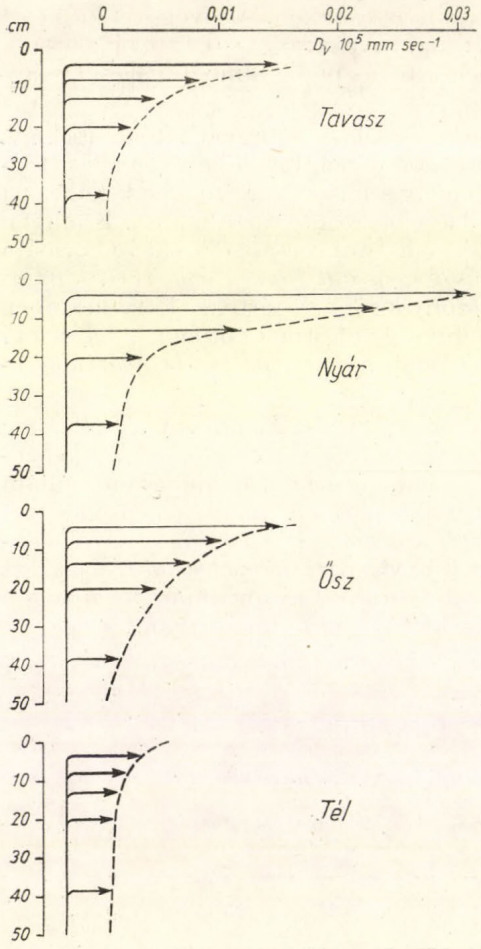
VII. TÁBLÁZAT — *TABLE VII*

A talajhőmérsékleti inverzió átlagos tartama [óra/nap] és a talajhőmérsékleti gradiens átlagértéke [dT/dz·10²C°] az inverzió idején

Average duration of the soil temperature inversion [hours/day] and average values of the soil temperature gradient [dT/dz·10²C°] at the time of inversion

talajréteg cm	2—5	5—10	10—15	15—25	25—50	Σ
			inverzió tartama			
Tavasz	13	13	12	11	7	56
nyár	13	13	12	7	6	51
ősz	16	15	14	13	18	76
tél	17	16	19	20	24	96
			dT/dz·10²C°			
Tavasz	3,98	2,00	1,22	0,64	0,29	
nyár	4,30	3,18	2,26	0,52	0,21	
tél	3,77	2,42	2,00	0,98	0,33	
ősz	1,00	0,64	0,58	0,40	0,37	

legjelentősebb forrása. Mivel a talaj pórusterében levő vízgőz csaknem minden esetben telített állapotban van, ezért csak *hőmérsékleti különbség hozza* mozgásba. A talaj periodikus hőmérsékletváltozása a talajban levő vízgőz mozgásának legfontosabb szabályozója. A korábbi részben bemutatott diffúziós egyenletek szerint a vízgőz *éjjel a felszín* felé áramlik, tehát a felszín a kondenzációs folyamatok szempontjából *konvergencia-felületként* viselkedik. A vízgőz kon-



3. ábra. A felszín felé irányuló vízgőz diffúziójának átlagos intenzitása az elemi rétegekben a különböző évszakokban

Fig. 3. *Average intensity of the upward diffusion of water vapour in the elementary strata for various seasons*

vergenciája annál erőteljesebb, minél nagyobb hőmérsékleti gradiensek alakulnak ki e felület közelében s emellett a keletkezett talajharmat annál több, minél hosszabb ideig áll fenn talajhőmérsékleti inverzió. A *VII. táblázatban* évszakos bontásban mutatjuk be, hogy a hajdúsági löszháton kialakult mezőségi talajban milyen mértékű az inverzió $dT/dz \cdot 10^2$ az egyes rétegekben, valamint hogy átlagosan, naponta hány órát tart a fordított hőmérsékleti rétegezettség.

Az inverzió tartama az év második felében lényegesen felülmúlja a középértéket. Télen az inverzió tartama csaknem kétszerese a nyárinak. Ugyancsak jelentős az inverziós órák száma ősszel is. A gradiensek ezzel ellentétesen alakul

nak az 1964—70. évek átlagában: tavasszal nagyok, ősszel pedig valamivel csekélyebbek.

Külön figyelmet érdemel az *inverziós órák mélység szerinti változása* és az ezzel egyidejűleg kialakult gradiensek változása. A tavaszi hónapokban a mélység nagyobbodásával az inverziós órák száma csökken, ősszel pedig ezzel ellentétes helyzet bontakozik ki. *A gradiensek mélység szerinti változása* is jellegzetesen eltér a két évszakban: *tavasszal a gradiensek erőteljesek, de rövid tartamúak, az őszi félévben a gradiensek mérsékeltebb nagyságúak, de tartósak.* Ez a magyarázata annak, hogy a diffúzió útján felemelkedő vízgőz mennyisége nyáron és ősszel nagy, télen és tavasszal csekély.

A vízgőz-diffúzió mm-ben kifejezett vízegyenértékének havi összegeit a *II. táblázatban* a 10. sor mutatja be. A várakozásnak megfelelően a nyári és őszi hónapok értékei emelkednek ki a többi összeg közül, viszonylag nagy értékkel:

nyár + ősz	22,43 mm
tél + tavasz	11,68 mm
évi összeg	34,11 mm

Az évi összeg 34,11 mm, amely megegyezik több szerző számításával. Egyes kutatók évi 60—80 mm-re becsülik a talajharmat összegét, amit feltétlenül irreálisnak, túl soknak kell minősítenünk.

A diffúzió intenzitását mutatjuk be a *3. ábrán*, évszakos bontásban, a különböző mélységű elemi rétegekben. Ebből világosan kitűnik a nyári és az őszi évszakok alatti erőteljes diffúzió, amely a nagy vízegyenértékeket létrehozza.

Eredményeink tájékoztatnak arról is, hogy a diffúziós víz havi csapadékegyenértéke miként oszlik meg a talajban 0—50 cm között, azaz azokban a rétegekben, amelyekre általában a talajhőmérsékleti mérések vonatkoznak. Ezt a *VIII. táblázatban* mutatjuk be.

VIII. TÁBLÁZAT — *TABLE VIII*

A diffúziós víz csapadék-egyenértéke [mm] évszakonként a különböző mélységű talajrétegekben
Precipitation equivalent of diffusional water [mm] according to season of the year in various soil depths

Talajréteg cm	2—5	5—10	10—15	15—25	25—50	Σ
tavasz	0,63	0,55	0,35	0,33	0,21	2,07
nyár	1,37	1,69	0,90	0,22	0,20	4,38
ősz	0,86	0,83	0,67	0,61	0,68	3,65
tél	0,15	0,16	0,19	0,23	0,63	1,36

A talajhőforgalom sajátosságának megfelelően télen a profil ellentéte a többi évszakénak, de természetesen az elemi rétegek összegei a mélység növekedésével csökkennek.

Miután röviden összefoglaltuk a különböző módon képződött felszínközeli csapadékformák évszakos változásait, a teljesség kedvéért összehasonlítjuk ezeknek évi összegét is *(IX. táblázat)*.

A mikrocsapadékokból származó évi vízmennyiség közel azonos az átlagos havi legnagyobb csapadékösszeggel s így természetes, hogy jelentősnek kell minősítenünk. Mivel az ismertetett módon keletkező mikrocsapadékok egy

része bekapcsolódik az egyes ökoszisztémák vízforgalmába jelentős ökológiai faktor lehet; egészében azonban nem tekinthető a bioszférikus réteg vízbevételi tagjaként. Ugyanis az éjszaka felemelkedett és kicsapódott vízgőz egy része nappal „visszadiffundál" az alsó rétegekbe, jóllehet – számításaink szerint – kevesebb víz diffundál vissza, mint amennyi éjszaka felemelkedik. A halmazállapotbeli pulzáció főként nyáron jelentős. Végeredményben a bemutatott

IX. TÁBLÁZAT — *TABLE IX*

A harmat (W_a), a talajból kondenzálódott (W_k) és diffundálódott (W_d) víz évi összege
Yearly total of the dew (W_a), *water condensated* (W_k) *and diffused* (W_d) *from soil*

	W_a	W_k	W_d	Összes
mm	28,67	0,36	34,11	63,14
%	45,41	0,57	54,02	100,00

desztillációs folyamat olyan mennyiségű vizet hoz gőzhalmazállapotú mozgásba, amely a talaj felső rétegeinek vízforgalmában – más összetevők mellett – mint láttuk, nem elhanyagolható.

IRODALOM

[1] *Bacsó, N.:* Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1959, 302 p.
[2] *Cary, J. W.:* Soil moisture transport due to thermal gradients: Practical aspects. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 30. k. 1966. 428—433.
[3] *Fritsche, G.:* Vergleichende Messungen mit Leickschen Platten. Bioklim. Beiblätter. 1. k. 1934. 66—73.
[4] *Globus, A. M.:* On thermal transfer of several substances in porous media. Internat. Soil Water Symp. Disc. Praha. 1967. 123—132.
[5] *Hanks, R. J.:* Water vapor transfer in dry soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 22. k. 1958. 372—374.
[6] *Hiltner, E.:* Der Tau und seine Bedeutung für Pflanzenbau. Wiss. Arch. Landw. Ser. A. 3. k. 1930. 1—70.
[7] *Hiltner, E.:* Der Tau und seine Bedeutung für den Wasserhaushalt der Kulturpflanzen. Prakt. Bl. Pflanzenbau. 8. k. 1931. 223—233.
[8] *Hofmann, G.:* Die Thermodynamik der Taubildung. Ber. d. Dt. Wetterdienstes. 3. k. 1955. No. 18. 45 p.
[9] *Leick, E.:* Der Tau als Standortfaktor. Ber. Dt. Bot. Ges. 51. k. 1934. 409—442.
[10] *Monteith, J. L.:* Dew: facts and fallacies. in: The water relations of plants. Blackwell Sci. Publ. 1963. 37—56. Print. Adlard-Son LTD. Dorking.
[11] *Steiner, L.—Fleischmann, R.:* Harmatmérések Kompolton a Nagyalföld északi szegélyén. Meteorol. és Földmágn. Int. Hiv. Kiadv. 12. k. 1936. 28 p.
[12] *Szász, G.:* Kondenzációs folyamatok megfigyelése és mérése homoktalajban. Agrokémia és Talajtan. Tom. 16. 1967. No. 4. 663—668. (Válaszcikk: *Bacsó*, in id., 669—670.)
[13] *Szász, G.:* A debreceni löszhát talajának hőforgalma. Időjárás, 74. évf. 1970. 383—392.
[14] *Szász, G.:* A hajdúsági löszhát talajhőforgalmi vizsgálatának újabb eredményei. (Megjelenés alatt.)
[15] *Saito, T.:* On the wind profile within plant communities. Bull. Nat. Inst. Agricult. Sci. Tokyo. Ser. A. No. 11. 1964. 67—72.
[16] *Trénel, M.:* Über Kondensationsvorgänge im Boden. Sitzungsberichte d. Deutschen Akademie d. Landw. Wiss. 6. k. 1954. Nt. 4.

*

ESTIMATING OF THE AMOUNT OF PRECIPITATION FORMED NEAR TO THE SOIL SURFACE

Relatively few informations are available on the amount of precipitation formed near to the soil surface, though it is a significant factor in the energy transport and water movement of the biosphere. A number of attempts has been made for its experimental determination. The measurements had were connected with several difficulties, therefore, it seems obvious to determine this factor in mathematical way.

The components of precipitation formed near to the soil surface are the following:

a) micropretipitations of atmospheric origin (dew, hoarfrost), W_a;
b) precipitation formed by condensation in upper soil layers, W_k;
c) an amount of water coming up from the deeper soil layers by diffusion, W_d.

Accordingly, we have, for the microprecipitation produced in the near-the-ground layers (W_m):

$$W_m = W_a + W_k + W_d \text{ [mm/time]}$$

Consequently the amount of microprecipitations of atmospheric origin has been determined by using the energy exchange model of *Monteith* according to equation (1) expressing the precipitation amount formed on a flat surface [mm/hour^{-1}]. A higher value of microprecipitation has been observed in a plant community, since the surface for microprecipitation formation and the relative humidity of air are higher within the crops however, the (turbulent) exchange and the outgoing radiation is smaller than on a flat surface.

The microprecipitation formed in plant community is

$$W_n = \delta W_a$$

where W_n and W_a are the amount of microprecipitation formed within the crops and on the flat surface, δ is a proportionality factor representing the properties of plants and varying between 1,0 and 1,7 values. The value of quantity W_a has been determined by equation (1) including 95% relative humidity, given temperature and wind speed data as well as by using *Fig. 2*. According to the observations the dew forms, when nocturnal relative humidity reaches or exceeds the value of 95%. The relationship between the relative humidity measured at 20 o'clock and the relative humidity variation to the dew formation (ΔR) too, shows that about 95% relative humidity is the value, at which the dew formation begins *(Fig. 1.)* The number of hours with relative humidity between 95 and 100% is representing approximatively the potential length of dew production. (In this case the rainfall duration is neglected.) Instensities of atmospheric microprecipitations and the monthly amount of formed water quantity are shown in lines 7 and 8 of *Table II*.

The annual sum calculated in the mentioned manner is equal to 28,67 mm, which is in a good agreement with the results determined by different estimates. The monthly sum and the intensity of microprecipitation formation are the highest in August and September. On the basis of the duration [hour/month^{-1}] of dew formation (1st line of *Table II)* it can be seen that the highest monthly sums formed under no long duration of dew formation, that is, the monthly amount of microprecipitation of atmospheric origin depends first of all from the intensity of dew formation [mm/hour].

A considerable amount of water (W_t) appears in the upper layers of the soil too. In this case the upper soil layers are defined as the layers including the wave of diurnal temperature variations. The sources of microprecipitations formed in the upper layers of soil are the following:

a) condensation of water vapour in the soil (W_k);

b) diffusion of water vapour from the lower strata of soil (W_t).

The water amount formed from soil condensation was calculated by equation (4), in which C is the rate of the volume of pores filled by water vapour; T_k is the average temperature concerning to cooling process of the soil; E_{T_1} and E_{T_2} are the saturation vapour pressures corresponding to the highest and the lowest temperature respectively. Monthly and annual sums of the values calculated in the mentioned manner are very little (line 9 in Table II.) they may be, therefore, practically neglected in calculations.

The amount of water coming up by diffusion from the lower soil strata into the upper soil layers and condensating there, which is called distilled water, has been determined by the formulas (5/a) and (5/b) derived from the *Clausius–Clapeyron* equation. The meanings of the symbols are the following: α is the *Penman*'s constant, D is the diffusion coefficient of water, dc/dt the rate of concentration change of water vapour according to absolute temperature, dT/dz is the gradient of soil temperature, M is the molecular weight of water, R is the universal gas constant. Monthly sums of the water uptake are given in line 10 of *Table II;* the annual sum is equal to 34,11. The principal factors influencing the amount of water coming up into the upper soil layers by diffusion are the following:

a) duration of the nocturnal inversion of temperature;

b) the temperature gradient in the inversion.

In the upper soil layers (0 – 10 cm) the duration of the inversion in spring and in summer is 13 hours in the average of 7 years, this value decreases downward in the deeper soil strata (in 25 – 50 cm 6 – 7 hours), however in autumn and in winter time the duration of inversion is significantly longer (in 25 – 50 cm: 18 – 24 hours). The average values of diffusion in the various seasons are given in *Fig. 3.*

The annual sum of the different microprecipitations is equal to 63,14 mm (see *Table)*, since in this territory the annual average rainfall (1901 – 50) is 583 mm, the mentioned quantity of microprecipitations is unnegligible (11% of the annual average rainfall) and it is interesting to compare this quantity with the highest monthly rainfall amount, which is equal to 69 mm. Accordingly the highest annual average rainfall exceeds the annual sum of microprecipitations only with some milimeters. All the amount of microprecipitations, however, does not enter into the hydrological cycle, because in daytime a part of this quantity moves downward under the influence of diffusion into the deeper layers of soil. But the latter quantity is smaller, than the quantity going into the atmosphere. The water content stored in the soil is coming up to the surface in different way, and finally it evaporates from the surface to the atmosphere.

A burgonya vízigénye és öntözővíz-szükséglete

ANTAL EMÁNUEL és ENDRŐDI GABRIELLA, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Потребность картофеля в воде и количество воды, необходимое для орошения. Авторы обобщают результаты опытных измерений, проведенных в г. Сарваш ($\varphi = 46°50'$, $\lambda = 20°38'$, $H = 83$м) за 8 лет с использованием измерителей суммарного испарения. Обнаружена связь потребности специального венгерского сорта картофеля в воде с метеорологическими и биологическими факторами и подчеркивается экономичность орошения. Обобщая полученные из наблюдений соотношения, авторы определяют средние величины потребности картофеля в воде и необходимого для орошения количества воды для всей страны.

*

A szántóföldi növények vízfelhasználásának és a szervesanyag képzésének alakulását a meteorológiai viszonyok határozzák meg, de jelentős mértékben szabályozzák a növény fiziológiai sajátosságai és a talaj fizikai tulajdonságai is. A maximális termés egyik fontos feltétele a növény vízigényének kielégítése, amit általában a szántóföldi vízkapacitás körüli talajnedvességkészlet biztosít.

Az egyes növényfajoknál más és más az a talajnedvességtartalom, amely a szervesanyag felhalmozódását már gátolja vagy csökkenti. Ezt rendszerint az *optimális talajnedvesség alsó határának* nevezik. Értéke függ az adott növény fejlődési állapotától, a talaj agro-hidrofizikai jellemzőitől és a meteorologiai viszonyoktól.

A növények vízigénye számítással vagy méréssel határozható meg. A számítási eljárásokhoz tartozik pl. a *terméstatisztikai módszer*, amely a meteorológiai elemek és a terméseredmények közötti kapcsolatkeresésen alapul *(Berényi*, 1942).

A mérések *kisméretű tenyészedényekben és szabadföldi kisparcellákon* történnek. Ezek előnyeit egyesíti a *Thornthwaite–Mather rendszerű (Thornthwaite és Mather*, 1955) *kompenzációs evapotranspirométer*. A burgonyaállomány vízszükségletének vizsgálatára a *Szarvasi Agrometeorológiai Kutatóállomáson*, 1964 – 71 között mi is ilyen berendezést használtunk *(Antal*, 1966). A kísérleti terület réti talajának fontosabb agrofizikai jellemzőit az *I. táblázatban* mutatjuk be.

A kísérleteket a középkései érésű Kisvárdai rózsával végeztük, $62{,}5 \times 40$ cm-es sor- és tőtávolságban (40.000 tő/ha). A tenyészkádak vízellátása az állománysűrűség, a fajta és az összes agrotechnikai eljárás mind a 8 évben azonos volt.

Az evapotranspirométerben levő növényállomány vízfogyasztását *optimális evapotranspirációnak* nevezzük, ami azt a vízmennyiséget jelenti, amit az egyenletes, optimális vízellátású növényzet és a talaj együttesen párologtat. Feltételezhetjük, hogy a transpiráció potenciális, az evaporáció azonban nem. Az optimális evapotranspiráció végeredményben az optimálisan öntözött növényzet transpirációjának és a talaj evaporációjának az összege.

Az evapotranspirométer talaja a tenyészidőszak folyamán a mérések szerint a felső 40 cm-es réteg szántóföldi vízkapacitásig való feltöltődésekor 149 mm vizet tárolt, és 8 évben egyszer, a legszárazabb időszakban ez az érték 120 mm-re csökkent. Ezek szerint a tenyészkádban a talajvízszint fölötti termőrétegben a nedvességtartalom csökkenése maximálisan 29 mm-t érhetett el, ha huzamosabb ideig nem volt csapadék vagy öntözés. Ez indokolja a fenti

megállapításunkat az optimális evapotranspiráció fogalmának használatakor, miszerint a talaj evaporációja nem, ill. csak időnként potenciális, de a vízellátás kielégítő. A tenyészedény talajának nedvességkészlete szélső esetben tehát a szántóföldi vízkapacitás 80%-ára csökkent, átlagosan azonban 88%-a volt.

A jó burgonyatermés azt igazolja, hogy sikerült az evapotranspirométerekben kedvező nedvességellátottságot biztosítanunk. *Avrigeanu* (1960) a burgonya számára 65—70%-os talajnedvességet (a vízkapacitás %-ában) tart optimálisnak, alsó határként 55—60%-ot állapított meg. *Iljin* (1963) szerint aszályos években 75% az alsó határ, ám kedvezőbb időjárási viszonyok között 65%-ig is csökkenhet a nedvességkészlet. *Cihova* (1961) kutatásai azt mutatták,

I. TÁBLÁZAT — *TABLE I.*

Talajfizikai jellemzők a Szarvasi Agrometeorológiai Kutatóállomáson — *Soil-physical characteristics on the site of the Research Station for Agricultural Meteorology at Szarvas:* hy: higroszkóposság — *hygroscopicity;* Ts: térfogatsúly — *specific bulk;* Fs: fajsúly — *specific gravity;* Öp: összporozitás — *total porosity;* HV: holtvíztartalom — *wilting point;* VK_{min}: szántóföldi vízkapacitás — *field capacity.* Talajtípus: mélyen karbonátos, mély humuszrétegű réti talaj, a humuszréteg mélysége 145 cm — *Soil type: deeply carboneceous meadow soil with a deep humus layer, depth of the humus layer 145 cm;* pH: at 10 cm = 6,8, at 100 cm = 7,2, at 120 cm = 8,0.

Réteg cm	hy	Ts gr/cm³	Fs gr/cm³	Öp tf%	HV mm	VK_{min} mm
0— 10	4,7	1,297	2,60	50,2	18,7	32,5
10— 20	4,7	1,480	2,60	43,1	18,7	37,1
20— 30	4,6	1,447	2,60	44,4	17,4	38,8
30— 40	4,6	1,423	2,60	45,3	18,4	38,2
40— 50	4,6	1,438	2,60	44,7	18,4	38,1
50— 60	4,7	1,465	2,65	44,8	18,7	39,1
60— 70	4,3	1,496	2,65	43,6	17,2	36,9
70— 80	4,1	1,540	2,65	42,8	16,6	37,9
80— 90	4,0	1,517	2,67	42,7	16,0	37,6
90—100	3,8	1,532	2,67	41,5	15,2	37,7

hogy amikor a nedvességtartalom a szántóföldi vízkapacitás 70%-a alá süllyedt, a transpiráció és a termés mennyisége is csökkent. *Albinet* (1959) úgy érte el a legnagyobb termést, hogy a talaj nedvességkészlete a vízkapacitás 80%-a alá nem süllyedt, de kiváló terméseredményről számolt be abban az esetben is, amikor 65%-nál kezdte meg az öntözést. Hazai kutatások során *Hajdú* (1964) 60%-ban állapította meg a kedvező nedvességkészlet alsó határát.

Az evapotranspirométerekben levő 70 cm vastagságú talajréteg, amely a gyökerek befogadására szolgált, vékonynak tűnik, s ebből 20—30 cm-nyi a talajvíz. Egyes kutatók szerint azonban *(Dubetz et al.,* 1962) az öntözött burgonya a felső 30 cm-es rétegből elégíti ki vízszükségletének 50%-át, a 60 cm-es rétegből pedig több mint 75%-át. Szarvasi kísérleteink során a felszíntől félméternyire levő talajvízszint a burgonya gyökérzetének 40—50 cm-es talajvíz nélküli termőréteget biztosított, ez a növény fejlődése szempontjából kedvező feltétel, amit a későbbiekben bemutatásra kerülő terméshozamok is bizonyítanak. Mindezek alapján a tenyészedények segítségével mért optimális evapotranspirációt közelítőleg azonosnak tekintjük a burgonya vízszükségletével.

Az optimális evapotranspirációt a tenyészedény vízháztartási egyenletéből határoztuk meg. A bevételi oldalon a csapadék (*Cs*), a felülről történő öntözés

($\ddot{O}_t$), az alulról történő vízutánpótlás (S) (amit a mérőedény skáláján olvasunk le), és az evapotranspirométer talajának nedvességkészlet-változása (ΔK) áll, elhanyagolva a harmatból származó bevételt. Kiadásként a talaj evaporációja és a növény optimális transpirációjának együttese (ET_{opt}) szerepel, valamint a csapadék vagy az öntözés következtében előálló és mérhető visszafolyás (F). A tenyészkád vízháztartási egyenlete tehát:

$$Cs + \ddot{O}_t + S \pm \Delta K = ET_{opt} + F \qquad (1)$$

Az összefüggés minden tagját – kivéve a ΔK-t és így természetszerűleg az ET_{opt}-ot – naponként mértük. A ΔK naponkénti értékeinek számítására az

II. TÁBLÁZAT — *TABLE II*

	dátum	tartam napok — days
vetés — seeding	ápr. 16.	26
kelés — sprouting	máj. 12.	25
bimbózás — budding	jún. 6.	7
virágzás kezdete — beginning of flowering	jún. 13.	22
virágzás vége — end of flowering	júl. 5.	22
főfejlődés vége — end of main development	aug. 31.	26
betakarítás — harvesting	szept. 5.	36

„*A*" kád párolgásának mértékét vettük figyelembe (*Antal*, 1968). Az eljárás természeténél fogva némi eltolódást okozhat az ET_{opt} napi értékeiben, pentád és dekád értékekben azonban már jelentéktelen a mért és a számított értékek közötti eltérés, ezért a 10 vagy 5 naponkénti összegeket, illetve azok átlagait tekintjük megbízhatóknak.

A nyolc kísérleti évben részletes fenológiai adatgyűjtést is végeztünk. Feljegyeztük a fenológiai fázisok időpontját az ültetéstől a betakarításig. Ezeket az adatokat a 8 év átlagában a *II. táblázat* tartalmazza· A vegetációs időszak hossza átlagosan 142 nap. Megjegyezzük: a „főfejlődés vége" az állomány fejlődésében azt az állapotot jelentette, amikor az alsó levelek sárgultak, a lombozat fellazult, a burgonya szára pedig megroskadt.

A burgonyaállománynak az evapotranspirométerekkel mért vízfogyasztását havonkénti összegekben a *III. táblázat* tartalmazza, amelynek utolsó oszlopa az egész tenyészidőszakban (ültetéstől a betakarításig) elfogyasztott mennyiséget tünteti fel. Az áprilisi és a szeptemberi összegeket nem hasonlíthatjuk össze, mivel az egyes években a vetés és a betakarítás a hónap különböző napjain volt. Amint a táblázatból látható, 418 és 564 mm között változott a burgonya vízszükséglete, 8 év átlagában pedig 471 mm volt. A maximális havi összeg 1970. júliusában fordult elő, 180 mm, amely 5,8 mm-es átlagos napi evapotranspirációt jelent. Ez a csúcsfogyasztás egybeesik a virágzás időszakával.

A Kisvárdai rózsaburgonya havonkénti átlagos vízszükségletét az évi összes vízfogyasztás %-ában kifejezve megállapítható, hogy a *középkései burgonya összes vízszükségletének több mint a felét* (62%-át) június–júliusban, vagyis *a bimbózás kezdetétől a főfejlődés végéig tartó időszakban igényelte (III. táblázat)*. Ez még szembetűnőbb, ha fenológiai fázisok szerint csoportosítjuk adatainkat, amelyek ugyancsak megtalálhatók a *IV. táblázatban*. A bimbózás kezdetétől a főfejlődés végéig, amely a tenyészidő egyharmadát jelenti, a növényállomány az összes vízfogyasztás 58%-át használta fel. A 8 évben a 10

III. TÁBLÁZAT — *TABLE III*

A burgonya *(Kisvárdai rózsa)* kompenzációs evapotranspirométerrel mért vízfogyasztásának havi összegei [*mm*]. A zárójelben levő számok áprilisban a vetés, szeptemberben a betakarítás időpontját jelentik

Monthly totals [mm] *of the water consumption of potatoes* (Rose of Kisvárda) *measured by using evapotranspirometers. Numbers in brackets in April give the time of seeding and the ones in September mean the time of harvesting*

Év	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	IV—IX.
1964	(16) 11	77	162	131	70	(1) 1	452
1965	(1) 44	55	108	135	74	(1) 2	418
1966	(11) 39	107	141	145	124	(4) 8	564
1967	(16) 21	60	131	190	72	(5) 8	482
1968	(9) 28	52	175	152	64	(5) 7	478
1969	(26) 10	30	102	172	110	(10) 24	448
1970	(V. 9.)	43	101	180	116	(10) 15	455
1971	(13) 19	62	163	161	68	(VIII. 31.)	473
Átlag	25	60	134	157	86	9	471

napi összegekből számított átlagos napi evapotranspiráció legmagasabb a virágzás idején, 5,2 mm. Egyes napokon, amikor a léghőmérséklet és a telítési hiány nagy, ennek kétszerese is elpárologhat, míg hűvös, nedves napokon az átlagos értéknek a felét sem fogyasztja el az állomány.

IV. TÁBLÁZAT — *TABLE IV*

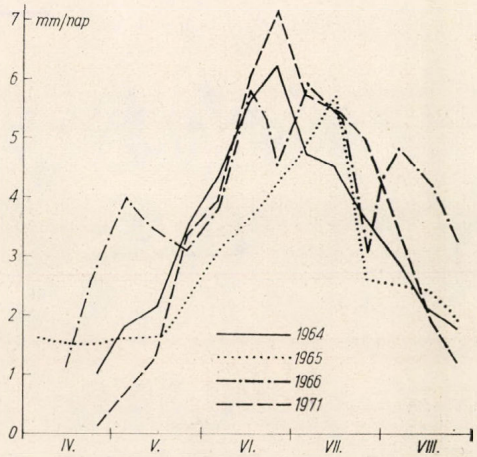
I. (a) A burgonya havi átlagos vízszükséglete — *Monthly means of the water requirement of potatoes;* (b) az előbbi kifejezve az évi összes vízfogyasztás %-ában — *the former quantities expressed as the percentages of the total annual water use;* (c) a napi átlagos párolgás havi értékei — *monthly values of the daily mean evapotranspiration;* (d) a napok száma — *the number of days*

II. Az I. részben szereplő (*a*), (*b*), (*c*), (*d*) fenológiai fázisok szerint meghatározott értékei — *Values of the quantitaes enumerated under I/a, I/b, I/c and I/d according to the phenological periods.* A fenológiai fázisok jelölése — *Symbols of the phenological phases:* A = vetés — *seeding;* B = kelés — *sprouting;* C = bimbózás — *budding;* D = virágzás kezdete — *beginning of flowering;* E = virágzás vége — *end of flowering;* F = főfejlődés vége — *end of main development;* G = betakarítás — *harvesting.* Szarvas, 1964—1971.

	I. rész					II. rész			
hónap	a	b	c	d	feno-fázis	a	b	c	d
	mm	%	mm/nap	nap		mm	%	mm/nap	nap
ápr.	25	5	5,1	15	A	40	9	1,5	26
máj.	60	13	2,0	31	B	61	13	2,4	25
jún.	134	29	4,5	30	C	24	5	3,4	7
júl.	157	33	5,1	31	D	114	24	5,2	22
aug.	86	18	2,8	31	E	136	29	5,1	26
szept.	9	2	1,8	4	F	96	20	2,7	36
Átlag:	471	100	3,3	142		471	100	3,3	142

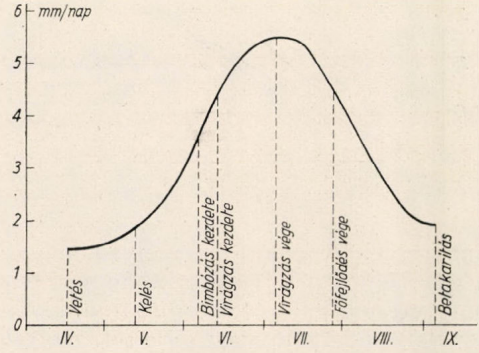
Az időjárásnak a vízfogyasztásra gyakorolt hatásáról nyerünk képet, ha az azonos víz- és tápanyagellátásban részesített burgonya evapotranspirációját összehasonlítjuk a különböző tenyészidőszakokban *(1. ábra)*. A vízfogyasztás napi értékeit a tíznaponkénti összegek átlagolásával nyertük. Jól láthatók

a görbéken a törések, amelyek teljesen megegyeznek a léghőmérséklet változásával. A *2. ábrán* az 1964 – 71-es időszak átlagos optimális evapotranspirációjának menetét tüntettük fel a főbb fejlődési fázisokkal együtt. A vetés és a kelés idején az átlagos napi vízfogyasztás 1,5 mm körüli, majd a kelés után rohamosan növekszik a virágzás végéig, 5,5 mm/nap maximumig, és azután az emelkedés üteméhez hasonló mértékben csökken.



1. ábra. A burgonya napi vízszükségletének változása a tenyészidő folyamán különböző években (Szarvas)

Fig. 1. *Variation of the daily water requirement of potatoes during the growing season in different years at Szarvas*

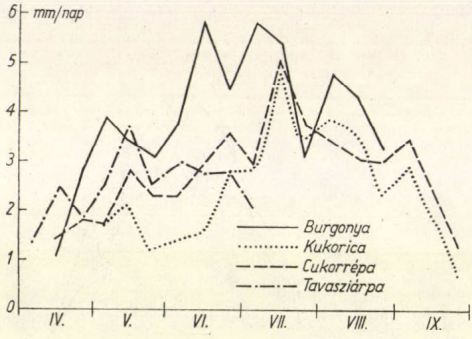


2. ábra. A burgonya vízszükségletének alakulása a tenyészidő folyamán nyolc év átlagában

Fig. 2. *Water requirement of potatoes during the growing season, mean values from eight years*

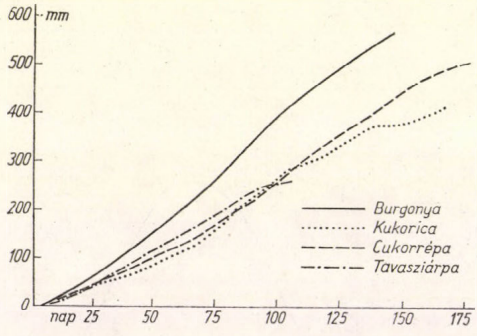
A fajnak a vízfogyasztásra gyakorolt hatását vizsgálva célszerű összehasonlítanunk a burgonya vízszükségletét más növényállományokéval is. A *3. ábrán* ugyanazon tenyészidőszakban (1966-ban) a burgonya átlagos napi vízfogyasztása mellett feltüntettük egy magas és egy alacsony kapásnövény (kukorica, cukorrépa), valamint egy gabonaféle (tavaszi árpa) optimális evapotranspirációját. Ebből kitűnik a faj és a fejlődési állapot jelentősége a vízszükséglet tenyészidőszakon belüli változásában. A maximális napi érték minden növénykultúránál más-más nagyságú, s időpontja egybeesik fejlődésének kritikus szakaszával, általában a virágzás idejével. De egy adott növényfajta vízszükséglete *(2. ábra)* az adott időjárású években a meteorológiai elemek függvényeként alakult.

A különböző fajták vízfogyasztásának összehasonlítására ad lehetőséget a *4. ábra* is, amelyen az állományok optimális evapotranspirációjának összeggörbéi találhatók az 1966. év tenyészidőszakában. A vízszintes tengelyen a vetés utáni napok szerepelnek. Megállapítható, hogy a burgonya vízszükséglete felülmúlja mind a rövid tenyészidejű gabonáét, mind az alacsony és magas kapás-



3. ábra. A különböző növényféleségek napi vízszükséglete 1966-ban

Fig. 3. *Daily water requirement of various crops during the year 1966*



4. ábra. Különböző növényállományok vízszükségletének összeggörbéi (Szarvas, 1966)

Fig. 4. *Summarized curves of water requirements of various crops* (Szarvas, 1966)

növényekét, tehát a burgonya a magas vízigényűek közé sorolható. A görbékből egyértelműen következik, hogy a vízigény dinamikájának, vagyis az ET_{opt} menetének jellegét elsősorban a növény fejlődési stádiuma szabályozza. A vízszükséglet mennyiségi értékét, nagyságát azonban a meteorológiai viszonyok határozzák meg. *Az 1. és a 3. ábrán a görbék törései nem a fejlődési fázisok változásának, hanem az időjárás változékonyságának tulajdoníthatók.*

Korrelációszámítással megállapítottuk, hogy milyen kapcsolat van a különböző fejlődési fázisban a burgonyaállomány vízszükséglete és a főbb meteorológiai tényezők között. Az *V. táblázatban* bemutatjuk a napi vízszükséglet és néhány fontosabb meteorológiai elem közti kapcsolatot, a burgonya kritikus fejlődési szakaszában, vagyis a bimbózás kezdetétől a virágzás végéig terjedő időszakban. A korrelációs együtthatókon (r) kívül közöljük az együtthatók valószínű hibáját (d) is. A kapcsolat akkor reális, ha az r értéke meghaladja a valószínű hiba hatszorosát; a táblázatban ezt csillag jelöli.

Az adatok szerint a burgonyaállomány vízszükséglete a vizsgált fejlődési fázisban a hőtényezők csoportjából a levegő napi középhőmérsékletével és

V. TÁBLÁZAT — *TABLE V*

A korrelációs együtthatók (r) és az együtthatók hibája ($\pm d$) a különböző meteorológiai tényezők és a burgonya napi vízszükséglete között. — *Correlation factors* (r) *and errors in the correlation factors* ($\pm$d) *between the different meteorological elements and the daily water requirement of potatoes.* Jelölések — *symbols:* t_{1m} = a léghőmérséklet napi maximuma — daily *maximum of the air temperhture;* t_1 = a léghőmérséklet napi közepe — *daily mean of the air temperature;* t_t = talajhőmérséklet napi közepe — *daily mean of the soil temperature;* G = globálsugárzás — *global radiation;* N = napfénytartam — *duration of sunshine;* (E—e) = telítési hiány napi közepe — *daily mean of the saturation deficit;* $(E—e)_{14}$ = 14 órai telítési hiány — *saturation deficit at 14h;* R = relativ nedvesség napi közepe — *daily mean of relative humidity;* R_{14} = 14 órai relatív nedvesség — *relative humidity at 14h;* P_A = „A" kád párolgása — *evaporation of the „A" pan;* V_{200} = szélsebesség napi közepe 200 cm-ben — *mean value of wind speed at the height of 200 cms.*

	hőtényezők				
	t_{1m} C°	t_1 C°	t_t C°	G cal/cm²nap	N óra
r	0,88*	0,85*	0,79*	0,47	0,55
± d	0,030	0,037	0,050	0,102	0,092
	nedvességtényezők				
	E—e hgmm	$(E—e)_{14}$ hgmm	R %	R_{14} %	P_A mm
r	0,84*	0,76*	0,37	0,26	0,58*
± d	0,040	0,055	0,114	0,122	0,085

Széltényező: V_{200} m/sec; r = 0,22, ± d = 0,125

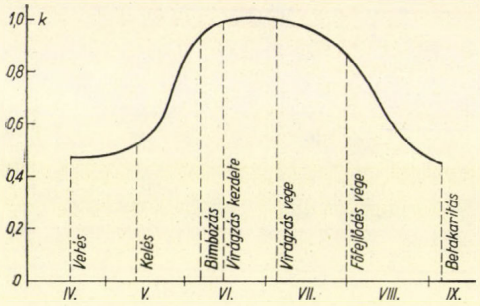
maximumával, a nedvességtényezők közül pedig a levegő napi közepes telítési hiányával van legszorosabb kapcsolatban. Az ilyen jellegű vizsgálatok alapozzák meg a vízszükségletnek és egyúttal az adott növényfaj öntözővíz-szükségletének kiszámítására alkalmas meteorológiai módszereket.

VI. TÁBLÁZAT — *TABLE VI*

ET_{opt}: a burgonya optimális evapotranspirációja — *optimum evapotranspiration of potatoes;* ET: a burgonya tényleges evapotranspirációja — *actual evapotranspiration of potatoes;* (a): a ténylegessen kiöntözött víz — *amount of water used for irrigation;* (b): öntözővíz-szükséglet — *irrigation requirement;* (c): terméshozam a kádban — *crop yield in the tank;* (d): terméshozam a parcellán — *crop yield of the surrounding plot;* (e): vízfogyasztási együttható a kádra — *water consumption coefficient for the tank;* (f): a parcella vízfogyasztási együtthatója — *water consumption coefficient for the plot*

Év	ET_{opt} mm	ET mm	a mm	b mm	c kád q/ha	d parc. q/ha	e kád l/kg	f parc. l/kg
1964	452	418	50	84	293	168	154	250
1965	418	408	—	10	370	201	113	202
1966	564	367	30	227	512	253	110	145
1967	482	355	66	193	390	203	123	174
1968	478	381	134	231	299	191	159	199
1969	448	311	83	220	451	330	99	94
1970	455	402	30	83	367	112	123	358
1971	473	300	36	209	462	282	102	106
Átlag	471	368	54	157	393	218	122	191

Említettük előzőleg, hogy az evapotranspirométerben az egyenletes vízellátás, amely nem csökkentette a talajnedvességet a szántóföldi vízkapacitás 80%-a alá, igen kedvező a burgonya szervesanyag felhalmozódására. A *VI. táblázatban* közölt terméseredmények ezt igazolják. A *VI. táblázatban* feltüntettük a tenyészkádban mért vízfogyasztást és terméshozamot, a tenyészedényt környező parcella termését, és az ennek előállítására felhasznált vízmennyiséget, a *tényleges evapotranspirációt* (vízháztartási egyenletből meghatározva), valamint a parcellára ténylegesen kiöntözött víz mennyiségét is. Optimális nedves-



5. ábra. A *k* növénykonstans menete a tenyészidőszak folyamán

Fig. 5. *Seasonal variation of the crop factor*, k

ségellátottság mellett átlagosan *86%-os volt a termésnövekedés.* A 8 esztendő átlagában a terméshozam 393/298 q/ha arányú. Mindkét érték kimagasló termést jelent, összehasonlítva adott évben az országos átlaggal, amely 1967-ben 88,9 q/ha, a nagyüzemekben 108,8 q/ha volt (Tőzsér, 1969). Az országos átlag alatta maradt mind az európai (76%-kal), mind a világ átlagnak (37%-kal). Kísérleteink szerint a jó vízellátás, az öntözés igen kedvezően befolyásolja a burgonya termésnövekedését.

Az öntözés gazdaságos jellegére utal a *vízfogyasztási együttható* értéke. Az evapotranspirométeres adatokból liter/kg-ban számított vízfogyasztási együttható *64%-kal kisebb, mint a parcellán.* Ez annyit jelent, hogy 1 kg gumótermés előállításához a kádban 70 literrel kevesebb vízre volt szükség.

A vízszükséglet és a tényleges evapotranspiráció különbsége adja meg a szükséges öntözővíz mennyiségét. Az *V. táblázatban* feltüntettük a Kisvárdai rózsaburgonya *öntözővíz-szükségletét* is az egyes tenyészidőszakokban. Értéke 10 (1965) és 231 (1968) mm között változott az évek csapadékos vagy száraz jellegétől függően, átlagosan pedig 157 mm. Ez az érték elég jól megegyezik a későbbiekben bemutatott, számított 50 évi középpel is (171 mm). Megjegyezzük, hogy e számértékek nem tartalmazzák az öntözés során fellépő veszteségeket.

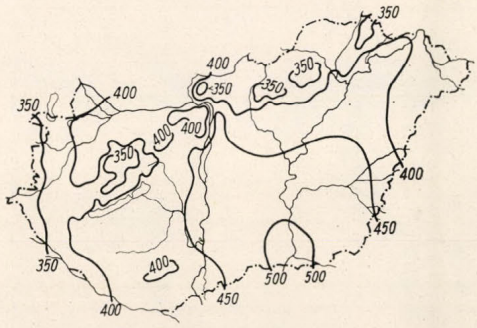
A több éven át Szarvason végzett párolgásmérések alapján kidolgozott (*Antal*, 1968) formulát használtuk az állomány vízszükségletének kiszámítására:

$$ET_{opt} = k \cdot 0{,}9\ (E - e)^{0{,}7}\ (1 + \alpha t)^{4{,}8}\ \text{mm/nap} \qquad (2)$$

ahol $(E - e)$ = a napi közepes telítési hiány [hgmm], t = a léghőmérséklet napi közepe [C°], $\alpha = 1/273$, k pedig a növényállományra jellemző paraméter (növénykonstans). Ennek értékét az 1964—71-es időszakban Szarvason történt mérések alapján a potenciális és az optimális evapotranspiráció hányadosaként határoztuk meg, s menetét a tenyészidőszakban az *5. ábrán* láthatjuk. A *k* értékeinek területi változását számításaink során adatok hiányában elhanyagol-

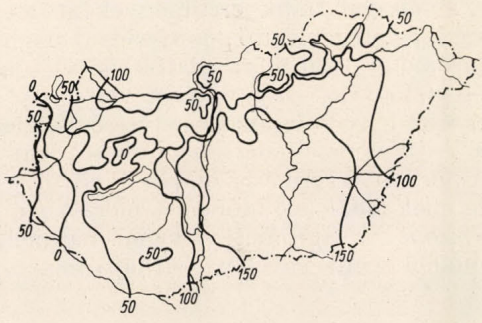
tuk. A növénykonstans értékeinek ismeretében meteorológiai adatokból kiszámíthatjuk a burgonyaállomány vízszükségletét tetszőleges periódusra.

A (2)-es formulához szükséges meteorológiai elemek 1901—1950 közötti átlagaiból, valamint az *5. ábráról* leolvasott *k* értékek alapján az ország 54 állomására határoztuk meg a burgonya (Kisvárdai rózsa) vízszükségletét s ennek területi eloszlását a *6. ábrán* közöljük. A tenyészidőszakban (IV. 16-tól IX. 5-ig) a sokévi átlagos vízszükséglet az Alföldön a legnagyobb, meghaladja a 450 mm-t. Ha tekintetbe vesszük a kapásnövények tenyészidőszakában az



6. ábra. A Kisvárdai rózsaburgonya átlagos vízszükséglete az IV. 16—IX. 5. közötti időszakban, 1901—1950

Fig. 6. *Average water requirement of potatoes „Rose of Kisvárda" during the period from April 16th till September 5, 1901—1950*



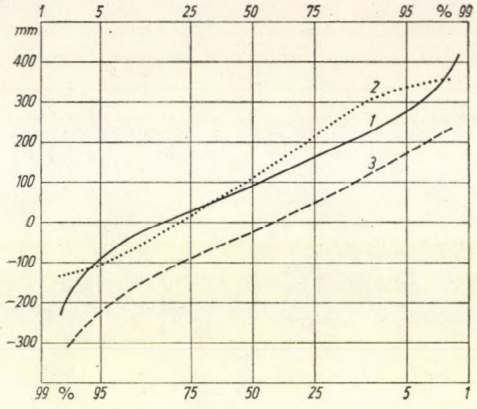
7. ábra. A burgonya átlagos öntözővíz-szükséglete, 1901—1950

Fig. 7. *Averages of the irrigation requirement of potatoes, 1901—1950*

átlagos csapadékeloszlást *(Magyarország Éghajlati Atlasza,* 1960), kitűnik, hogy ebben az időszakban az ország középső vidékén a csapadékösszeg 300 és 350 mm között van. Így a burgonya átlagos öntözővíz-szükséglete a két számérték egybevetése alapján az Alföldön meghaladja a 150 mm-t, míg a Nyugat-Dunántúlon vízfölösleg mutatkozik *(7. ábra),* minthogy a tenyészidőszak csapadéka itt már 450—500 mm. Az átlagos öntözővíz-szükségletet (*Ö*) azonban nem egyszerűen a vízszükséglet és a csapadékmennyiség különbségeként határoztuk meg, hanem a vízigény (ET_{opt}) és a tényleges vízfogyasztás (*ET*) különbségeként. A számítás módszerét és az egyes mennyiségek területi eloszlásának sajátosságait más tanulmányok részletesen taglalják *(Antal,* 1968; *Posza és Tóth,* 1970).

Az eltérő éghajlati sajátosságok szerepére és az öntözővíz-szükséglet évenkénti változékonyságára utalnak a *8. ábrán* feltüntetett *empirikus eloszlásfüggvénygörbék.* A burgonya öntözővíz-szükségletét 3 állomás (Magyaróvár, Szombathely, Debrecen) 1901—1965 között mindegyik tenyészidőszakra kiszámí-

tottuk, s a kapott gyakorisági értékeket grafikusan ábrázoltuk. Szombathelyen, amely az ország nyugati csapadékos zónájára jellemző állomás, egyszeri öntözésre ($\ddot{O} \leq 40$ mm) tíz évből mindössze 2—3 évben kell számítanunk, míg a szárazabb Hajdúságot képviselő Debrecenben, valamint a Kisalföldön (Magyaróvár) tíz évből hétben, s az utóbbi részeken kétszeri öntözésre az éveknek legalább felében szükség van.



8. ábra. A Kisvárdai rózsaburgonya öntözővízszükségletének empirikus eloszlásgörbéi: 1. Magyaróvár; 2. Debrecen; 3. Szombathely

Fig. 8. *Empirical distribution functions of the potatoes „Rose of Kisvárda" for the following locations: 1. Magyaróvár; 2. Debrecen; 3. Szombathely*

Vizsgálataink eredményeként megállapíthatjuk, hogy a burgonya vízszükséglete kielégítő pontossággal meghatározható a kompenzációs evapotranspirométerekkel mért adatokból. Ezt alátámasztja a kimagasló terméshozam és vízfogyasztási együttható, amelyet az a körülmény biztosított, hogy a tenyészedény talajának nedvességkészlete a tenyészidőszakban nem csökkent a kritikus érték alá. Az öntözés tehát igen hatásos és gazdaságos eszköz lehet a burgonya terméshozamának növelésében, ha öntözését a növény vízszükségletének megfelelő időben és mértékben végzik. Az öntözés megfelelő ütemezése viszont az agrometeorológiai paraméterek alapján kidolgozott, ismertetett modell segítségével valósítható meg.

IRODALOM

Albinet, E. 1959: Experiete cu regim de irrigatie la cartof si porumb in incinta indiguita Braila — Dunare — Siret. *Lucrări Stiintifice,* Institutul Agronomic "Professor Ion Ionescu de la Brad" Iasi Bucuresti, 89—119.

Antal, E. 1966: Egyes mezőgazdasági növényállományok potenciális evapotranspirációja. *Öntözéses gazdálkodás, IV.* 69—86.

Antal, E. 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés.*

Avrigeanu, Gh. 1960: Regimul de irrigatie la cartof in zone de stepá uscatá. *An. Inst. Cerc. Agr., Ser. A,* Agroclim. Ped. Agrochim. Amelior. *XXVIII.* 237—249. Bucuresti.

Berényi, D. 1942: A burgonya termelése és összefüggése az időjárással. Tiszántúli Mezőgazdasági Kamara, Debrecen.

Cihová, H. 1961: Intenzita transpirace zavlazovanyh brambor. Védécké Práce Vyzkumného ustavu krmivárského csazv v pohorelicich. Praha, *5.* 203—214.

Dubetz, S., Russel, G. C. and Hill, K. W. 1962: Growing irrigated crops in Southern Alberta. Can. Dep. Agr. *Publication 1152.*

Hajdú, M. 1964: A burgonyatermesztés egyes kérdései Hajdú-Bihar megyében. *Disszertáció.*

Iljin, V. 1963: Vodnüj rezsim kartofelja. *Kartofely i Ovosrsi, 6.* 14—15.

Magyarország Éghajlati Atlasza, 1960.

Posza, I. és Tóth, E. 1970: A potenciális evapotranspiráció, a vízszükséglet, a tényleges evapotranspiráció és az öntözővíz-szükséglet alakulása Magyarországon. *OMI Hiv. Kiadv. XXXV.* 434—451.

Thornthwaite, C. W. and Mather, J. R. 1955: The water balance. Drexel Inst. Techn. Lab. Clim., *Publications in Climatology, VIII. 1.*

Tőzsér, I. 1969: A burgonya öntözéses termelésének gazdaságossága. *Öntözéses gazdálkodás, VII.* 39—53.

*

WATER DEMAND AND IRRIGATION REQUIREMENT OF POTATOES

The authors in this paper discuss the water requirement of the potatoes.

In the Agrometeorological Observatory at Szarvas (geographical coordinates: $\varphi = 46° 50' N$; $\lambda = 20° 31' E$; $H = 83$ m) *the optimum evapotranspiration* (ET_{opt}) of potatoes „Rose of Kisvárda" was measured by the means of 4 m² evapotranspirométers *(Thornthwaite – Mather-type)*. The soil-physical characteristics of the experimental plot are shown in *Table I*. As the water content of the 70 cm soil layer in the tank gave continuously a sufficient water supply (that is, its value did not decrease below 80% of the field capacity), ET_{opt} may be considered as being identical to the water requirement.

The monthly total water use during the different growing seasons is given in *Table III*, and *Table IV*. contains the mean values of the water use for eight years and the totals in the phenological phases. The potatoes needed more than the half (62%) of its total water requirement in the period from the budding to the end of the main crop development.

Fig. 1 shows how the the weather influences the water consumption of potatoes and in *Fig. 2* the variation of ET_{opt} during the growing season is plotted. To illustrate the influence of species and the stage of development on the evapotranspiration during the growing season the water requirement of potatoes is compared with the ET_{opt} of other crops in *Fig. 3 and 4.*

Using mathematical methods the authors investigated, what sort of relations existed between the water requirement of potatoes and the significant meteorological elements *(Table V)*. *Table VI* contains the data of the water consumption of potatoes in the evapotranspirometer and in the surrounding plot and the crop yields as well. The water consumption coefficient obtained from the data of the evapotranspirometer and expressed in litre/kg is 64% less than on the surrounding plot, and at the same time the crop yield in the tank is 86% higher than on the surrounding area.

On the basis of the experiments in the period 1964—1971 the crop coefficient (k) was determined as the ratio of the optimum and the potential evapotranspiration. Its seasonal variation is shown in *Fig. 5*. Using the values of the crop coefficient and the averages of the meteorological elements from the period 1901—1950, the water requirement of potatoes was established for 54 meteorological stations *(Fig. 6)*, and as the difference of the optimum and the actual evapotranspiration the irrigation requirement was obtained *(Fig. 7)*.

In *Fig. 8* the annual variability of the irrigation requirement and the role of climate are shown by the means of the empirical distribution functions obtained from the data series of 65-year for three meteorological stations.

Az általános cirkuláció egyensúly-követelményeiről

CSÁSZÁR MARGIT, *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest*

On the Balance Requirements of the General Circulation. Average values of atmospheric pressure calculated from a sufficiently long series of data are supporting the existence of stationary centres of atmospheric circulation (such as cyclones and anticyclones). On the explanation of their formation, we are possessing today an extended amount of literature. The first place among the problems discussed is occupied by the subsistence of the subtropical high, which is a fundamental energy reservoir of the general circulation. In the present case, we are discussing the general circulation from the point of view of balance requirements. In the concluding paragraph of the paper, we are also enumerating some works the authors of which were extending their investigations beyond the troposphere, emphasizing the mechanism of the interaction among the vertical regions of the atmosphere and the transformations of energy.

*

Критерий равновесия общей циркуляции атмосферы. Средние величины атмосферного давления, вычисленные для достаточно длительных периодов, подтверждают существование стационарных центров действия атмосферы (циклонов, антициклонов) на обоих полушариях. Объяснению их образования посвящено уже значительная литература. Первостепенной проблемой является вопрос о сохранении субтропических зон высокого давления, как основных резервуаров энергии общей циркуляции атмосферы. В настоящей работе общая циркуляция рассматривается с точки зрения критериев равновесия. В заключительной части перечисляются работы, авторы которых распространили свои исследования за тропосферу, выясняя механизм взаимодействия атмосферных сфер и трасформации энергии.

*

Bevezetés. A közelmúltban az Időjárás 75. évfolyam 3—4. számában *Berkes Zoltán* érdekes fejtegetéseket tett közzé az általános cirkulációról [1]. A cikk szerzője elsősorban arra a kérdésre keresi a választ, hogy mi okozza az állandósult szubtrópusi magasnyomás létét. Hangsúlyozza, hogy „e dinamikus eredetű magasnyomású övezetnek a kialakulását látjuk ma a legkevésbé tisztán". Arra a megállapításra jutott, hogy „*Az általános légkörzés következtében a szubtrópusi szélességekre* — legalább fele-fele arányban — *részben az Egyenlítő vidékéről, részben pedig a mérsékelt övi ciklongyűrűből származó levegőmennyiségek kerülnek* és ezek építik fel a magasnyomású övezet anticiklonjait (hatásközpontjait)."

A probléma fölvetésének korszerűségét mi sem bizonyítja jobban, mint maga az a tény, hogy a WMO megbízásából 1967-ben *Lorenz* által közzétett monográfia [2] is az általános cirkuláció fennmaradásának okait és a hajtó mechanizmus lényegét igyekszik tisztázni, de felveti fejtegetései során a jelenleg is nyitott problémákat. Ugyancsak a közelmúltban jelent meg *Palmen* és *Newton*: „A légköri cirkulációs rendszerek" c. könyve [3], mely több fejezetben részletesen tárgyalja az általános cirkuláció problémáit.

Korszerű fizikai szemlélettel tárgyalja az általános cirkuláció problémáit *Béll B.* legújabb tanulmányaiban [4], [5]. Elsősorban az általános cirkuláció energiaforrásainak tisztázása érdekli, éppen ezért vizsgálatait a troposzféra határain túlra is kiterjeszti. *Berkes* gondolatébresztő dolgozata kapcsán szeretnénk néhány kiegészítő megjegyzést fűzni a felvetett problémához.

Az általános cirkuláció alapvető okainak tisztázásánál szükséges tudnunk, hogy a Föld légköre egy egyensúlyi állapot elérésére törekszik és ez az általá-

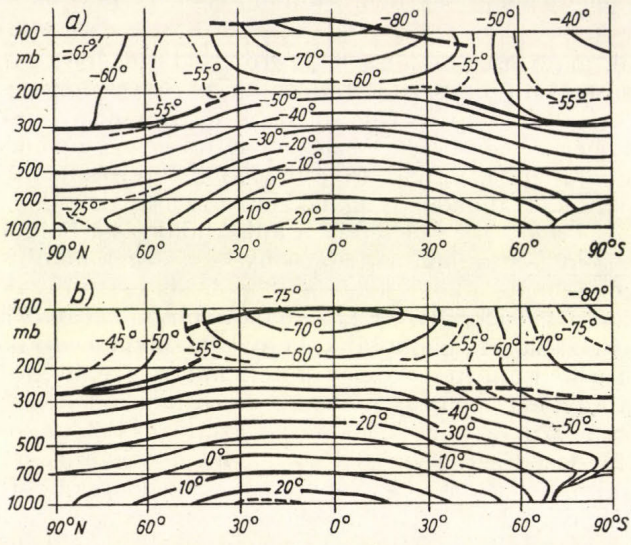
nosnak tekinthető természeti törvény megnyilvánul a Föld légkörének mozgásában is. Földünk és légköre, egymással energetikai kölcsönhatásban vannak. Így a hő, a szögmomentum és a vízkörzés egyenlőtlen eloszlása miatt a kölcsönhatásra jellemző kiegyenlítődési tendencia állandóan folyamatban van, amely mindaddig fennáll, míg a külső hőforrás, a tengerek és szárazföldek, a Föld forgása és az energiatöbbletet elvezető alacsony hőmérsékletű környezet létezik. Az egyensúlyra való törekvés során különböző cirkulációs formák lépnek fel, melyek között skálájukat tekintve globális méretűek is vannak, összefüggéseikben pedig annyira összetett jelenségek, hogy nehéz különbséget tenni az ok és okozat sorrendjében.

A légkör cirkulációjának magyarázatában a hajtóerő elsődleges fontosságára a Nap sugárzására vonatkozóan nincs vita. Induljunk ki *Berkes* dolgozatának abból az alapkoncepciójából, hogy egy besugárzás mentes nem forgó homogén gömbfelületen homogén hőmérséklet-eloszlás mellett a levegő nyomása minden pontban ugyanakkora lenne. Vigyük tovább e gondolatot és tekintsük továbbra is a homogén Földet állandó nyugat-keleti forgásával, amikor már a relatív mozgásokban a *Coriolis*-erő is fellép és a külső hőforrás a Földön a hőmérséklet övezetes eloszlását tartja fenn. Az alacsony szélességek hőtöbblete és a magasabb szélességek hőhiánya következtében a pólusok felé irányuló hőmérsékleti gradiens lép fel az atmoszférában. Ez az állapot már önmagában is elég a mozgások megindulásához, ha arra gondolunk, hogy két, tulajdonságaikban különböző és kölcsönhatásban álló test között feltétlenül kiegyenlítődési folyamat indul meg. Tehát a Föld esetében egy pólusirányú cirkuláció fellépése szükségszerű, még homogén felszín esetén is. Ismerve azonban Földünkön a szárazföldek és óceánok elrendeződését, a víz és a szárazföld eltérő viselkedését a sugárzással és mindenfajta melegedéssel szemben, nyilvánvalóan különbség van a megvalósult cirkulációban még egyazon szélességen belül is. — Ez a hatás szintén permanens tömegátvitelt tart fenn, ha az egyensúly-követelmény teljesül. Nem elhanyagolható a szerepe a nagy kiterjedésű hegymasszívumoknak, amelyek nemcsak jelentős levegőmennyiséget szorítanak ki az általuk elfoglalt területekről, hanem sajátos cirkuláció létrehozásának is okozói. Az általános cirkulációnak az a sejtszerű tagozódása, amelyet a megfigyelések mutatnak, globális méretekben ilyen tényezők együttes hatásával magyarázható.

Bármely oldalról is közelítjük meg az általános cirkulációt, a magyarázatoknak három alapvető egyensúly-követelményt kell kielégíteniük: az energia, a szögsebesség momentum és a vízkörzés egyensúlyát.

I. Ha Földünkön a besugárzás és kisugárzás viszonyát vizsgáljuk, azt tapasztaljuk, hogy Földünk évi viszonylatban sugárzási egyensúlyban van. E globális egyensúly fennállása hosszú távon elképzelhető — ha csak nem változik meg a külső hőforrás intenzitása — tehát atmoszféránkon belül az általános cirkuláció lényeges ingadozása sem következik be. Az egyensúly felbomlása azonban nagyon hosszú távon elképzelhető. *Budyko* szerint az egyensúly felbomlása bekövetkezhet a poláris jégsapka összehúzódása vagy kiterjedése eredményeként is. Ha Földünk légkörét egy külső fallal elzárnánk minden más rendszertől, a makroszkopikus áramlások fokozatosan megszűnnének, és egyidejűleg a rendszer fokozatosan termikusan homogénné válna. Az, hogy Földünkön sugárzási egyensúly mellett inhomogén hőmérséklet-eloszlás van, csak úgy lehetséges, hogy egyrészt egy, a stacionaritást fenntartó állandó energiaforrás, másrészt az energia elvezetését biztosító alacsony hőmérsékletű környezet létezik. A légkör általános cirkulációjának energetikai hátterét tehát a hőfelvétel és hőleadás különbségében kell keresnünk. Az *1. ábrán* a Föld ja-

nuári és júliusi közepes hőmérséklet-eloszlását mutatjuk be *Coleman* [3] összeállítása alapján. Az ábrán már egy mérsékelt pólusirányú gradienst látunk, amelyet a „megkövetelt" cirkuláció tart fenn. A légkör energia egyensúlya önmagában is igen bonyolult folyamat. A légkör, valamint az alatta fekvő óceánok és szárazföldek alapvető energia formái a kinetikai, potenciális és belső energia, utóbbiba beletartozik a termikus belső energia és a víz kondenzáció-



1. ábra. Az északi és déli félteke januári (*a*) és júliusi (*b*) átlagos hőmérséklete *R. L. Coleman* összeállítása alapján. A folytonos vonalak az izotermák, a vastagabb folytonos vonalak a tropopauzát jelölik, a szaggatott résznél a tropopauza felszakadási helyei láthatók.

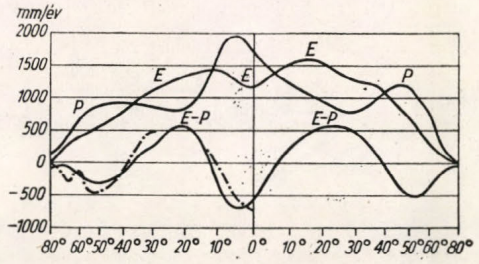
jánál felszabadult latens hő. Mivel az általános cirkuláció fennmaradása és intenzitása a kinetikai energia képződése és disszipációja közti egyensúlytól függ, a belső és a potenciális energia változásától eltekinthetünk. A tér egy tetszőleges térfogatára a kinetikai energia megváltozása a következő formában írható fel:

$$\int \frac{\partial K_d \tau}{\partial d} = -\int K V_n d\sigma - \int p\, V_n d\sigma + \int p\, \Delta V d\tau + \int F \varrho V d\tau + \int \varrho V g d\tau \quad (1)$$

V_n a felület normálisa; a jobb oldalon az első tag a kinetikai energia horizontális áramlása, a második tag a nyomási gradiens felületen végzett munkája, a harmadik tag a nyomáseloszlás által a térfogaton belül termelt kinetikai energia, a negyedik tag a súrlódási disszipáció, és az utolsó tag a nehézségi erőtérben végzett munka. Ha τ a légkör egészét jelenti, akkor a határokon keresztüli áramlás és a nyomáserő felületen végzett munkája eltűnik. Horizontális mozgás esetén a nehézségi erő ellenében végzett munka is zéro, így a kinetikai energia megmaradása esetén $\partial K/\partial t = 0$, tehát a disszipációt folyamatos energiatermelésnek kell ellensúlyoznia. A légkörben $p > 0$, tehát az (1) egyenlet $p\ \Delta V$ tagjában $\Delta V > 0$ esetén, azaz pozitív divergenciánál lesz a térfogaton belül termelt energia pozitív. Megjegyezzük, a pozitív energiatermeléshez az is szükséges, hogy a divergencia területek a nagyobb, a konvergencia területek a ki-

sebb nyomású övekbe essenek. *E miatt tekinthető a szubtrópusi magasnyomás a kinetikus energia egyik fő forrásának az északi féltekén.*

A nagyarányú légkörzésben történő kinetikai energia disszipációjának tanulmányozására vonatkozóan már jelentős irodalom áll rendelkezésünkre. Ezek a dolgozatok elsősorban különböző disszipációs mechanizmusok és a meteorológiai paraméterek közötti összefüggés megállapítására irányulnak. Legkiterjedtebb vizsgálatot az energiakeletkezés, ill. disszipáció becslésére vonat-



2. *ábra.* A csapadék (P), a párolgás (E), valamint E—P közepes évi eloszlása az északi és déli féltekén *Sellers* szerint. A szaggatott görbe az északi féltekén E—P értékét *Starr* számításai szerint tünteti fel.

kozóan *Kung* [6] végzett, aki azt találta, hogy erős a képződés a felső és alsó troposzférában, míg a középső troposzférában nagyon gyenge. A horizontális energiaátvitel a troposzféra felső részén különösen nagy a futó áramlás szintjén. A disszipáció a határrétegben és a troposzféra felső rétegében maximális, a troposzféra középső szakaszán minimumot ér el. Mind a keletkezés, mind a disszipáció ilyen vertikális profilja függőleges átvitelt követel meg, amely *Kung* számításai szerint legintenzívebb a troposzféra középső szakaszán. A vertikális hőáram mechanizmusát és a kinetikai energia keletkezésének vizsgálatát nagy részletességgel *Palmen* [7] végezte el, aki azt találta, hogy a függőleges hőfluxus a troposzféra középső szakaszán a 600 mb környékén éri el maximumát. *Holopainen* [8] a teljes pólusirányú energiafluxust számolta ki, és a maximális észak felé irányuló energiafluxust a 35—40° szélességek között találta.

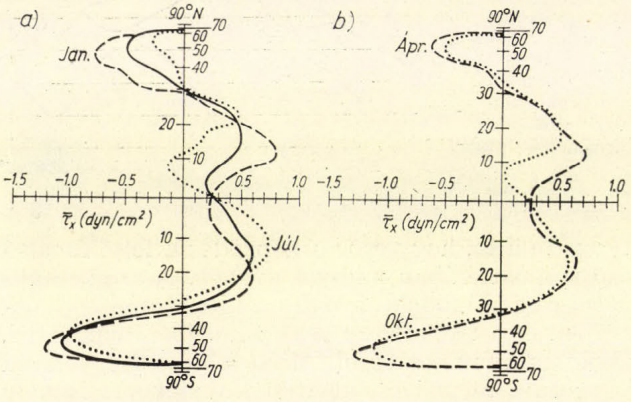
II. A következő egyensúly-követelmény az abszolút szögsebesség momentumának egyensúlya. Mozgásban levő testek között — melyek egymáshoz viszonyítva különböző sebességgel mozognak — súrlódási feszültség lép fel, így a nyugat-keleti irányú átviteli szélrendszerekben keleti irányú súrlódási feszültséget ad a Föld a légkörnek. A keleti szelek zónájában, amely a Föld felületének trópusi felét foglalja magában, nyugati irányú momentumot kap a Földről a légkör. A tömegegységre eső teljes szögmomentum:

$$M = \omega r^2 \cos^2 \varphi + u r \cos \varphi \qquad (2)$$

ahol φ a földrajzi szélesség,
r a Föld sugara,
ω a földforgás szögsebessége,
u a zonális szélsebesség.

Az első tag az ún. ω momentum amely a Föld forgásából származik, a második tag a relatív momentum. Mindkettő arányos a földrajzi szélesség cosinusával. *Pristley* [9] kiszámította az óceánok fölötti szögsebesség-momentumot, amelyet a 2. *ábrán* mutatunk be. Jóllehet az atmoszféra csak azáltal nyer vagy veszít szögmomentumot, hogy közvetlen kapcsolatba kerül a talajjal, súrlódási ellenállás lép fel kisebb dombok, hegyek, vagy rendezetlen

terep és levegő találkozási felületén is, amely módosítja az általános momentum eloszlásképet. A *2. ábra* a szubtrópusi magasnyomás sávjában légköri szögmomentum-többletet jelez, tehát a cirkuláció fennmaradása érdekében feltételezhető, hogy a keleti szelek sávjában fellépő szögmomentum-többletből pótlódik a nyugati szelek zónájában mutatkozó hiány. A talajjal való momentum-csere egyensúlyához szükséges horizontális átvitel főleg a felső troposzférában zajlik le, éppen ezért feltételezhető a szögmomentum egy vertikális átvitele is. *Palmen* vizsgálata szerint [10] ez a szállítás a trópusokon felfelé, a közepes szélességeken lefelé iráynul és egy kis felfelé irányuló fluxus van a poláris területeken is.



3. ábra. A közepes zónális felületi stress eloszlása az óceánok fölött *Pristley* szerint: folytonos görbe az évi eloszlás, az *a)* ábrán a szaggatott görbe a januári, a pontozott a júliusi, a *b)* ábrán a szaggatott az áprilisi, a pontozott az októberi értékeket jelöli.

Az atmoszféra és a Föld közötti momentum-csere közvetlen becslése ma még meglehetősen durva, tekintettel a felületi súrlódás törvényeivel kapcsolatos bizonytalanságra, amit még tovább nehezít az a tény, hogy általában nem sikerült a hegyek hatását tisztázni. Míg a horizontális szállítás közvetlen méréseken alapuló számításai kiküszöbölnek néhány bizonytalanságot, a vertikális szállítás a függőleges sebesség számításával kapcsolatos problémák miatt csak hozzávetőleges. *Wiin-Nielsen — Drake* és *Brown* [11] kiszámították a momentum-átvitelt a hullámszám függvényében, és a maximális észak felé irányuló momentum-átvitelt az északi szélesség 32,5°-án és 200 mb-on, míg a déli irányút a 65° északi szélességen a 300 mb-on találták.

III. Egy terület vízkörzés egyensúly-követelményét lényegében a csapadék és párolgás mennyisége határozza meg. A *3. ábra Sellerstől* származik, ahol az évi párolgás és csapadék közepes eloszlását láthatjuk egységnyi területre az északi és déli féltekére vonatkozóan [12]. Az ábrán látható, hogy a szubtrópusokon a párolgás nagyobb, mint a csapadék, míg a trópusokon és a mérsékelt szélességeken a csapadék összege felülmúlja a párolgást. Az is látható, hogy az északi féltekén a csapadék, a déli féltekén a párolgás nagyobb. A párolgás és a csapadék ilyen földméretű eloszlása azt mutatja, hogy egy észak felé irányuló vízszállításnak kell lennie az egyenlítőn keresztül. Ez táplálja a trópusokon belüli konvergencia zónát, amelynek közepes helyzete az Egyenlítőtől kissé északabbra fekszik. Ha csak az északi féltekét vizsgáljuk, akkor olyan mozgást kell az atmoszférán belül feltételeznünk, ami vizet szállít a szubtrópusokról a trópusi és a magasabb szélességek irányában. Lényegében tehát, a párolgás hiányának pótlási igénye alkotja az atmoszféra vízkörzés egyensúly-követelményét. A szubtrópusokról elszállított vízmennyiség az óceánok felü-

letéről alulról történő párolgás révén pótlódik. *Peixoto* és *Crisi* [13] a teljes észak felé irányuló vízgőzfluxust kiszámították. Eredményeik szerint a maximális vízgőzfelvétel a 20. északi szélességen megy végbe, ahol erős felfelé irányuló vízgőzfluxus van, amely kb. a 800 mb fölött részben az egyenlítő, részben észak felé irányuló ágra szakad.

Az egyensúly-követelmények teljesedése azonban még nem ad kielégítő választ problémánkra, a szubtrópusi anticiklon állandóságára vonatkozóan, bár felfedték annak szükségességét, hogy a szubtrópusi anticiklon mindhárom egyensúlykövetelmény esetében forrásnak tekinthető. *Berkes* részéről tehát joggal merülhetett fel a kérdés, vajon mi az elsődleges folyamat, amely ezt *az állandósult anticiklont — mely lényegében a troposzférikus folyamatok legfontosabb energiatárolója* — fenntartja. *Rossbynak*, amikor a légkör hosszúhullámainak és hatásközpontjainak hidrodinamikai elméletét tárgyalta [14], sikerült bebizonyítania, hogy az ún. mozdulatlan perturbációk (hatásközpontok), mint az aleuti és izlandi minimum, a honolului és azóri maximum létrejötte indokolt, de fejtegetése során sem a hő, sem pedig a súrlódás hatását nem vette tekintetbe, a hullámok amplitudóját pedig előre megadta. *Vu boi Kiem* a szubtrópusi nyugati áramlási zóna hatáscentrumainak létrejöttét és fennmaradását közepes szélességek blocking helyzeteinek, a mérsékelt égövi nyomásteknők szubtrópusi zónába való levágódásának (cut off), domborzati hatásoknak és a trópusi háborgásoknak tulajdonítja [15].

A szubtrópusi szélességekre *Berkes* magyarázata szerint részben az Egyenlítő vidékéről, részben pedig a mérsékelt övi ciklongyűrűből származó levegőmennyiségek kerülnek és ezek építik fel a magasnyomású övezet anticiklonjait. *Berkes* elképzelését a *Rossby*-féle háromcellás cirkulációs séma is jól szemlélteti [16]. A folyamat mechanizmusához azonban szükséges megjegyezni, hogy a levegőmennyiség beáramlása mindkét irányból a szubtrópusi magasnyomás felső konvergenciájában történik, ami ellensúlyozza az anticiklon talajközeli divergenciája által elszállított levegőmennyiséget (és ezzel az energiát, a szögmomentumot és a vízgőzt is). Arra vonatkozólag, hogy valójában e két forrás kielégítően pótolja-e az elszállított levegőmennyiséget, közvetlen mérések hiányában nincs kellő bizonyítékunk. Hivatkozunk itt még *Bunker* [17], *White* [18] munkáira, akik a troposzférához képest inverz gradiens (counter gradiens) hőfluxus viszonyait vizsgálták az alsó sztratoszférában, vagy *Newelre*, aki a tropopauzán keresztül és a sztratoszférán belüli áthelyeződés vizsgálatánál szintén az inverz (counter) gradiens áramlásra hivja fel a figyelmet [19]. Az alacsony szélességek sugárzási többlete és a magas szélességek deficitje olyan mozgásra kényszeríti a légkört, amely hőt szállít a magasabb szélességek irányában. Igazolják a számítások is, hogy 200 mb-ig minden szélességen az érzékelhető hő szállítása pólusirányú. E szintek fölött azonban éppen az ellenkező irányú szállítás bonyolódik le. Az alacsony szélességek hideg sztratoszférája feltételezi az egyenlítőirányú hőszállítást az alsó sztratoszférában. (Az egyenlítő feletti hideg sztratoszféra az *1. ábrán* is jól látható). Az inverz gradiens áthelyeződési folyamatok jelentőségét az anticiklonok fejlődésében már *Faust* 1953-ban [20] kifejtette: a dinamikus anticiklont főleg a környezetében lejátszódó események befolyásolják, azaz szükséges a környezetből az anticiklonba irányuló levegőszállítás, ami csak az anticiklon felső konvergencia tartományában lehetséges. *Faust* szerint a levegőszállítást valószínűleg az inverz (counter) gradiens szelek bonyolítják le. Alattuk leszálló, felettük felszálló légáramlás jön létre. A dinamikus anticiklon olyan folyamat, amelyet fent az inverz (counter) gradiens szelek zónájában való permanens beáramlás és lent

főleg a talajsúrlódás okozta divergencia tart fenn. Az inverz gradiens szeleknek feltehetően jelentős szerepe van a szubtrópusi futóáramlás fenntartásában is, bár a korábbi elképzelések szerint ezt a *Hadley*-cella felső ágának pólusirányú áramlásával magyarázták. Úgy tűnik, hogy az inverz (counter) gradiens-koncepció nincs ellentmondásban azzal az elképzeléssel, hogy a sztratoszférikus felmelegedési terekből a lefelé irányuló vertikális transzport a tropopauza felszakadási helyein (tropopauza-tölcsér) keresztül jut el a troposzféra tartományába.

Az eddig rendelkezésünkre álló megfigyelések és mérések alapján még nem zárható le az általános cirkuláció mechanizmusának részletes tisztázása. Maradéktalanabb választ remélhetünk majd azoktól a vizsgálatoktól, amelyek a légkört teljes kiterjedésében tárják fel és részletesebb képet adnak a Nap–Föld-légkör sugárzásviszonyairól, amelyek birtokában esetleg kijelölhetjük a légkörnek azt a felső határát, amelyen túl a lezajló folyamatok hatása már elhanyagolható környezetünk időjárásának alakításában.

IRODALOM

[1] *Berkes Z.:* Levegőmennyiségek övezetes eloszlása besugárzott, forgó gömb (Föld) felszínén. Időjárás 75. évfolyam 230—235. 1971.

[2] *Lorenz, E.:* The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere. World Meteorological Organization. 1967.

[3] *Palmen, E., Newton C. W.:* The atmospheric circulations systems. International Geophysic Series Vol. 13. Academic Press New York and London 1969.

[4] *Béll B.:* A légkör általános cirkulációjának fizikai szemlélete. Fizikai Szemle XVIII. 7. 202—268. 1968.

[5] *Béll B.:* Energetikai és áramlási folyamatok a légkör középső rétegében. MTA X. osztályának Közleményei 3. 103—119. 1970.

[6] *Kung, E. C.:* Kinetic energy generation and dissipation in the large scale atmospheric circulation. Monthly Weather Review. 94. No. 2. 67—82. 1966.

[7] *Palmen, E.:* On the mechanism of the vertical heat flux and generation of kinetic energy in the atmosphere. Tellus Vol. 18. No. 4. 838—845. 1966.

[8] *Holopainen, E. O.:* On the role of mean meridional circulations in the energy balance of the atmosphere. Tellus 17. 285—294. 1965.

[9] *Pristley, C. H. B.:* A survey of the stress between the ocean and the atmosphere. Australian I. Sci. Res. A4, 315—328. 1951.

[10] *Palmen, E.:* On the relationship between meridional eddy transfer of angular momentum and meridional circulations in the earth's atmosphere. Arch. Meteorol. Geophys. Biok A7, 80—84. 1954.

[11] *Wiin-Nielsen, A., Brown, I. A., Drake, M.:* On atmospheric energy conversion between the zonal flow and the eddies. Tellus. Vol. 15. No. 3. 261—279. 1963.

[12] *Sellers, W. D.:* Physical climatology, 272 pp. Univ. of Chicago Press, Chicago Illinois, 1965.

[13] *Peixoto, J. P., Crisi, A. R.:* Hemispheric humidity conditions during the IGY. Sci Rept. No. 6, 166 pp. Planetary Circ. Proj. Dept. Meteorol., M.I.T. Cambridge Massachussetts. 1965.

[14] *Rossby, C. G.:* Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. Journal of Mar. Res. Vol. 2; 38—55. 1939.

[15] *Vu boi Kiem.:* The Quasi-Permanent Centers of Action in the Subtropical Westerlies. Időjárás 71. évf. No. I. 1—10. 1967.

[16] *Rossby, C. G.:* The scientific basis of modern meteorology. In Yearbook of Agriculture, Climat and Man" (G. Hambidge, ed), pp. 599—655. U. S. Gov't. Printing Office, Washington, D. C. 1941.

[17] *Bunker, C. I.:* Measurement of countergradient heat flows in the atmosphere. Australian J. Physic. Vol. 9. 133—143. 1956.

[18] *White, R. M.:* The Counter Gradient Flux of Sensible Heat in the Lower Stratosphere. Tellus. Vol. 6. 177—179. 1954.

[19] *Newel, R. E.:* Transfer through the tropopause and with in the stratosphere. Quart. J. R. Met. Soc. 167—204. 1963.

[20] *Faust, H.:* Die Nullschicht, der Sitz des troposphärischen Windmaximums. Met. Rundschau, 6, 6. 1953.

A középső sztratoszféra termobárikus- és szélmezejének tavaszi átváltódása az északi félgömbön

DVORCSÁK ISTVÁN, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Spring Transition of the Thermobaric Field and the Wind Field of the Middle Stratosphere on the Northern Hemisphere. In the spring transition of the thermobaric and wind fields of the stratosphere, two basic factors are recognized: a radiation factor and a circulatory or dynamical factor. The former is including the irradiation and emission conditions, the later the advective and adiabatic effects. In this paper, the respective roles played by these factors in the spring transition are discussed. For the spring months of 11 years (1958—1968) the monthly kinematic composite charts, the zonal and meridional circulation indices and temperature cross-sections were examined. All this material has been prepared by using the daily contour charts of the isobaric surface 10 mb published in the volumes of "Meteorologische Abhandlungen".

*

Весенняя смена термобарического поля и поля ветра средней стратосферы на северном полушарии. В весеннюю смену термобарического поля и поля ветра в стратосфере входят два основных фактора: радиационный и циркуляционный или динамический. Первый включает в себе условия инсоляции и излучения, второй — адвективные и адиабатические эффекты. Автор выясняет их роль в процессе весенней смены. Для этой цели он составил сводные кинематические карты, построенные для весенних месяцев 11 лет (1958—1968), индексы зональной и меридиональной циркуляции, температурные разрезы, на основе ежедневных карт абсолютной топографии изобарической поверхности 10 мб, опубликованных в издании « Met. Abhand.".

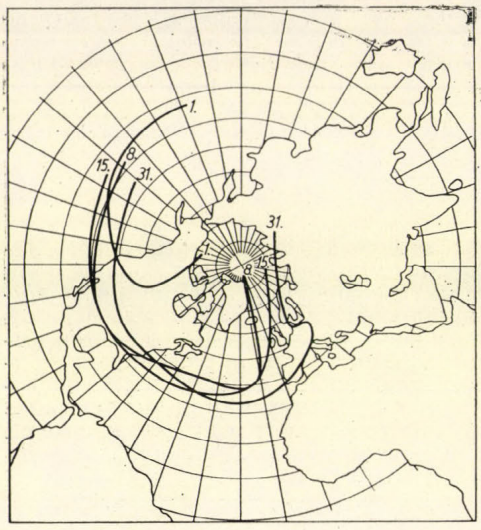
*

A sztratoszféra termobárikus- és szélmezejének tavaszi átváltódása az a folyamat, amelynek során a téli, nyugati cirkulációt a nyári, keleti cirkuláció váltja fel, ugyanakkor a poláris ciklon helyére a poláris anticiklon kerül. Ez a folyamat a téli évszak időjárási helyzetéből fejlődik ki, ennek alakulása határozza meg a tavaszi átváltódás kezdetét.

Télen a sztratoszféra nyomási és áramlási mezejét a mérsékelt és magas szélességeken a mezoszférára is kiterjeszkedő poláris ciklon alakítja ki. Ezen kívül még két permanens anticiklon-centrum is részt vesz a nyomási és áramlási, valamint a hőmérsékleti mező létrehozásában, egyik a Csendes-óceán, másik az Atlanti-óceán felett helyezkedik el. A téli cirkuláció azonban nem zavartalan. A zonális nyugati cirkuláció mellett fokozódó mértékben fellép a meridionális cirkuláció is. A sztratoszférában a hideg félév első felét még viszonylag zavartalan cirkulációs rendszer jellemzi, a félév második felében azonban gyakran jelentkeznek a cirkuláció néha különösen erős zavarai, amelyek a bárikus mező meridionális átalakulásával és nagy hőmérsékleti változással járnak. Ismeretes, hogy a poláris ciklon középpontja rendszerint a pólustól kissé távolabb, hideg centruma pedig délebbre helyezkedik el. Ez a körülmény, valamint az északi és déli szélességek sugárzás-mérlege közötti nagy különbség is kedvez a meridionális komponens kialakulásának, azaz a szélességek közötti hőszállításnak, amely a csökkenő sugárzás-mérlegű területek felé irányul. Az említett sugárzási és dinamikai különbözőségek a tél második felében teljesednek ki, érthető tehát, hogy a meridionális cirkuláció a tél második felében lép fel fokozottabb mértékben.

Bármely hosszúsági zónában létrejöhet meridionális cirkuláció, mégis gyakoribb Kelet-Ázsia és a Csendes-óceán területe felett, s ez a tavaszi átváltó-

dás megindulásánál alapvető szerepet játszik. Ezeken a területeken vannak olyan időszakok, amikor jelentősen megerősödik a szélességek közötti levegőcsere. Az AT_{10} térképek analízisével megállapítható, hogy az ilyen téli hónapokban a sztratoszférikus anticiklon és az ezzel kapcsolatos meleg terület kialakulása Japán térségében megy végbe [1]. A tél első felében ezen meleg magok csupán az északi partvidékig jutnak el, s csak egyes esetekben figyelhető meg



1. ábra. Az 1961. márciusi tavaszi átváltódás kiterjeszkedése a nyugati féltekén. A vastag vonalak a keleti cirkuláció határát jelentik, a mellé írt szám a hónap napját jelenti

meleg légtömegek behatolása Alaszka területére. A tél második felében (január–február) azonban a meleg magok mozgásával együttjáró sztratoszférikus felmelegedés már jóval magasabb szélességeken figyelhető meg (Szahalin és Kurili szigetek), és innen keleti trajektóriákon rendszerint a kanadai szigetvilágra, Kanadára és az Egyesült Államok északi részére terjeszkedik ki. A melegcentrum -30, $-35°$ körüli hőmérsékletű. Minél később áll be a sztratoszférában az ilyen típusú felmelegedés, annál intenzívebben megy végbe és annál északibb szélességekig nyúlik. Ha ebben az időszakban nem lép fel erős felmelegedés a sztratoszférában a sarkvidék felett, akkor ez a helyzet megmarad a tavaszi átváltódás megindulásáig, és lehetővé teszi a folyamat korai (márciusi) létrejöttét. Ellenkező esetben a felmelegedés megszűnése után meggyengül a meridionális cirkuláció is, és a délibb szélességekre visszahúzódó anticiklon csak később indul a sarkvidék felé. Az olyan télen tehát, amikor a meridionális cirkuláció zavartalanul fejlődhet és erősödhet, a csendes-óceáni anticiklon is fejlettebb lesz és a tél második felében a 60° körüli szélességeken helyezkedik el. Tehát a sarki sztratoszféra hőmérsékletének tavaszi emelkedése nem csupán a sugárzási mérleg évi menetétől függ, hanem a téli sztratoszféra meridionális cirkulációjának fejlettségi fokától is.

A vizsgált 11 évből (1958–1968) három olyan év volt (1959, 1961, 1964), amikor márciusban indult meg a tavaszi átváltódás a középső sztratoszférában. Mindhárom évben a folyamat azonosan nagy intenzitással indult meg és ment végbe [3]. Már ezen évek január–február havi 10 mb-os abszolút topográfiai térképein is megtalálható volt ez a fejlett aleuti anticiklon az 50–60° északi szélességek körül. Fejlett meleg területe többször is felmelegedést okozott

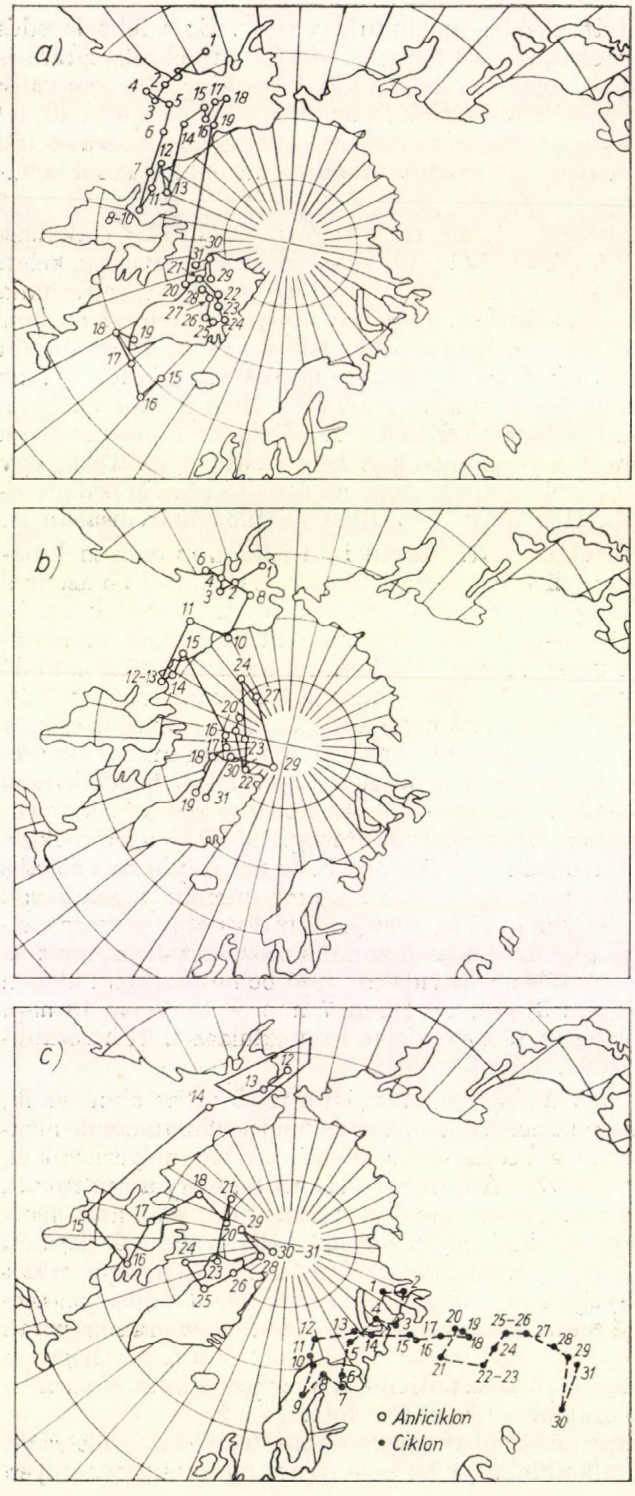
a nyugati féltekén a tavaszi átváltódás megindulása előtt. Ez a felmelegedés azonban különbözik az ún. robbanásszerű felmelegedéstől, mivel intenzitása is kisebb és a folyamat is lassabban megy végbe. Ennek következtében nem válik ketté a poláris ciklon, nincsenek keleti szelek és az anticiklon sem húzódik fel a sarkvidékre, ugyanakkor a poláris ciklon centrumát állandóan a szokásos téli helyzeténél délebbre kényszeríti. Ezzel lehetővé teszi az anticiklon korai behatolását a sarkvidék területére.

Példaként említhető meg az 1961. márciusi tavaszi átváltódás alakulása a 10 mb-os izobárfelületen *(1. ábra)*. Látható, hogy március elsején a keleti cirkuláció már elérte a Csendes-óceán területén a szubtrópusi övet, és Kanada északnyugati területére is kiterjeszkedett. Egy hét múlva, március 8-án már az Egyesült Államok déli részén is elérte a szubtrópusi övet és az Atlanti-óceán nagy részét, március 15-én pedig Európa északnyugati részéig jutott, és az Atlanti-óceánon is érintkezésbe került a szubtrópusi öv légáramlásával. Ezen a napon az anticiklon felhúzódása is megkezdődik a sarkvidékre, március 31-én már Közép- és Dél-Európára is kiterjeszkedik a keleti cirkuláció. Tehát egy hónap alatt az egész nyugati féltekén megtörtént az átváltódás. Ez pedig erőteljes és gyors folyamatra vall. Hasonló a kép 1959 és 1964 márciusában is.

A *2b. ábra* mutatja egyúttal az 1961. márciusi anticiklon mozgásának pályáját. Március 8-án hagyja el téli tartózkodási helyét, nem hatol be azonnal a sarkvidékre, hanem egy hétig zonális pályán mozog, és csak azután lép be a sarkvidék területére. Március 27-től kezdve a pólusnál tartózkodik, majd onnan visszafordul Grönland középső részére. 1959 márciusában szintén hasonló a mozgáskép *(2a. ábra)*. Elsején az anticiklon elhagyja téli tartózkodási helyét, és Kanada észak-északnyugati része felett nagy zonális mozgást végez először keleti, majd nyugati irányban. Közben a mozgás pályája mind magasabb szélességekre tevődik át. Márc. 18-tól az anticiklon a sarkvidékre húzódik, nem olyan magasra, mint 1961-ben, centruma Grönland középső része felett megállapodik, és a hónap végéig többnyire zonálisan mozog. 1964-ben az anticiklon március 12-én hagyja el téli tartózkodási helyét, és 15-ig nagyon hosszú zonális pályát fut be, majd 15-étől kisebb-nagyobb zonális és meridionális ingadozások után, fokozatosan eléri a pólus vidékét *(2c. ábra)*. A tárgyalt 3 év mozgásviszonyainak egyik közös jellemzője az a hosszú zonális mozgásszakasz, amit az anticiklon a téli terület elhagyása és a sarkvidékre való behatolás közti időben tesz meg. Ez az időköz 1964-ben 3 nap, 1961-ben 7 nap és 1959-ben 18 nap. A másik közös jellemvonás pedig az, hogy végleges kimozdulása előtt hosszabb-rövidebb ideig tartó rendszertelen mozgást végez.

Az aleuti anticiklonnak ez a sajátos mozgásformája érthetőbbé válik, ha meggondoljuk, hogy a nyomáscentrum mozgása melegcentrumának mozgását követi, amely az előbbitől kissé észak-északkeleti irányban helyezkedik el, vagyis a két centrum nem esik egybe. Az a nézet alakult ki, hogy a centrumok ilyen kölcsönös elhelyezkedését az advekció és a vertikális mozgások kombinált hatása szolgáltatja. Megállapították, hogy a meridionális átalakulás kezdeti időpontjában az anticiklon (vagy gerinc) keleti peremén leszálló mozgásterület alakul ki [2]. Az anticiklon nyugati peremén mérsékelt és szubtrópusi szélességekről származó meleg levegő áramlik, amelyik az anticiklonális áramlás során bekerül ebbe a leszálló mozgású területbe, és adiabatikus úton pótlólagosan felmelegszik. Ez az új meleg terület lesz az anticiklon melegcentruma, és az anticiklon északi részén fennálló áramlással kelet felé mozog.

Az így létrejött melegcentrum azonban meggyengül, ha olyan területre ér, ahol alacsony hőmérséklet uralkodik, vagy ha a centrum területén valamilyen

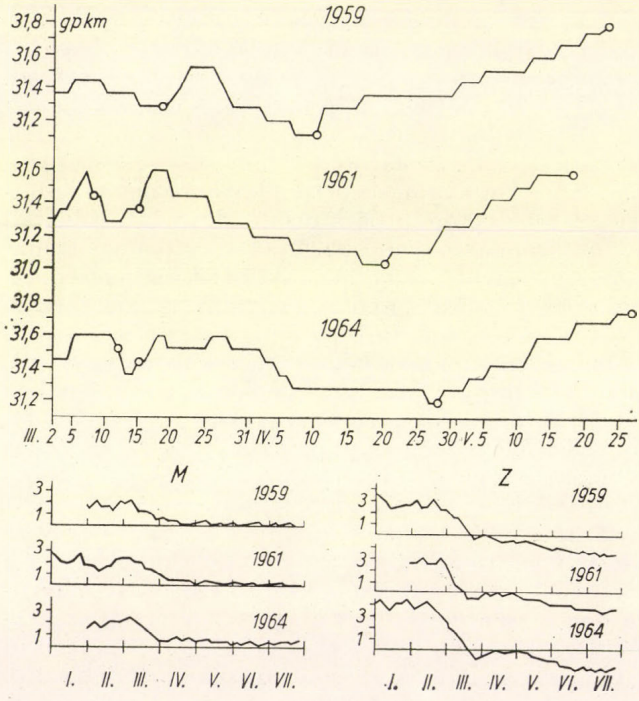


2. ábra. Az anticiklon mozgáspályája a kora tavaszi átváltódású évek március hónapjában. A számok a hónap napját jelentik. A poláris ciklon pályáját szaggatott vonal tünteti föl

okból lehűlés lép fel. Ebben az esetben a nyomáscentrum délebbre húzódik, ahol újból kialakul és megerősödik melegcentruma. Ha pedig a melegcentrum erősödik vagy intenzitása csak keveset változik, akkor az anticiklon erre az időre helyben marad, vagy csak jelentéktelen mozgást végez. Az erősödés befejeztével a melegcentrum az anticiklon áramlásának megfelelő irányba indul meg. Ha mozgásának irányába még melegebb terület esik, ezzel egyesül, és így meggyorsul a nyomáscentrum mozgása is, amivel együttjár további megerősödése is. Megfigyelhető a melegcentrumnál, hogy mozgása a nálánál melegebb területek felé irányul. Ez a helyzet állt elő a korai (márciusi) átváltódásoknál is, de a késői kitavaszodásnál szintén tapasztalható. Abban az esetben, amikor az anticiklon melegcentrumának intenzitása jelentősen változott, nyomáscentruma is rendszertelen mozgásba kezdett, amelyben gyakori volt a déli irányú mozgáskomponens. Megállapítható volt ez 1959 és 1961 márciusában az anticiklon téli tartózkodási területén. 1964 márciusában azonban melegcentrumának intenzitása csak keveset változott, sőt inkább erősödött. Ekkor az anticiklon alig mozgott Alaszka felett. A három év márciusában azonban a poláris ciklon is fejlett volt, és így e két nyomáscentrum között élénk kölcsönhatás alakult ki. Ennek következtében erős futóáramlás alakult ki Grönland, Északkelet-Kanada felett. A futóáramlás ugyancsak fejlett vertikális cirkulációja az Archipelágus felett még melegebb területet alakított ki az anticiklon melegcentrumánál. Ugyanakkor egy másik nyomáscentrum is keletkezett Északkelet-Kanada felett (1964 márciusában, de 1959 márciusában még Grönland déli csúcsánál is). A két melegcentrum és a két nyomáscentrum egyesült, és ezáltal jött létre a hosszú zonális irányú mozgás. A melegcentrum emellett a nyomáscentrumtól mindig északra feküdt. Ez az egyesült melegcentrum azonban nem tudott tovább kelet felé előrehaladni, mivel ott a futóáramlás területén nagyon hideg sarkvidéki levegő hatolt déli irányba, számára pedig a hideg terület jelenléte kedvezőtlen. Ezért lassan északnyugati irányba kezdett terjeszkedni, amit követett az anticiklon nyomáscentruma is. Így jött létre a zonális pályaszakasz éles északnyugatra fordulása, és az anticiklon behatolása a sarkvidék területére. Ezután a melegcentrum részben erősödött, részben területben is növekedett, majd a pólust elérve áthaladt a sarkvidék ázsiai szektorába. Az anticiklon centruma lassan tovább követte, és a két centrum ezután fedésbe került. A vizsgált években a behatolás időpontjai: március 15. és 18., nyilván akkor következik be, amikor a sarkvidék területe annyira előmelegedett az advektív és adiabatikus hőhatások révén, hogy be tudja fogadni az anticiklont. Mivel a melegedés délről hatol fel a pólus felé, az anticiklonnak is nagyjából követni kell ezt az irányt.

Az anticiklon centrumának erősödése kapcsolatban áll a meridionális cirkuláció fejlődésével. A *3. ábra* mutatja e 3 év anticiklon centrumának intenzitás görbéit a zonális cirkulációs indexekkel együtt március elejétől az átváltódás teljes befejeztéig. (Cirkulációs indexen itt geopotenciál különbséget értünk.) Látható, hogy 1964 márciusának első dekádjában tetőzött a meridionális cirkuláció, majd rohamosan csökkent a hónap végéig. Innen kezdve — kis ingadozásokkal — gyenge maradt kb. május 10-ig, ezután még tovább gyengült. A meridionális cirkulációnak ez a gyengülése azzal magyarázható, hogy az átváltódás folyamatának előrehaladásával a zonális geopotenciál különbségek mind jobban csökkennek. A meridionális hőmérsékleti és nyomási gradiens is megfordul, és most már északról indul meg a hőáramlás dél felé. Amikor március 31-én a meridionális cirkuláció elérte mélypontját, akkor indult meg a lehűlés a sarkvidék területén és vele az anticiklon gyengülése, ami a kisugár-

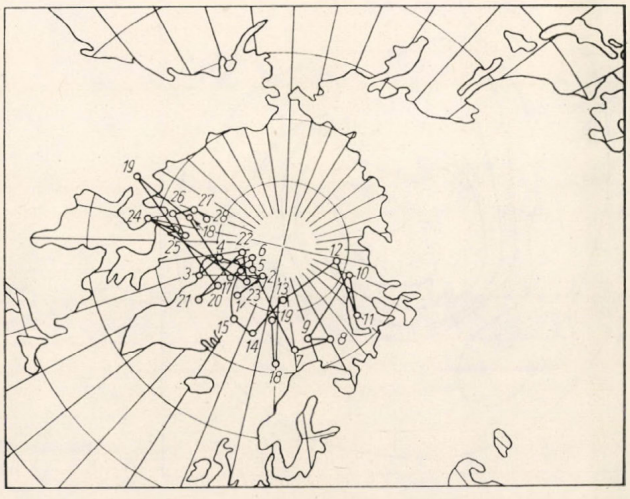
zásos lehűlés megerősödésére mutat. Ennek hatását csak lassan tudja kiegyensúlyozni és felülmúlni a sarkvidéki sztratoszféra sugárzásos felmelegedése. Ez az anticiklon folyamatos erősödésének időszaka. Az anticiklon gyengülése miatt április második felétől május első dekádjáig a nyugati szélkomponens is újból fellép több olyan helyen, ahol előzőleg keleti szélkomponens állott fenn [4]. Tehát a meridionális cirkuláció lecsökkenése, a sarkvidéken fellépő lehűlés és az anticiklon meggyengülése, valamint a nyugati szélkomponens újbóli jelentkezése között a tavaszi átváltódás folyamán szoros kapcsolat van. A lehűlés



3. ábra. Zonális és meridionális cirkulációs indexek, valamint az anticiklon centrumának intenzitás-változása geopot. dkm-ben, a három koratavaszi átváltódású évben

hatása természetesen meglátszik az 1964. április havi mozgáspályán is *(4. ábra)*. Ha a tavaszi átváltódás csak a sugárzás hatására menne végbe, akkor a középső sztratoszférában a késő tavaszi átváltódás lenne a normális. Mivel márciusban a sarkvidék sugárzás-mérlege negatív, ezek a kora tavaszi átváltódások negatív sugárzás-mérlegű területen mennek végbe. Olyan ellentmondó helyzet áll elő, hogy negatív sugárzás-mérlegű területen lépnek fel magas nyári hőmérsékletek, amelyek magas nyári pozitív sugárzás-mérlegnek (június – július) felelnek meg. Nyilvánvaló, hogy ezt a nagy hőmérséklet-deficitet csak a cirkulációs (dinamikai) hőhatások tudják áthidalni. Tehát a kora tavaszi átváltódás a cirkulációs tényező hatására jön létre. Csupán a sugárzás útján történő felmelegedés azonban nem játszik szerepet még a késő tavaszi átváltódás megindulásában sem, mivel ebben az esetben is ezt a folyamatot a sokkal erősebb cirkulációs hőhatások indítják el és tartják fenn addig, amíg a sugárzás-mérleg önállóan át nem veszi a cirkulációtól ezt a szerepet. A sarkvidék feletti középső sztratoszféra sugárzás-mérlege az anticiklon folyamatos erősödésénél mutatja meg hatását a tavaszi átváltódás folyamatára. A megvizsgált időszak 11 tavasza közül

8-nál későn indult meg az átváltódás, és csaknem egybeesett az anticiklon folyamatos erősödésével, és a zonális keleti áramlással: április 15., 26., 27., és május 3., 7. és 14. Három évben (1959-, 1961- és 1964-ben) korán indult meg a tavaszi átváltódás, és az anticiklon megerősödése majdnem egy hónappal később kezdődött: április 10., 20. és 28. Ha eltekintünk az április 10-i dátumtól, mint legkorábbitól, amelyben nyilván a cirkulációból eredő hőhatások játszottak közre, akkor az ezután adódó legkorábbi dátum április 15.



4. ábra. Az anticiklon mozgáspályája 1964 áprilisában

A 10 tavasz folyamán tehát az anticiklon folyamatos erősödésének időpontjai április 15. és május 14. közé esnek, ami világosan mutatja azt, hogy április második felétől kezdve a sarkvidék feletti középső sztratoszféra sugárzásmérlege már nemcsak fenntartja a területére behatolt anticiklont, hanem tovább is erősíti.

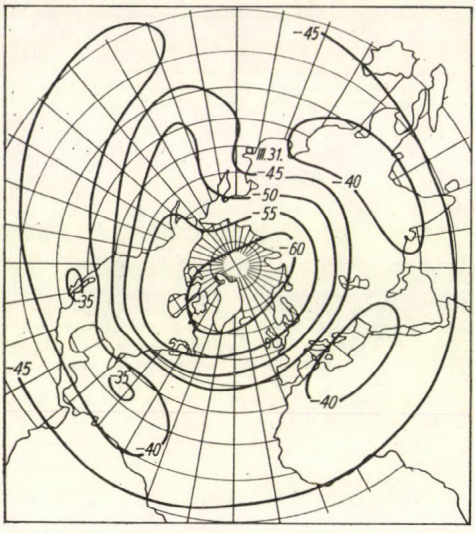
Az alábbi számok a korai és késői tavaszi átváltódás időtartamát adják meg napokban a vizsgált 11 tavaszra vonatkozóan (az átváltódást attól a naptól számítjuk, amikor az anticiklon elhagyja téli tartózkodási helyét, és akkor fejeződik be, amikor az egész féltekére kiterjeszkedik az átállás).

Késői átváltódás időtartama: 70, 66, 60, 51, 46, 41, 39 nap

Korai átváltódás időtartama: 85, 78, 73 nap.

Látható, hogy a késői átváltódás kivétel nélkül rövidebb idő alatt megy végbe, mint a korai. A leghosszabb késő tavaszi átváltódás időtartama (70 nap) 15 nappal rövidebb a leghosszabb kora tavaszi átváltódás időtartamánál (85 nap). A legkisebb különbség három nap, a legnagyobb 46 nap. Ez arra mutat, hogy a késői időszak miatt a meridionális cirkuláció csökkenése révén fellépő hőmérséklet-csökkenésnek a folyamat meghosszabbító hatása elmarad (1958) vagy lerövidíti a folyamatot. A sarkvidék feletti középső sztratoszféra sugárzásos felmelegedése tehát gyengítette ezt a hatást, megrövidítette az átváltódás időtartamát. Viszont ezekben az években az anticiklon folyamatos erősödésének időszaka volt a leghosszabb. A késő tavaszi átváltódású években a meridionális cirkuláció említett fokozatos erősödése és észak felé történő ter-

jeszkedése a tél második felében megszakadt, miután ezekben a hónapokban robbanásszerű felmelegedések léptek fel. A felmelegedések után a sarkvidéken újból helyreállt a téli rend, a meridionális cirkuláció jelentősen lecsökkent. A sarkvidékre behatolt anticiklon Japán vagy Délkelet-Ázsia területére húzódott vissza. Itt kezd újból kialakulni és megerősödni melegcentruma, közben azonban a sarkvidék sugárzásos felmelegedése is erősödik, és mire az anticiklon



5. ábra. Az 1963 tavaszi átváltódás kezdete a 10 mb-os izobárfelületen

elhagyja tartózkodási helyét, a sarkvidék már annyira felmelegedhet, hogy az anticiklon megmaradhat területén. Mozgáspályája ekkor lesz a legrövidebb, a meridián irányában hatol be a sarkvidékre. A késő tavaszi átváltódás jellemző mozgáspályája tehát a meridionális (vagy ahhoz közelálló) pálya lesz, a korai folyamat zonális pályájával szemben. Előbbi esetben tehát az anticiklon haladéktalanul belép a sarkvidékre. Ezekben az években a tavaszi átváltódás megindítója a megerősödött meridionális cirkuláció lesz. Ilyenkor a Csendes-óceán nyugati felében a szubtrópusokról kiinduló és a sark felé irányuló melegedés lép fel, míg keleti felén az Arktisz kanadai szektorából kiinduló hideg kiáramlás figyelhető meg a szubtropikus öv irányába *(5. ábra)*.

A vizsgált 11 év tavaszán legkorábban március 8-án indult meg a tavaszi átváltódás, legkésőbben pedig május 3-án. A kettő közötti időkülönbség 56 nap, ami megfelel annak az ismeretes ténynek, hogy a tavaszi átváltódás kéthónapos időszak folyamán indul meg.

IRODALOM

[1] *Bezuglaja, E. Ja.:* Tyihookeanszkij sztratoszfernüj anticiklon i jevo roj v termicseszkom rezsime sztratoszferü zimoj nad szeverovosztokom CCCP. Trudü Vüp. 211 GGO Leningrad 1967.

[2] *Craig, R. A. — Lateef, M. A.:* Vertical motion during the 1957 stratospheric warming. Journal Geophys. Res. vol. 67, No 5, 1962.

[3] Meteorologische Abhandlungen. Berlin. Band XXXI, XX, IL. Heft 1—2.

[4] *Ugrjumov, A. I.:* Kvazidvuhletnyja ciklicsnoszty veszennyeje-letnyej cirkuljacii atmoszferü. Leningrad 1971.

IRODALOM

PALMEN, E. — NEWTON, C. W.: **Atmospheric Circulation Systems** *(Légköri cirkulációs rendszerek.)* Academic Press New York and London 1969. 603 oldal, 250 ábra, 21 táblázat. Ára: 1560 Ft.

A könyv *J. Van Mieghem* által szerkesztett International Geophysicy Series 13. köteteként jelent meg. Tárgya az alapvető cirkulációs rendszerek lényeges sajátosságainak leírása. A vizsgálatok elsősorban a légkör alsóbb rétegeire korlátozódnak (kb. 100 mb-ig), azonban néhány fejezetnél, ahol a felsőbb rétegekben lejátszódó események befolyása számottevő az alsó atmoszféra jelenségeire, a mechanizmus értelmezése miatt szükségszerűen utalnak a troposzféra fölötti rétegek folyamataira. A szerzők a bevezető részben megjegyzik, hogy bár az utóbbi 20—30 év megfigyelései tökéletesedtek és megszaporodtak, mégis elégtelenek ahhoz, hogy megengedjék a különböző cirkulációs formák bonyolult sajátosságainak komplett leírását. Mindazonáltal arra törekednek, hogy a szinoptikus meteorológia jelenlegi munkáját támogassák részmegoldások kidolgozásával. A cirkulációs rendszerek karakterét mozgásukban és az általános kép összefüggésében mutatják be. A fejezetek végén felsorolt bibliográfia pedig az olvasó munkáját könnyíti meg.

Az I—II. fejezetben az általános cirkuláció struktúráját tisztázzák, kifejtve álláspontjukat, hogy a hő-, az energia- és a szögmomentum-egyensúly az örvények és a meridionális cirkuláció révén valósul meg. Részletesen elemzik a vertikális hőfluxus folyamatát a trópusokon és a magasabb szélességeken. A III. fejezetben a szél és hőmérsékletváltozás évszakos és zónális változását írják le. E folyamatok tisztázásánál érdeklődésük a magasabb rétegek vizsgálatára is kiterjed kb. 100 km magasságig. A szinoptikus rendszerek vizsgálatát azonban csak a troposzféra tartományában végzik el. A légtömegek, frontok, jet stream-ek és a tropopauza korszerű elméletét a IV. fejezetben írják le. A polárfront-elmélet és a szinoptikus aerológia kialakulásának mozzanatait történeti áttekintésben foglalják össze az V. fejezetben. A magasszintű áramlási képek, a felső hullámok és az időjárási rendszerek fejlődése és viselkedése közti kapcsolatot a VI. fejezetben foglalják össze. Részletesen elemzik a frontok és a tropopauza struktúráját a szél- és hőmérséklet-mezővel kapcsolatban, különös figyelemmel a polárfront szomszédságában. Ismeretük módot ad a troposzférikus jet stream-ek: a polárfronti, a szubtrópusi és az alacsonyszintű jet-ek tárgyalására. A hullámszerű háborgások és a frontális ciklonok kapcsolatát a X. fejezetben írják le. Az extratropikus ciklonok fejlődését a felsőszintű divergencia erősödésének függvényében a XI. fejezetben mutatják be. A kinematikai megfontolások mellett a ciklonfejlődés komplikált viszonyait a planetáris hullámok, a termikus mező változása, valamint az orográfiai befolyások közreműködésében elemzik.

A XII. fejezetben a felhő- és csapadékkeletkezést a frontok és szinoptikus méretű háborgások szempontjából vizsgálják. A közepes szélességek konvektív rendszereivel, az egyedi viharokkal, az instabilitás keletkezésével és felszabadulásával, a squall line-ok szinoptikus struktúrájával a XIII. fejezetben foglalkoznak, míg a trópusi ciklonok és zavarok, a passzátok, hurrikánok leírását, valamint ezek energiaviszonyait a XIV. és XV. fejezetben részletezik.

A szerzők tizennégy fejezeten keresztül bemutatják az atmoszféra számos olyan jelenségét, amelyeket a korábbi és a jelenlegi megfigyelések és mérések minden kétséget kizáróan bizonyítanak. Tárgyalásuk alapján világossá vált, hogy az általános cirkuláció megértése és problémája az analízisek és hipotézisek valószínűségének igazolására az energiaátalakulások felmérése alkalmas, ezért az utolsó két fejezetben részletesen foglalkoznak energiaátalakulási vizsgálatokkal és eredményekkel. A hőforrások és nyelők szerepét az általános cirkulációs folyamatokban különös hangsúllyal kezelik. A cirkuláció domináns sajátosságait, mint a monszunok és a cirkulációs rendszerek évszakos változását, területi eloszlását, a konvektív rendszerek fenntartására irányuló energiaszállítások különböző formáit ábrákkal is részletesen elemzik.

A további feladatok irányára vonatkozóan hangsúlyozzák a fronto- és ciklogenezis közti alapvető fizikai kapcsolat kutatását, különös figyelemmel a hasznosítható potenciális energia és a kinetikai energiai vizsgálatainak kiterjesztésére.

A magyarázatokhoz alkalmazott illusztrációk jelentős része az Északi-féltekére, döntő többségükben Észak-Amerika területére vonatkozik. A szerzők maguk is az olvasó elnézését kérik, hogy irodalmi hivatkozásaik és ábráik elsősorban e területre vonatkoznak. A könyv a szakemberek igen széles rétegének ad irodalmi áttekintést, és bár a számítási technika és a numerikus megoldások részleteit nem tartalmazza, elvi megfontolásaik újabb kutatásokra ösztönöznek.

Császár Margit

*

PANCSEV, SZ. — BOZSIKOV, R.: **Obsesa meteorologija** *(Általános meteorológia.)* Nauka i izkusztvo, Szófia, 1969. 384 oldal, 241 ábra, 61 táblázat.

Az Általános Meteorológia című tankönyv anyagát a szófiai egyetemen folyó meteorológusképzés tanterve szerint az 5. és 6. szemeszterben adják elő heti 3+1 ill. 3+3 órában. A hallgatók ekkor már alapos matematikai és fizikai ismeretekkel rendelkeznek, és ez a könyv szerkezeti felépítését és a tárgyalásmód mélységét is megszabja.

A 18 fejezetből hármat közösen írtak a szerzők, tizenegy fejezet *Pancsev* tollából származik, négyet pedig *Bozsikov* írt.

Az I. fejezet 8 paragrafusra oszlik és általános bevezetőrészt tartalmaz, az utolsó paragrafusban a meteorológiai elemek gradiensének fizikai-matematikai értelmezéséig jutnak el a szerzők. A II. fejezetben a légkör összetételéről és tagozódásáról olvashatunk, de helyet kapnak e fejezetben a turbulens átvitel egyenletei is, valamint az ózon szélességi körönként és magasság szerinti eloszlásának tárgyalása. A III. fejezetben a légköri statika problémáival foglalkoznak a szerzők: a IV. fejezetben a légköri termodinamiak alapjait ismertetik. A légkör rétegzettségével, a labilitási problémákkal és a konvekció fizikai természetével foglalkozik az V. fejezet.

A légköri folyamatok energetikai hátterének, a napsugárzás törvényszerűségeinek a tárgyalására a VI. fejezetben kerül sor. Ezt követően a Föld- és a légkör hosszúhullámú kisugárzásával és a sugárzási egyenleg kérdéseivel foglalkozik. A következő két fejezetben kerül sor a talaj és a levegő hőmérsékleti rendszerének tárgyalására. Az alapvető jelenségek ismertetése után a X. fejezetben a légkör hőmérlegének problémáit analizálják a szerzők.

A XI. , XII. és XIII. fejezetet a légkörben fellépő vízzel kapcsolatos folyamatok leírásának és taglalásának szentelik. A párolgás fizikai folyamatának leírása, a fázisegyensúly kérdései, a cseppek görbületének, az oldatoknak és a cseppek elektromos tulajdonságának a telítési gőznyomásra gyakorolt hatásának matematikai formulákkal megalapozott tárgyalásán kívül a vízgőz molekuláris és turbulens diffúziójának kérdéseiről is olvashatunk e fejezetekben, majd e részt a felhők és ködök fizikai sajátosságainak leírása és a különböző csapadékformák keletkezési feltételeinek taglalása zárja le. E témakörhöz szorosan kapcsolódik még a XIV. fejezet is, amelyben a felhőkön belül lezajló optikai és elektromos jelenségek ismertetésére kerül sor.

A XV. és XVI. fejezet a légköri dinamika alapjaival foglalkozik. A légkörben ható erők tárgyalása után a geosztrofikus és gradiens szél egyenleteinek levezetésére kerül sor, de itt olvashatunk a súrlódásos áramlásokról is. A helyi szélrendszerek ismertetésén túl, a szél periodikus és nem periodikus változásairól, a szélmező statisztikai szerkezetéről is írnak a szerzők. Néhány paragrafus a szabadlégköri szélmérés technikájával és gyakorlati végrehajtásával foglalkozik.

A XVII. fejezetben tárgyalja a könyv a ciklonok és anticiklonok sajátosságait, szerkezeti felépítését, keletkezésük problémáit és e képződményekkel kapcsolatos időjárási jelenségeket. Az utolsó, XVIII. fejezet az általános cirkuláció kérdéseivel foglalkozik.

A könyvet jó felépítése, logikus tárgyalásmódja és az ismeretek fokozatos közlése kitűnő tankönyvvé teszi. A felvetett problémák megoldásánál a szerzőket a tárgyalásmód matematikai eleganciájára való törekvés jellemezte, ezt a célkitűzést maradék nélkül meg is valósították. Mind az elméleti, mind a leíró részeknél a szerzők igyekeztek a legkorszerűbb anyagra támaszkodni. A kiadótól gondosabb munkát érdemelt volna a gazdag tartalom.

Rákóczi Ferenc

KRÓNIKA

ZÁCH ALFRÉD NYUGALOMBA VONULT

Négy évtizedes, az átlagot messze meghaladó aktív szervezői és vezetői munkásság után 1972. január 1-vel nyugalomba vonult *Zách Alfréd*, az OMSZ Központi Előrejelző Intézetének igazgatója.

1910. augusztus 20-án született Budapesten. Középiskolás diákként is élénken érdeklődött az időjárás eseményei iránt, már ekkor gyakori látogatója volt a Meteorológiai Intézetnek. Egyetemi tanulmányait a budapesti Tudományegyetem Bölcsészettudományi Karán végezte, ahol 1935-ben földrajz – történelem – magyar szakos középiskolai tanári oklevelet szerzett, majd 1943-ban a földrajztudományok egyetemi doktorává avatták.

A meteorológia iránti érdeklődése egyetemi éveire is jellemző; mint másodéves hallgató kisegítő észlelő, résztvesz a műszerszalagok és klímaívek feldolgozásában, 1934-ben pedig az országos csapadékmérő hálózat megszervezésében.

Diplomájának megszerzése után az intézet Előrejelző Osztályán dolgozik, hosszabb időn át végzi a budapesti észleléseket, 1938-ban megszervezi hazánk első hegyi hósürgönyző állomáshálózatát.

Szakmai érdeklődése a magyar éghajlatkutatás akkoriban egyik meglehetősen elhanyagolt területe, a borultsági és felhőzeti viszonyok tanulmányozása felé fordult. Felismerve a felhőzeti viszonyok időjárási hatásainak fontosságát, feldolgozta az ország 100 állomásának felhőzeti adatait. E munkája „A felhőzet eloszlása Magyarországon" címmel 1943-ban jelenik meg a Magyarország éghajlatát ismertető sorozat második köteteként. „*Magyarország Éghajlati Atlasza*"-nak első kötetében jelennek meg az általa szerkesztett felhőzeti térképek, majd a második kötet: az „*Adattár*" számára feldolgozza a felhőzet közép- és gyakorisági értékeit. Érdeklődéssel kíséri az 50-es évek hazai árvízeinek meteorológiai föltételeit. 1960-ban „Budapest borultsági viszonyai" c. értekezése alapján elnyeri a földrajzi (éghajlattani) tudományok kandidátusa címet.

Rendkívül sokoldalú és töretlen aktivitású *Zách Alfréd* szervezői és vezetői tevékenysége is. A 40-es években mint repülésmeteorológus aktív részt vállal a repülőgépes magassági felszállásokban. A II. világháború után tevékenyen veszi ki részét a romokban heverő intézet újjáépítésében és a csaknem teljesen elpusztult állomáshálózat újjászervezésében. A helyreállítást követő években az első észlelői tanfolyam egyik szervezője és előadója. 1948-ban a rövid távú előrejelző szolgálat vezetője, megszervezi az országos veszélyjelentő hálózatot és megindítja a balatoni viharjelző szolgálatot. Ezért a tevékenységéért 1950-ben a „Kiváló Munkáért" kitüntetésben részesül.

A felszabadulás után a Balaton a széles néprétegek üdülőhelye lett. Ezt felismerve, *Zách Alfréd* nagy odaadással vesz részt a Balaton fejlesztésében. Megalakulásától kezdve tagja a Balatoni Intéző Bizottságnak, és ebben a minőségében jelentős szerepet vállal az első regionális tervekhez szükséges éghajlati adatok feldolgozásában. Több éven keresztül részt vesz a balatoni idegenvezetők és vízirendőrök oktatásában. Foglalkozik a Balaton jellegzetes időjárási és éghajlati viszonyaival. Ebben a tárgykörben számos előadást is tart és sok cikke jelenik meg. Az 1953-ban megindult kis népszerű kiadványsorozat első kötete „Balatoni szél" címmel az ő tollából jelenik meg. Sokoldalú szervezői tevékenységéért 1953-ban a *Munka Érdemérem*-mel tüntetik ki.

1950-től az Országos Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettese. Ebben a beosztásban sokat fáradozik az intézet fejlesztéséért, az állomáshálózat és a hírközlés korszerűsítéséért, valamint a vidéki obszervatóriumok létesítéséért. Különösen nagy érdemei fűződnek a siófoki viharjelentő és kutató obszervatórium létrehozásához. E tevékenysége közben nem feledkezett meg arról sem, hogy új létesítményeinket kiváló művészeink képzőművészeti alkotásai ékesítsék.

Sokat tett és tesz még ma is tudományunk népszerűsítéséért. 1955 óta az „Élet- és Tudomány" c. folyóirat szerkesztőbizottságának tagja. Ebben a folyóiratban számos népszerű cikke jelent meg. 1956-ban kezdeményezője a „Légkör" c. népszerű szakmai tájékoztató megindításának. Sokat fáradozik az intézet által kiadott népszerű könyvek kiadásán. Tevé-

keny részt vállal a Természettudományi Ismeretterjesztő Társulat munkájában. Kezdettől fogva tagja a Magyar Meteorológiai Társaságnak. Hosszú időn keresztül a Társaság választmányi tagja, majd fegyelmi bizottságának elnöke. 1971-től a Társaság társelnöke. 1955-ben egyik kezdeményezője az azóta igen népszerűvé vált meteorológiai vándorgyűléseknek. 1963-ban a Társaság a „Steiner Lajos Emlékérem"-mel tünteti ki.

Jelentős érdemei fűződnek szolgálatunk nemzetközi kapcsolatainak ápolásához, több nemzetközi ülésen látja el annak képviseletét. Éveken át elnöke intézetünk Békebizottságának, Magyar—Szovjet Baráti Társaságának és helyi Vöröskereszt Szervezetének.

1971. január 1-től az OMSZ Központi Előrejelző Intézetének igazgatója. Ugyanezen év júniusában a *Munka Érdemrend ezüst* fokozatával tüntetik ki. Nyugalomba vonulása óta a Központi Előrejelző Intézet tudományos tanácsadója.

Olyan tevékeny, impulzív és sokoldalú érdeklődésű ember számára, mint *Zách Alfréd*, a nyugalomba vonulás egyáltalában nem jelenti a szakmai és közéleti tevékenységtől való visszavonulást. Biztosra vehetjük, hogy tapasztalatait, szervező képességét még hosszú ideig a szolgálat fejlesztésére és népszerűsítésére fogja fordítani. Kívánunk ehhez *Zách Alfréd*nak jó egészséget és további sok sikert.

Bodolai I.

*

A WMO EURÓPAI RÉGIÓJÁNAK ÜLÉSE

A Meteorológiai Világszervezet európai regionális asszociációja (RA-VI.) 1972. április 19. és 26. között rendkívüli ülést tartott Luzernben. A „rendkívüliség" abból adódott, hogy erre az ülésre rendszeresen a négyévenként ismétlődő kongresszusok közötti időszakban egyszer kerül sor, most viszont az V. és VI. kongresszus között két ülést is rendeztek.

Újdonság volt az is, hogy a hagyományos dokumentumelőkészítés egyik fázisát kihagyva aránylag sikeresen gyorsított eljárást alkalmaztak. Ennek eredményeképpen a szokásos két hét helyett nyolc nap alatt fejeződött be a munka.

A résztvevő 29 ország között a magyar meteorológiai szolgálat részéről *Czelnai Rudolf* igazgató, *Ambrózy Pál* főosztályvezető, a külügyminisztérium részéről *Béla Imre* II. oszt. titkár volt jelen.

Az ülést *R. Schneider* a régió elnöke nyitotta meg, majd *D. A. Davies*, a WMO főtitkára is üdvözölte a résztvevőket. A munka két bizottságban folyt *A. Drevikovsky* (Csehszlovákia) és *E. Süssenberger* (NSZK) elnökletével, a WMO részéről a titkári teendőket *Tölgyesi István* látta el.

A régió elnökének beszámolóját követően a szovjet delegáció az NDK egyenlő jogú részvételét szorgalmazta. Hasonló nézeténck adott kifejezést a többi szocialista ország delegációja is.

Az ülésszak igen szerteágazó szakmai kérdések szervezeti problémáiról tárgyalt, közülük beszámolónkban csak a legfontosabbakra szorítkozunk.

A WWW rendszerében végrehajtandó regionális tevékenységgel kapcsolatban a résztvevők megegyeztek abban, hogy minden magaslégkör-kutató állomáson 00 és 12 GMT-kor rendszeresen kell rádiószondás megfigyeléseket végezni, legalább 30 mb-ig, ám egy válogatott hálózat állomásainak legalább 10 mb-ig történő felszállásokat kell végeznie. Ennek a hálózatnak az állomásai a lakott területeken kb. 700 km-re, a tengereken 1000 km-re lehetnek egymástól (magyar állomás nem szerepel köztük). Ettől függetlenül azonban minden állomáson törekedni kell a 10 mb-os szint elérésére.

Foglalkozott az ülés a közel-keleti magaslégköri állomások jelentéseinek rendszertelen voltával és ajánlást dolgozott ki a helyzet megjavítása céljából. A tengereken fönn kell tartani az álló és mozgó hajókról történő megfigyeléseket, szorgalmazni kell a repülőgépes megfigyelések végzését és kisugárzását. Ugyanakkor fokozni kell az automata megfigyelő állomások telepítésének ütemét.

Az adatfeldolgozási rendszerrel kapcsolatban az ülés határozatokat nem hozott, de több fontos megállapítást tett. A világ- és regionális központok analíziseinek prioritási listájára vonatkozóan a szovjet delegáció részletes javaslatot nyújtott be. Most az asszociáció elnökének kell összegyűjtenie az ezzel kapcsolatos véleményeket. Szó van arról is, hogy idővel az Egyesült Államokból fakszimilén érkező nefanalíziseket felhőmozaikok váltják majd fel.

A telekommunikációval kapcsolatban megtárgyalt kérdések egyrészt az új regionális hálózat (EMTN) megvalósítására, másrészt adatkezelési eljárásokra terjednek ki. Az ülésszak megállapította, hogy az új, középsebességű telekommunikációs rendszer üzembeállítása a tervezettnél lassabban megy végbe, részben anyagi és műszaki okok, részben szakemberhiány miatt. A Prága—Budapest—Bukarest—Szófia vonal üzembehelyezésének tervezett időpontja 1973 vége.

A jövőben egyre több szolgálat tér át automatikus adatkezelésre. Minthogy ez jelentős programozási munkát igényel, szükséges, hogy az egyes szolgálatok az adásrendben tervezett bármilyen módosítást jó előre nyilvánosságra hozzák.

Az ülésszak elismeréssel nyilatkozott a Hidrometeorológiai munkacsoport eddigi tevékenységéről, amely a jövőben Hidrológiai munkacsoportként nagyobb taglétszámmal fog működni.

Részletesen tárgyalták a környezetszennye-

zés meteorológiai vonatkozásait. Az ülésszak sürgeti a tagországok aktív részvételét a környezetvédelmi feladatok ellátásában, a légszennyeződés előrejelzésében stb. Európában eddig 15 állomás kapcsolódott be a háttérszennyeződés folyamatos mérésébe, 13-nak pedig most folyik a kialakítása.

Az ülés köszönetét fejezte ki. *F. Steinhauser* professzornak és *Dési Frigyes* professzornak az európai éghajlati atlasz első kötetének elkészítéséért. Tudomásul vette az ülés közlésünket, hogy a következő térképsorozatok már ugyancsak elkészültek, tehát publikálhatók lennének, s kérte a főtitkárt, hogy folytasson tárgyalásokat az UNESCO-val a további kötetek kiadásáról.

Román és jugoszláv előterjesztésre az ülésszak megelégedéssel nyugtázta az alpi és kárpátmeteorológiai konferenciák sikeres tevékenységét, bár az a vélemény alakult ki, hogy ezeket a jövőben egy rendszerré lehetne egyesíteni, sőt kívánatos, hogy ezek a konferenciák a WMO támogatását is élvezzék.

A technikai együttműködés kérdéseinek vitájában hangsúlyozták, hogy figyelembe véve az Egyesült Nemzetek fejlesztési programja (UNDP) lebonyolításának új rendszerét, a meteorológiai szolgálatoknak mindent meg kell tenniük a nemzeti programokba való aktívabb bekapcsolódásra. Az ülésszak az UNDP támogatását remélve javaslatot tett egy sor regionális szemínárium megrendezésére.

Az ülésszakon négy tudományos előadás hangzott el a számszerű előrejelzés és a környezetszennyezés témaköréből.

Tisztújításra ezúttal nem került sor, az elnök és alelnök megbízatása az 1974-ben Lisszabonba tervezett következő rendes ülésig érvényben marad.

Ambrózy P.

*

METEOROLÓGUSOK KORMÁNYKITÜNTETÉSE

A Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa felszabadulásunk 27. évfordulója alkalmával eredményes munkájuk elismeréseként *Rákóczi Ferencné, sz. Wágner Magdolnának*, a KLFI Éghajlati Osztálya tudományos munkatársának a *Munka Érdemrend ezüst-*, *Kurucz Gyulának*, a békéscsabai obszervatórium vezetőjének a *Munka Érdemrend bronz*-fokozatát adományozta.

Rákóczi Ferencné 1958 óta kutatóként dolgozik az Éghajlati Osztályon, munkáját lelkes odaadással, hozzáértéssel végzi. Szakmai jártassága, jó kritikai érzéke munkatársai számára is hasznos segítséget jelent.

Kurucz Gyula 1961 óta vezeti a békéscsabai obszervatóriumot. A szakmai munkák végzésében fáradhatatlan, a rábízott feladatokat nagy szorgalommal, kifogástalanul és felelősséggel végzi.

A kitüntetéseket *Dési Frigyes* az OMSZ elnöke az április 4-i felszabadulási ünnepségen nyújtotta át.

Ambrózy P.

*

PROF. DR. FRANZ BAUR 85 ÉVES

Most, amikor *F. Baur* professzort 85. életévének betöltése alkalmából szeretettel köszöntjük, nem ismételjük életrajzi adatait, mert születésének 70. ill. 80. évfordulóján megtettük ezt (IDŐJÁRÁS 61. évf. 1957., 364—365. old.; valamint 71. évf. 1967., 187. old.).

Inkább arról ejtünk szót, hogy *Baur* professzor — szinte igazolva annak a sok jókívánságnak a hatékonyságát, amellyel szakmai tisztelői és barátai hosszú, eredményes életet kívántak neki — életének most folyó éveiben sem csökkenő energiával kutat, publikál és agitál. Különösen örvendetes, hogy a 80 éves *Baur* professzorhoz intézett jókívánságainkba foglalt reményünk, miszerint „... a mesterséges holdak sugárzásmérései alapján a következő években *Baur* professzornak további, még pontosabb eredményeket sikerül majd levezetnie" (idézet *Berkes Z*-tól), jelentős részben valóra vált, mert 1971-ben bemutatott tanulmánya és eredményei szerint az egyhónapos érvényű előrejelzéseinek beválási százalékát sikerült 80 fölé emelnie. Ebben a sikerben része van a legkorszerűbb eszközökkel (közöttük a műholdakkal) és módszerekkel előállított adatok elektronikus számítógépekkel történt feldolgozásának.

Rövid megemlékezésünk zárásaként őszintén kívánjuk, hogy *Franz Baur* professzor további jó egészségben tegye azt, amit eddig: emelje még magasabbra szeretett és kedves tudományunkat a meteorológiát.

Kéri M.

*

SZAKÉRTŐI MUNKACSOPORT-ÉRTEKEZLET BRÜNNBEN

A havannai III. (XI.) igazgatói konferencia határozata értelmében 1972. június 5. és 9. között Brünnben munkaértekezletet tartott az RGKNIR 1/A. *(A hőmérséklet, csapadék és szél rövid távú előrejelzése szinoptikai és hidrodinamikai módszereinek kidolgozása)*, valamint az RGKNIR 4. *(Repülőgépek fel- és leszállásához szükséges látástávolság-előrejelzési módszerek kidolgozása)* témakör szakértőinek csoportja. Az értekezleten a bolgár, csehszlovák, magyar, NDK, román és szovjet szolgálat képviseltette magát.

Az értekezlet meghallgatta és megvitatta az 1/A. témát koordináló magyar és a 4. témát

koordináló csehszlovák szolgálat képviselőinek összefoglaló beszámolóját az eddig végzett munkákról. Ezt követően a részvevő szolgálatok képviselői adtak részletes áttekintést az általuk folytatott kutatások állásáról és a további tervekről. A beszámolókat számos előadás egészítette ki.

A szakértők — figyelembe véve az együttműködés során eddig szerzett tapasztalatokat — kidolgozták az egyes témákon belül koordinálásra javasolt altémák 1975-ig szóló munkatervét, és javasolták az RGKNIR-konferenciának, hogy a jövőben elsősorban a *mezo-skálájú jelenségek objektív előrejelzésének* kutatásában valósítsanak meg még szorosabb nemzetközi együttműködést.

Götz G.

*

A TUDOMÁNYOS KUTATÁSOKAT KOORDINÁLÓ MUNKACSOPORT ÜLÉSE BUDAPESTEN

A szocialista államok meteorológiai (hidrometeorológiai) szolgálataiban folyó *tudományos kutatásokat koordináló munkacsoport (RGKNIR)* V. ülése 1972. június 12-től 15-ig tartott Budapesten, az OMSZ székházában. A tanácskozáson a bolgár, csehszlovák, lengyel, magyar, mongol, NDK, román és szovjet meteorológiai (hidrometeorológiai) szolgálat képviselői vettek részt. Szolgálatunk képviseletében *Czelnai Rudolf* igazgató volt jelen. Az ülést *Bodolai István* igazgató, a munkacsoport elnöke vezette, a titkári teendőket pedig e sorok írója látta el.

A nyitóülést követően az elnök részletesen tájékoztatta a résztvevőket a munkacsoport IV. ülése (1970. október) óta végzett tevékenységről. Elmondta, hogy a legutóbbi igazgatói konferencia (Havanna, 1971) jóváhagyta a közös kutatásra javasolt 11 téma részletes tervét a témavezető és felelős végrehajtó országok, ill. személyek feltüntetésével. A beszámolót követő vita során a delegátusok megelégedéssel hangoztatták, hogy több témában jelentősen javult a koordináció színvonala és eredményes együttműködés bontakozott ki. Ez különösen érvényes az agroklimatológiai, a kárpátmeteorológiai és a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetével foglalkozó témára.

Ezután a munkacsoport megvitatta a 11 témával kapcsolatos főbb szervezeti, koordinációs kérdéseket.

A munkacsoportnak kellett a legközelebbi igazgatói konferenciára kidolgoznia a közös kutatásoknak otthont adó, ill. azokat koordináló intézmény létesítésének szükségességét. Hosszas eszmecsere után — a koordináció jelenlegi formáit és lehetőségeit, továbbá más szervezetek (pl. KGST) koordinációs tevékenységét számba véve — a munkacsoport arra a véleményre jutott, hogy a jelenlegi koordinációs rendszer — figyelembe véve az alábbi vázolandó koordinációs elvek érvényesítését — , kiegészítő koordinációs központ létrehozásának föltételei pedig jelenleg nincsenek is meg.

Korábban készült tervezetek és irányelvek alapján a munkacsoport kidolgozta a kutatómunka koordinációjának alapelveit. Ez elsősorban a koordinációra javasolt témák kiválasztására, a munka-program kidolgozására, a témavezetésre, ill. közreműködésre, a koordinálást végző munkacsoport (RGKNIR) feladataira, a kutatások finanszírozására, beszámolók készítésére és egyéb szervezeti kérdések megoldására vonatkozik.

E két igen fontos napirendi pont megtárgyalása után a munkacsoport elkészítette az egyes kutatási témák területén javasolt munkaértekezletek jegyzékét. Ezekkel az összejövetelekkel kapcsolatban a munkacsoport megállapította, hogy igen nagy segítséget nyújtanak a koordinációban és a közös, nemzetközi munkamegosztáson alapuló kutatások továbbvitelében.

A záróülésen az elnök és valamennyi delegáció egyöntetűen eredményesnek és hasznosnak minősítette az RGKNIR V. ülését, melynek ajánlásai a legközelebbi igazgatói konferencia elé kerülnek.

Ambrózy P.

*

ALACSONYSZINTŰ JET-EK ÉS VERTIKÁLIS SZÉLNYÍRÁS A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN

Bodolainé Jakus Emma, a Központi Előrejelző Intézet tudományos főmunkatársa 1972. június 8-án Ferihegyen a MALÉV kultúrtermében, a Magyar Meteorológiai Társaság Repülésmeteorológiai Szakosztálya keretében tartott előadóülésen számolt be a Kárpát-medence légterében előforduló alacsonyszintű jetekről és a vertikális szélnyírásról. Ismertette a budapesti és szegedi rádiószonda-mérések elemzése során felismert jelenséget, amely a súrlódási réteg alsó szintjében a repülés biztonságát veszélyezteti. Kimutatta, hogy a budapesti mérések szerint átlagban 4—500 méteren, Szegeden 3—400 méteren található a jet-zóna magassága, majd saját vizsgálatai eredményeként bemutatta a szélmaximum napi menetét, a vertikális és szögnyírások gyakorisági értékeit, valamint e paraméterek figyelembe vehető maximumait is. Kapcsolatot talált a jet-zóna és a talajközeli szélmező értékei között. Végül fizikai magyarázatot adott az alacsony jet-ek létrejöttére és összefüggést keresett a párhuzamosan jelentkező időjárási helyzetekkel, ezzel az alacsony jet-ek prognosztizálhatóságát is érintette. Az előadást követő vita résztvevői a bemutatott jelenség repülésmeteorológiai jelentőségét hangsúlyozták. *Bodolai István*

rámutatott arra, hogy a szélerősödés maximuma a nagygépekre az egyébként is kritikus le- és felszállási szakaszban hat, a kisgépek (növényvédelem, mentők stb.) pedig rendszeresen e zónában tevékenykednek, éppen ezért az alacsonyszintű szélmaximum részletes megismerése és előrejelezhetősége tehát igen fontos. *Tóth Pál* a mérések nehézségeire, *Lépp Ildikó* pedig a repülőgépvezetők útján beszerezhető meteorológiai információk szükségességére és fontosságára mutatott rá. *Stoklász Sándor*, a MALÉV főosztályvezetője örömmel üdvözölte a repülési szakembereket nagyon is közelről érintő, újonnan feltárt meteorológiai jelenség bemutatását, amely több, eddig nem tisztázott repülési eseményre adhat magyarázatot. Az élénk érdeklődéssel kísért előadás az elnöklő *Ozorai Zoltán* zárszavával ért véget.

Simon A.

*

ŰRKUTATÁSI ÜLÉSEK BUDAPESTEN ÉS BUKARESTBEN

Az európai szocialista államok *kozmikus meteorológiai együttműködésének* 1-, 2-, és 7-es témáiban az 1970—72-ben elért tudományos eredményekről 1972. május 4. és 6. között Budapesten szimpoziumot tartottak, majd ezt követően az 1-, 2-, 7- és 8-as témák tudományos vezetőinek és felelős végrehajtóinak ez évi ülésére ugyancsak Budapesten került sor május 8. és 12. között.

A szimpoziumon előadást hallottunk a műholdas információk matematikai modellezéséről, többen foglalkoztak a felhőzet mezejének mezoméretű sajátosságaival (cellás konvekció, felhőutak, orografikus hatások), a nagyméretű felhőrendszerekre vonatkozó kutatásokkal, amelyek elsősorban a földközi-tengeri ciklonok felhőzeti viszonyaira irányultak. Előadás hangzott el a sugárzási hőáram szerepéről a nyomási mező alakulásában, a föld—légkör-rendszer sugárzási egyenlegének számításáról és e mérések hibájáról. Megismerhettük a nyomási mező meghatározásának azt a módszerét, amelyet az adatszegény területeken a meteorológiai műholdakról nyert adatok alapján dolgoztak ki. Módszert mutattak be a műholdas adatok felhasználására az időjárás analízisének és prognózisának munkájában, fölvetették a műholdmeteorológia távlati kérdéseit is. Igen hasznosak voltak az előadásokat követő véleménycserék, amelyek újabb ötletekkel szolgáltak a munkák továbbviteléhez.

A szimpozium résztvevői számára *Dési Frigyes*, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke adott fogadást.

A tudományos vezetők és felelős végrehajtók ülésén bolgár, cseh, lengyel, magyar, német, román és szovjet küldöttek vettek részt.

A delegációk beszámoltak az együttműködés keretében 1971 folyamán végzett munkákról. Az értekezlet megelégedéssel vette tudomásul, hogy „*A felhőzet mezeje mezoméretű sajátosságainak felhasználása az időjárás analízisében*" című kézikönyvet, amelynek megírásában magyar, német, román és szovjet szakemberek működtek közre, s amelynek ez év áprilisában Budapesten tartották utolsó munkaértekezletét —, lényegében elkészült és hamarosan nyomdába kerül. A szovjet delegáció javaslatot tett egy újabb közös kézikönyv kidolgozására a földközi tengeri ciklonok keletkezését és fejlődését kísérő felhőzeti viszonyokkal kapcsolatban.

Megállapították, hogy az értekezletet megelőző szimpoziumon elhangzott előadások magas tudományos színvonalúak, és többségük a gyakorlati munkában is használható eredményt mutatott be. Hasonló jellegű szimpoziumok tartását a jövőben is kívánatosnak ítélték meg. Ugyanakkor az együttműködés fejlesztésének új formájaként a témaértekezlet helyett az egyes témák, esetleg altémák szerint szervezett munkaszemináriumok rendezését jelölték meg.

Jóváhagyták az együttműködés 1972—73. évi programját. Említésre méltó változás a 7. témával kapcsolatban történt, amelynek címe a jövőben: „*Meteorológiai mezők meghatározási módszereinek kidolgozása és tökéletesítése a meteorológiai műholdak adatai alapján.*" A téma három altémára tagolódik:

7,1. A légkör spektrális szondázási adatainak alkalmazása a négydimenziós számszerű analízisben.

7,2. Meteorológiai mezők osztályozása alakfelismerő módszerekkel és a kapott eredmények felhasználása a meteorológiai mezők analízisében.

7,3. A geopotenciálmező meghatározása a felhőzetre és a hőmérsékletre vonatkozó adatok együttes felhasználásával.

A témaértekezlet foglalkozott a műholdas információk vételére alakult szekciónak az előterjesztésével, amely a nagy felbontóképességű TV-képek vételével foglalkozik. Hangsúlyozták e kutaások fontosságát, bár az jelenleg még túlságosan nehéz feladatnak tűnik. Összeállították az együttműködés keretében 1973-ban sorrakerülő rendezvények, konzultációk és tanulmányutak tervét.

A hivatalos program befejeztével a résztvevők kirándultak a gemenci vadrezervátumba.

A „*Mesterséges holdak felhőképeinek vételére szolgáló egységes vevőberendezés*" szekciója 1972. május 4. és 6. között szintén Budapesten tartotta 5. ülését. A konferencián a vendéglátókkal együtt négy szocialista ország képviseletében 9 szakember vett részt.

A delegátusok részletesen beszámoltak az egyes országokban e témakörben elért eredményekről. Élénk érdeklődés kísérte az NDK delegátusának az általuk kifejlesztett fotoregisztráló próbaüzemeltetésének eredményeiről szóló

ismertetését. Jelentős előrehaladást jelent a földi vevőberendezések fejlesztése terén a magyar szolgálat által készített lyukszalagprogramozású, távvezérelt automata berendezés, amelyet a résztvevők üzemelés közben az értekezlet színhelyén megtekintettek.

A delegátusok tájékoztatták egymást arról, hogy országaikban milyen lehetőségek vannak a közeljövőben felbocsátásra kerülő szovjet és amerikai nagyfelbontású mesterséges holdak képeinek vételére. Megállapodtak abban, hogy az ezzel kapcsolatos problémák részletes ismertetésére a szekció következő ülésén kitérnek.

Az ülés résztvevői összefoglalták a vevőberendezésekkel kapcsolatban eddig elért eredményeket és ajánlást fogadtak el a következő ülésen megvitatásra kerülő legfontosabb kérdésekre vonatkozóan.

A *kozmikus meteorológiai állandó munkacsoport* V. ülése 1972. május 31-től június 5-ig tartott Bukarestben bolgár, csehszlovák, lengyel, magyar, mongol, német, román és szovjet résztvevőkkel. A magyar delegáció vezetője *Dési Frigyes* az OMSZ elnöke volt, tagjai *Ambrózy Pál* főosztályvezető és *Tänczer Tibor* tud. csoportvezető.

Az ülésszak *A. Doneaud* igazgatóhelyettes elnökletével zajlott le. A delegátusok részletesen megvitatták az 1., 2., 7. és 8. téma budapesti értekezletének ajánlásait, az egyes témák programjait. Köszönettel fogadták *E. Peters* bejelentését, hogy az NDK meteorológiai szolgálata számítógépét a résztvevő országok kutatóinak rendelkezésére bocsátja.

A 3., 4., 5. és 6. téma vezetőinek kijevi értekezletéről folyóiratunk előző számában már beszámoltunk. Most az ülés az ott elhangzott javaslatok alapján a 3. témában szakértői csoportot hozott létre a magaslégköri mérések anyagának automatikus feldolgozási és megőrzési rendszerének kidolgozására. A delegátusok örömmel fogadták azt a bejelentést, hogy a Szovjetunió rendszeresen közreadja a rakétaszondázások adatait. Kívánatos a rakétaállomások számának növelése, kis súlyú rakétarendszer közös kidolgozása.

Az ülés meghallgatta és megvitatta *E. Peters* beszámolóját a földi vevőberendezés kidolgozásával megbízott szekció budapesti üléséről, majd kijelölte a szekció további feladatait (műholdképek vétele hajón, nagy felbontóképességű vétel, automatikus helyzetazonosítás, stb.).

A közös kutatómunka hatékonyságának növelése érdekében a munkacsoport elhatározta, hogy ezután témánként külön-külön tartanak munkaértekezletet, és ahol szükséges, a munkák összehangolására és vezetésére koordinátort jelölnek ki.

Az ülésszak a Duna-deltában tett tanulmányi kirándulással zárult.

Ambrózy P. — Galló V. — Tänczer T.

A SZÁMSZERŰ IDŐJÁRÁS-ELŐREJELZÉS ÖTVEN ÉVE

1922-ben jelent meg *Lewis F. Richardson* „Weather Prediction by Numerical Process" című könyve, amelyben a neves angol természettudós elsőként kísérelte meg az időjárás előrejelzésének feladatát matematikai úton megoldani. Az évforduló alkalmából a Magyar Meteorológiai Társaság 1972. március 9-én emlékülést rendezett.

Az ülés első előadója, *Ambrózy Pál* főosztályvezető a történelmi időjárás-előrejelzési kísérlet végrehajtójának munkásságát tekintette át. Szavai nyomán egy rendkívül sokoldalú gondolkodó életútját ismerhettük meg. *Richardson* fő érdeklődési területe a matematika és fizika volt, de foglalkozott kémiával, botanikával, zoológiával is. A húszas évek végén, amikor tudomására jutott, hogy kutatási eredményeit hadi célokra is felhasználják, meggyőződéses kvéker lévén, hátat fordított a meteorológiának, s a háború pszichológiai vonatkozásait igyekezett feltárni. Csak 1948-ban támadt fel benne újra a lelkesedés a légkör fizikája iránt; 1953-ban bekövetkezett haláláig még írt néhány turbulenciával foglalkozó dolgozatot.

Híres könyve az első világháború nehéz időszakát is magában foglaló tízéves kitartó munka eredményeként született meg. *Richardsont* 1916-ban saját kérésére, beosztották egy ambuláns csoportba, amelyet a francia hadsereg sebesültjeinek szállítására adott kölcsön az angol kormány. Számításait azonban a mostoha tábori körülmények közepette is folytatta. 1917 áprilisában Champagne ostrománál a munkapapírokat a hátországba küldték, ahol csak hónapok múltán kerültek elő egy szénrakás alól. Végül is 1922-ben vált lehetővé, hogy a könyv a Meteorological Office anyagi támogatásával napvilágot lásson.

Richardson elképzeléseinek gyakorlati megvalósulását csak az elektronikus számítógépek elterjedése tette lehetővé, s az ötvenes évektől kezdődően a numerikus prognosztika rohamos fejlődésnek indult. Az angol meteorológusok, a hagyományokhoz hűen, jelentős mértékben járultak hozzá a számszerű előrejelzési módszerek tökéletesítéséhez, s legújabban egy korszerű tízszintes modell részletein dolgoznak *F. H. Bushby* vezetésével. Ezekről a munkálatokról *Ozorai Zoltán* tudományos tanácsadó tájékoztatta az emlékülés résztvevőit. Hangsúlyozta, hogy ennél a rendkívül finom, 30 km-es ortogonális rácstávolságot és 90 sec-os időlépcsőt alkalmazó modellnél a kutatók milyen nagy gondot fordítanak a kiindulási adatok előkészítésére, a mezők időlépcsőnkénti simítására. A modellben tekintetbe veszik a földfelszín tagoltságát, a talajsúrlódást, a horizontális diffúziót, a vízgőz fázisátmeneti folyamatait, a konvekciós folyamatokat, valamint a földfelszín és a légkör közötti hőcserét.

A modelltől a kutatók az időjárási helyzet előrejelzésén túlmenően elsősorban a csapadékeloszlás minden eddiginél pontosabb prognosztizálását remélik.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat saját elektronikus számítógépe a hazai numerikus előrejelzési kísérletek előtt is új perspektívákat tárt fel. Az eddig elvégzett és most folyamatban levő munkákat, valamint a jövőbeli terveket *Titkos Ervin* tudományos tanácsadó vázolta fel. A célt, egy komplex, automatizált telekommunikációs—diagnosztikai—prognosztikai rendszer kiépítése jelenti. A hallgatóság megtekinthette az EMG-830-as számítógépen készült első objektív analíziseket és topográfiaelőrejelzéseket, amelyek a közeljövőben már rendszeresen állnak majd az operatív szolgálat rendelkezésére.

Götz G.

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ÉVVÉGI ZÁRÓÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1972. február 24-én délután tartotta szokásos évvégi záróülését. *Zách Alfréd* társelnök megnyitójában megemlékezett arról a nemzetközi összefogásról, amely 100 évvel ezelőtt az időjárási katasztrófák előrejelzését tűzte ki célul. Következő fontos állomásként a sztratoszféra meghódítását említette meg, amely 50 évvel ezelőtt kezdődött. Végül hangsúlyozta, hogy napjainkban a Meteorológiai Világhálózat kialakítása ismét világméretű nemzetközi összefogást igényel, hasonlóképpen az ember környezetének megóvása is, amely a meteorológusokra is jelentős feladatokat ró.

Ezt követően *Czelnai Rudolf* a Központi Meteorológiai Intézet igazgatója „Az OMSZ Számítóközpontjának célprogramrendszere" címen tartott — nagy érdeklődéssel várt — előadást. A szépszámú hallgatóság előtt vázolta a számítóközpont kialakításának főbb fázisait, a számítógép teljesítőképességét, majd a meteorológiai adatfeldolgozás és kutatás azon területeit tekintette át, amelyek már bekapcsolódtak a számítógép programba, illetve azokat, amelyek a közeljövőben hasznosítják majd munkájuk során a számítógép nyújtotta előnyöket. A már elkészített és ellenőrzött programokat megismerve a hallgatóság reális képet kapott a számítóközpont jelenlegi munkájáról és azokról a tervekről, amelyek a számítógép kapacitásának teljes kihasználását célozzák.

Az előadás után *Predmerszky Tibor* igazgatóhelyettes tett fel kérdéseket a nemzetközi együttműködés és a hazai számítóközpontok kialakításának alapelveivel kapcsolatban. Az előadó válaszában hangsúlyozta, hogy a saját számítógép azzal az előnnyel járt, hogy meteorológus szakemberek és technikusok egy csoportja behatóan megismerte a programozás és a számítástechnika problémáit.

A záróülés második részében *Szakály József* főtitkár számolt be az 1971-ben végzett társasági munkáról. Elsőként a kassai vándorgyűlésről emlékezett meg, amely a társaság életében az első olyan megmozdulás volt, amelyet külföldi társegyesülettel együtt rendezett. Ezután a Levegőkémiai szeminárium eredményeit foglalta össze, megállapítva, hogy a hazai előadók bebizonyították azt, hogy a levegőkémiai kutatás területén Magyarországon nemzetközi szakkörök által is elismert, igen eredményes tevékenység folyik.

A továbbiakban a társasági és a szakosztályok előadóüléseire tért rá, megállapítva azt, hogy azok a munkatervnek megfelelően kerültek megrendezésre, és hasznosak voltak a meteorológiai kutatás újabb eredményeinek és a külföldi tanulmányutak tapasztalatainak átadásában.

Kegyelettel emlékezett meg *Berényi Dénes, Téli Sándor, Hollósi Béla, Jancsovics Pál* tagtársakról, akik az elmúlt évben távoztak az élők sorából, méltatva azok szakmai és társasági tevékenységét. Az ülés részvevői egy perces néma felállással adóztak az elhunyt tagtársak emlékének.

Ezután a főtitkár a társaság választott szerveinek és bizottságainak munkáját ismertette. Külön kitért a TIT Központi Választmánya vezetőivel folytatott megbeszélésre és az azt követő tevékenységre, amely — a közgyűlés határozatának megfelelően — a meteorológiai ismeretek népszerűsítését hivatottak előmozdítani.

Az elmúlt évben nemzetközi konferenciákon *Felméri László* és *Rákóczi Ferenc* vettek részt, valamint a kassai vándorgyűlésre meghívottak és a társaság öttagú delegációja.

Befejezésül az 1972. évi munkaterv ismertetésére került sor.

A Gazdasági Bizottság jelentését *Gaál Elek* terjesztette elő, megállapítva, hogy az elmúlt évben a pénzgazdálkodás tervszerűen folyt. Javasolta, hogy a felmentést, a pénzügyi év végleges lezárása után, a soronkövetkező választmányi ülés adja meg.

A társaság szakirodalmi nívódíját az „Európai Klimaatlasz I. kötetének" szerzői — *Kakas József, Kéri Menyhért* és *Péczely György* — nyerték el 50—25—25%-os megosztásban.

Az elmúlt év során kiemelkedően eredményes társasági munka elismeréseképpen a társaság elnöksége *Mészáros Ernő* igazgatóhelyettes, *Simon Antal* titkár, *Mészáros Ernőné* tud. munkatárs, *Koppány György* szerkesztő, *Kiss Lajosné* és *Weingartner Ferencné* társasági összekötő tagtársakat jutalomban részesítette.

Az évvégi záróülés a társelnök zárszavával fejeződött be.

Ambrózy P.

TÁVPROGNOSZTIKAI SZIMPOZIUM ÉS TÉMAÉRTEKEZLET MOSZKVÁBAN

A szocialista államok meteorológiai szolgálataiban folyó tudományos kutatások egyik közös, koordinált témája (RGKNIR 1/B. témakör) a *„hőmérséklet, csapadék és a szél hosszú lejáratú előrejelzésének fizikai-statisztikai módszerei"* c. kutatási feladat. Koordinálását a Szovjetunió meteorológiai szolgálata végzi. E tárgyban 1972. június 12. és 16. között témaértekezletet és szimpoziumot rendeztek Moszkvában. A tudományos ülésen a vendéglátó ország szakértőin kívül Bulgária, Lengyelország, Magyarország, az NDK és Románia meteorológiai szolgálatai képviseltették magukat.

A küldöttek beszámoltak az elmúlt évben végzett tudományos kutatómunkájuk eredményeiről. Megállapították, hogy a távprognosztikában igen sokféle és egymástól látszólag független módszert alkalmaznak. Ezért célszerű lenne az alkalmazott módszerek rendszerbe foglalása, illetve egy kiadványban összefoglalása, hogy lehetővé váljék a különböző módszerek összehasonlítása, esetleg bizonyos mértékű összevonása vagy egységesítése. Különösen jelentős lenne a különböző eljárással készített távelőrejelzések egységes alapon történő verifikálása, mert így lehetővé válna a módszerek osztályozása és a legjobbak kiválogatása.

A témaértekezleten összeállították a következő 2—3 év kutatási programját azzal a fenntartással, hogy a terveket, ha ez szükségesnek látszik, évenként felülvizsgálják, esetleg módosítják. Javaslatot tettek továbbá a legközelebbi témaértekezlet időpontjára és helyére vonatkozóan.

A magyar meteorológiai szolgálat részéről *Koppány György* tudományos osztályvezető vett részt az ülésen. A vendéglátók két kirándulást is szerveztek, amelyek során a résztvevők meglátogatták Archangelszket és Zagorszkot.

Koppány Gy.

*

A LÉGKÖRI RADIOAKTIVITÁS KUTATÁSA OLASZORSZÁGBAN

Az olasz—magyar kulturális csereprogram keretében e sorok írója 1972. februártól három hónapon keresztül Rómában tartózkodott a Nemzeti Kutatási Tanács (CNR) hatáskörébe tartozó Légkörfizikai Intézetben. A tanulmányút témája a légköri részecskék fizikai és kémiai vizsgálata volt. Lehetőség nyílt a mesterséges légköri radioaktivitás talajmenti, valamint vertikális eloszlásának meghatározására szolgáló berendezések és módszerek megismerésére, valamint egyes markáns jelenségek (kínai atomrobbantás) komplex követési módszerének tanulmányozására. Az intézet kutatói automatikus mérőberendezést dolgoztak ki a talajközeli természetes radioaktivitás vizsgálatára. A légköri részecskék elektromos tulajdonságai közül az ún. kis-ionok regisztrálását végzik intenzíven. Kidolgoztak egy közvetlenül lyukszalagra regisztráló szférikszberendezést is. A harmadik generációs elektronika felhasználásával közvetlenül számítógépes kontaktust építettek ki, és a célmérések végeredményeit már minden közbeeső manipuláció nélkül tudják előállítani. A műszerfejlesztés a rendelkezésre álló IBM 1130-as számítógéphez adaptált szervező és feldolgozó programok elkészítésére is kiterjed.

A felsorolt módszerek tanulmányozásán kívül alkalom nyílt a IFA egyik speciális kutatási programjában is részt venni. Az intézet VI. szekciója „a köd fizikája" témával tűzte ki kutatási feladatát. A vizsgálat fontosságát a repülőterek téli ködösödése és általában a közlekedés (hajózás, közutak) indokolja. A program I. fázisa egy 60 m^3-es felhőkamra felszerelését írja elő a technikai és technológiai paraméterek ellenőrzésére szolgáló műszerpark kiépítésével együtt. A bekapcsolódás e programba a kondenzációs magok mérésére szolgáló, kis túltelítettséggel dolgozó kémiai diffúziós kamra-sorozat tervezése volt, amely kamra-sorozattal a ködkamrában a keletkező részecskék nagyságeloszlását lehet meghatározni. E munkáról az olasz szakemberekkel közös publikáció is készül.

Simon A.

*

AZ MMT ELŐADÓÜLÉSE

keretében 1972. április 20-án *Tóth Erzsébet* tudományos csoportvezető beszámolt a Fertő tavi hő- és vízháztartás vizsgálatokról, amelyeket az Észak-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság és az Országos Meteorológiai Szolgálat Agrometeorológiai Kutatóosztálya 1969-ben indított meg. Bár a tónak csupán egyötöde tartozik Magyarországhoz, éghajlati adottságainak feltárása elősegítheti egy üdülőtelep kifejlesztését a nyugati országrész számára és hozzájárulhat a nádgazdálkodás körülményeinek javításához is.

Az előadó bemutatta a tó magyar részére jellemző nádasövezeten kívül és az aránylag kis kiterjedésű nyílt vízfelszín fölött létesített megfigyelőhelyeket, ismertette a megfigyelések, mérések programját, amely kiterjedt a vízfelszín energiaháztartásának meghatározása szempontjából lényeges valamennyi hidrometeorológiai elemre. Így a normál klímaállomásokon végzett rendszeres megfigyeléseken kívül regisztráltatták a beérkező napsugárzást, a vízfelszín és a nádállomány albedóját, a vízhőmérsékletet és a szélsebességet több szintben. A kiterjedt adatgyűjtés eredményeként

lehetőség nyílt arra, egyrészt, hogy a hő- és vízháztartás egyik legfontosabb komponensét, a párolgást meghatározzák különböző módszerek segítségével, másrészt, hogy kidolgozzanak a vízfelszín és a nádállomány párolgásának számítására egy alkalmas módszert. Az eddigi vizsgálatok eredményeként bemutatásra kerültek a tavi és a parti mérőhelyen levő „A" típusú párolgásmérő kádakkal mért, valamint a meteorológiai szakirodalomból ismert néhány módszer és a Fertő tóra kidolgozott (a léghőmérsékleten, a levegő telítési hiányán és a szélsebességen alapuló) eljárás segítségével számított párolgás értékei.

Ugyanezen az előadóülésen ismertette *Kozma Ferenc* tudományos főmunkatárs KKI (Kulturális Kapcsolatok Intézete) ösztöndíjas tanulmányútját, amelynek során két hónapot töltött az Osztrák Meteorológiai Intézetnél, és így lehetősége nyílt arra, hogy megismerje a Fertő tó osztrák részén végzett hőháztartás-kutatásokat. Bemutatta a vízfelszín fölött, a tóparton és a nádállományban levő megfigyelőhelyeket, a mérési programot és az osztrák kutatók által kidolgozott párolgásszámítási módszert.

A beszámolókat jól sikerült színes diaképek tették változatossá.

Endrődi G.

*

A DUNABIZOTTSÁG ÜLÉSE

A Dunabizottság XXX. ülését 1972. április 11. és 22. között tartotta Budapesten. Az ülésen a Meteorológiai Világszervezet is képviseltette magát *Péczely György*, a magyar meteorológiai szolgálat Központi Meteorológiai Intézetének igazgatóhelyettese személyében.

Az ülésszak napirendjén szereplő hidrometeorológiai kérdések tárgyalására a bolgár *N. Mladenov* elnökletével munkacsoport alakult, amely nagyrészt az alacsony vízszintek hosszútávú előrejelzésének problémájával foglalkozott. A hosszú távú hidrometeorológiai prognózisokkal kapcsolatban kiemelték a fizikai-szinoptikai módszerek alkalmazásának fontosságát, s megvitatták a meteorológiai mesterséges holdak nyújtotta információk felhasználásának lehetőségeit. Szükségesnek minősítette a munkacsoport azt is, hogy a Dunabizottság a kis vízszintek előrejelzési problémáinak megoldása mellett szorgalmazza a tavaszi hóolvadás okozta magas vízállások hosszútávú előrejelzési módszereinek megvizsgálását is.

A Dunabizottság új igazgatójává, a következő 6 évre, a MAHART eddigi vezérigazgató-helyettesét, *Fekete Györgyöt* választották, a hidrometeorológiai kérdések referense pedig az újjáválasztott apparátusban *M. Afanaszjev*, a Szovjetunió hidrometeorológiai szolgálatának tudományos főmunkatársa lett.

Péczely Gy.

AZ MMT AGROMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYÁNAK ELŐADÓÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztálya 1972. május 4-én tartott ez évi harmadik előadóülésén „*Az agrometeorológia mezőgazdasági ökonómiai vonatkozásai*" címmel *Szász Gábor*, a Debreceni Agrártudományi Egyetem docense számolt be a témakörben elért kutatási eredményeiről.

Bevezetőjében hangsúlyozta, hogy a gazdaságosság agrometeorológiai vonatkozásaival hazánkban csak elvétve foglalkoznak, ezért a tervezett agrometeorológiai kézikönyvben — egy önálló fejezet keretében — össze kell foglalni az eddigi eredményeket, tapasztalatokat és a gyakorlati igények ismeretében fel kell vázolni az előrehaladás útját e területen is. *Szász Gábor* e szakülésen a kézikönyv általa megírandó „ökonómiai" fejezet nyilvános megvitatását tűzte ki célul. Az ökonómia fogalmát meghatározva áttekintette az agrometeorológia gazdaságossági vonatkozásainak fő területeit. Külön kiemelte a növényfejlődési szakaszokra történő éghajlati adatfeldolgozás fontosságát, amely alapja az időjárás—növényfejlődés—termésmennyiség és termésminőség kapcsolatok meghatározásának. Részletesen elemezte a „klímapotenciál" fogalmát és ennek értékét, majd példákkal is bizonyította, hogy a területfejlesztés, s ezen belül a mezőgazdasági üzemek struktúrája (makro-, mezo- és mikro-struktúra) az éghajlat függvénye. Ide kapcsolta a műtrágya hasznosulásának meteorológiai problémáit is. Ezután a „biológiai-" és a „termesztési optimum" értékek agrometeorológiai és ökonómiai jelentőségét taglalta. Befejezésül hangsúlyozta azt, hogy a mezőgazdasági irányítás segítése, az agrometeorológiai információk biztosítása a döntésekhez, s végül a műszaki fejlesztés agrometeorológiai problémáinak megoldása kiemelkedően fontos feladat az elkövetkező években.

Az előadást követően élénk vita alakult ki, amelynek során *Bacsó Nándor*, *Dobosi Zoltán*, *Erdős László*, *Jeney Csaba*, *Szakály József* és *Szuróczky Zoltán* fejtette ki véleményét az elhangzottakkal kapcsolatban, illetve tettek javaslatokat az ökonómiai fejezet összeállítására vonatkozóan.

Szakály J.

*

REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT A NÉMET DEMOKRATIKUS KÖZTÁRSASÁGBAN

A TESCO szervezésében *Szőke Istvánné* és *Torma Júlia*, a Repülésmeteorológiai Osztály tudományos munkatársai, repülésmeteorológiai tanulmányúton vettek részt a Német Demokratikus Köztársaságban, 1971. december 5-től december 13-ig. Céljuk a Budapest—

Berlin légiútvonal berepülésének és az NDK Repülésmeteorológiai Szolgálata munkájának tanulmányozása volt.

Tapasztalatcserét folytattak az NDK Repülésmeteorológiai Szolgálatának a Berlin—Schönefeld-i repülőtéren dolgozó munkatársaival. A résztvevők megismerkedtek az NDK-ban alkalmazott objektív előrejelzési módszerekkel (alacsony felhőalap, zivatar előrejelzés), az időjárási radar-hálózattal, a radarmegfigyelések adatainak továbbításával és feldolgozásával. Tanulmányozták a repülőtér meteorológiai műszereit és tájékozódtak a repülőtér meteorológiai műszerezettségének fejlesztési terveiről (új látástávolság mérők, 60 m magas torony a repülések végrehajtásában fontos szerepet játszó legalsó légrétegek szélviszonyainak automatikus méréséhez). Megnézték a repülésmeteorológusok adatforrásának, a repülőtéri hírközpontnak a munkáját is. A német repülési meteorológusokkal tartott megbeszélések során kicserélték tapasztalataikat közös problémáikról (debriefing, AIREP alkalmazása, trendtype landing forecast).

Torma J.

*

AZ IDŐJÁRÁSI ELEMEK KAPCSOLATA FÖLDMÁGNESES HÁBORGÁSSAL

A Magyar Meteorológiai Társaság 1972. május 11-i ülésén *Németh Tivadar*, a Központi Előrejelző Intézet tud. főmunkatársa tartott előadást az időjárás alakításának kozmikus tényezőire irányuló vizsgálatainak eredményeiről. Ezzel a kérdéssel — mint ismertette — külföldön is több kutató foglalkozik *(Baur, Wörner* és mások), de vizsgálataik csak a naptevékenységnek a relatív foltszám menetében megnyilvánuló változására és annak időjárási elemekkel korrelatív kapcsolatára szorítkoztak. Nálunk *Berkes Zoltán* ezt a stochasztikus vizsgálati irányt a kauzalitás felé tágította, amikor a relatív foltszám változása mellett a földmágneses tér ingadozását is tekintetbe vette. *Németh Tivadar* a földmágneses háborgásokat a naptevékenység elsőrendű indikátorának tekinti. Vizsgálatainak mai állása szerint a naptevékenység két mozzanata hat elsősorban időjárás-alakító tényezőként: 1. az ultraibolya sugárzás megerősödése, 2. a korpuszkuláris sugárzás megerősödése. A mágneses karakterszámok révén — melyek a tihanyi magnetometrikus regisztrátumok alapján rendelkezésre állnak — megítélhető, hogy az adott háborgást melyik sugárfajta idézte elő.

A sugárforrás általában napfolt. Ennek a Napon, hozzánk viszonyítva történő elhelyezkedésétől, virulenciájától nagymértékben függ, hogy az ibolyántúli, vagy a korpuszkuláris sugárzás a Föld felé irányul-e vagy sem. A folt hatékonyságának heliográfikus függősége magyarázatot ad a korábbi vizsgálatok gyenge eredményeire, mert a relatív foltszámban a Föld számára inaktív foltok is szerepeltek. A hatásmechanizmus tüzetesebb vizsgálata arra az eredményre vezetett, hogy a prognosztikai alkalmazás szempontjából a mágneses háborgás kezdetének időpontja elhanyagolhatatlan tényező. A hosszabb időre vonatkozó előrejelzés kérdésének megoldása a fentiek szerint a naptevékenység prognosztizálásának problémájához vezet. Az előadó vizsgálatai ezen a téren is sikeresek, ezek ismertetése azonban túlnő előadásának keretén. A nagy érdeklődéssel kísért beszámolót követő vitában *Budai László, Berkes Zoltán* és *Tardos Béla* fejtették ki nézeteiket.

Tardos B.

*

MŰSZEREK ÉS MÉRŐMÓDSZEREK EGYSÉGESÍTÉSE

A műszereket és mérőmódszereket egységesítő munkacsoport (RGUMIIP) 1972. május 15. és 20. között Szófiában tartotta 5. ülését, amelyen a rendező Bulgária, valamint Csehszlovákia, Magyarország, a Német Dem. Köztársaság, Románia és a Szovjetunió meteorológiai szolgálatának küldöttei vettek részt. A magyar szolgálatot *Csomor Mihály* tud. főosztályvezető képviselte az ülésszakon, melynek elnöki tisztét *Babarikin* (Szovjetunió) látta el.

Az ülésszakon az automatizálásról elhangzott több referátum alapján megállapítható volt, hogy valamennyi országban — a helyi sajátosságok és igények figyelembevételével — az észleléseket és az adatok továbbítását, illetve feldolgozását automatizálják, vagy legalábbis automatizálásukra folytatnak kísérleteket. A kérdés fontos voltára tekintettel az ülésszak a már eddig is fölmerült problémák megvitatására külön szimpózium összehívását javasolja a legközelebbi igazgatói konferencián.

Az ülésszak másik fő témája a különféle meteorológiai műszerek összehasonlítása volt. A magyar meteorológiai szolgálatot is érintő kérdés *a csapadékmérők* nemzetközi összehasonlítása, minthogy szolgálatunk vállalta az angol IRPG-, a szovjet Tretyakov- és a magyar kettősfalú-csapadékmérők közötti összehasonlítást. A munkacsoport a korábban alkalmazott kiértékelési módszert és formulát ui. nem találta megfelelőnek, ezért most csapadék-szakértői csoport létrehozását javasolja ugyancsak a legközelebbi igazgatói konferenciának, viszont jóváhagyta a zúzmaramérők nemzetközi összehasonlításáról tartott magyar beszámolót. Tájékoztató hangzott el az ülésszakon az NDK-ban végzett német és szovjet gyártmányú nedvesség-érzékelőfejek, valamint a villámszámlálók összehasonlításának állásáról. Ez utóbbi során technikai akadályok merültek föl, ennélfogva — az ülésszak véleménye szerint — összehasonlításuk még további vizsgálatokat igényel.

Csomor M.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató
Index: 26.361

72.2502 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

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

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 FT
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT
(BEFIZETÉS A 232-90 171-2494 TAGDIJBEFIZETÉSI SZÁMLÁN)

MEGRENDELHETŐ: AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
PÉNZÜGYI OSZTÁLYÁN
BUDAPEST, II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

INDEX 26.361

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:
DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:
LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

76. ÉVFOLYAM

5-6

1972. SZEPTEMBER—DECEMBER

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT · BUDAPEST

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM

5-6

1972. SZEPTEMBER—DECEMBER

BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI:

L. KRASZTANOV akadémikus, egy. tanár, a Bolgár Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetének igazgatója, *Szófia;* K. LOGVINOV dr., az Ukrán SZSZK Hidrometeorológiai Kutató Intézetének igazgatója, *Kijev;* M. OLBERG dr., tud. munkatárs a Humboldt Egyetem Fizikai Szekciójának meteorológiai részlegében, *Berlin;* A. HELBIG dr., tud. munkatárs a Humboldt Egyetem Fizikai Szekciójának meteorológiai részlegében, *Berlin;* TAKÁCSNÉ BÓNIS KATALIN dr., a Központi Légkörfizikai Intézet tud. munkatársa, *Budapest;* GÖTZ GUSZTÁV, a Központi Előrejelző Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest;* GÖTZNÉ SZALAY GABRIELLA tud. munkatárs, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest;* ANTAL EMÁNUEL dr., kandidátus, a Központi Légkörfizikai Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest;* POSZA ISTVÁN tud. munkatárs, Központi Légkörfizikai Intézet, *Budapest;* KISSNÉ TÓTH ERZSÉBET dr., a Központi Légkörfizikai Intézet tud. csoportvezetője, *Budapest;* TÄNCZER TIBOR dr., a Központi Előrejelző Intézet tud. csoportvezetője, *Budapest;* PÉCZELY GYÖRGY, a földtudományok doktora, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettese, *Budapest;* OZORAI ZOLTÁN dr., kandidátus, az OMSZ tud. tanácsadója, *Budapest;* MAKAINÉ CSÁSZÁR MARGIT dr., a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékének adjunktusa, *Budapest;* VÁRHELYI GABRIELLA, a Központi Légkörfizikai Intézet tud. segédmunkatársa, *Budapest;* BORBÉLY EDIT dr., a Központi Légkörfizikai Intézet tud. csoportvezetője, *Budapest;* DÉSI FRIGYES, a műszaki tudományok doktora, egy. tanár, az OMSZ elnöke, *Budapest*

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Krasztanov, L.: A jég képződésének mechanizmusa idegen kristályos magvakon (angol nyelven) 265

Logvinov, K. T.: A meteorológiai elemek változásának jellege a sztratoszférában (orosz nyelven) 271

Olberg, M.: Egy mondat a légköri horizontális potenciál-áramlásmező elméletéhez (német nyelven) 278

Helbig, A.: Csapóesőmérések épületeken (német nyelven) 282

Bónis K.: Ammónium-szulfát és nátrium-klorid oldatcseppek fagyásának laboratóriumi vizsgálata (angol nyelven) 290

Götz G.—Szalay G.: Felhőutak az észak-atlanti térségben (német nyelven) 298

Antal E.—Posza I.—Tóth E.: A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai 302

Tänczer T.: Felhőrendszerek horizontális kiterjedése műholdfelvételek alapján 314

Péczely Gy.: Rövid idő alatti maximális csapadékok Magyarországon 320

Ozorai Z.: Magasságszámítás ellenőrzése TEMP táviratoknál 326

Császár M.: Orográfiai hatások elemzése a hasznosítható potenciális és kinetikai energia változásában 334

Várhelyi G.: Természetes és mesterséges eredetű szennyezőanyagok a légkörben 341

Borbély E.: A meteorológiai elemek mezőinek tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában 351

Dési F.: A magyar meteorológiai szolgálatban folyó makro- és mezoskálájú időjárási analízis és előrejelzési kutatások (német nyelven) 364

Irodalom

Justyák J.: Berényi Dénes emlékezete *(Kakas József)* 367

Herman, N. M.—Zillhardt, J.—Lalande, P.: Az afgán meteorológiai állomások adatainak gyűjteménye *(Tóth Pál)* 368

Dmitriev, A. A.: A sugárzásviszonyok és a csapadék Moszkvában *(Láng Sándor)* 369

Glagolev, A. Ju.: A légkör fizikai paramétereinek kézikönyve *(Aujeszky László)* ... 370

Krónika 371

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

Krastanov, L.: The Mechanism of Ice Deposition on some Foreign Crystalline Nuclei (English Text) 265

Логвинов, К. Т.: О характере изменений метеорологических элементов в стратосфере (По-русски) 271

Olberg, M.: Ein Satz zur Theorie horizontaler Potenzialströmungsfelder in der Atmosphäre (Deutscher Text) 278

Helbig, A.: Über Schlagregenmessungen am Gebäude (Deutscher Text) 282

Bónis K.: Laboratory Investigation of the Freezing of $(NH_4)_2 SO_4$ and NaCl Solution Droplets (English Text) 290

Götz G.—Szalay G.: Cumuluswolkenstrassen im nordatlantischen Raum (Deutscher Text) 298

Antal E.—Posza I.—Tóth E.: The Meteorological Bases of the Irrigation of Maize (Abbreviated English Text) 302

Tänczer T.: Horizontal Extension of Cloud System Determined on Satellite Pictures 314

Péczely Gy.: Maximum Precipitation Amounts Occuring Within a Short Time Period in Hungary 320

Ozorai Z.: Control of the Calculation of the Altitudes Included in TEMP Messages 326

Császár M.: Analysis of Orographical Influences on the Variation of the Available Potential and the Kinetic Energy 334

Várhelyi G.: Atmospheric Pollutants from Natural and Man-Made Sources 341

Borbély E.: The Spring and Autumn Transition in the Pattern of Meteorological Elements in the Stratosphere 351

Dési F.: Über die im Meteorologischen Dienste der Ungarischen Volksrepublik durchgeführten Meso- und Makromaßstabs Wetteranaylise und Vorhersage (Deutscher Text) 364

Literature

Justyák J.: In memoriam Prof. Dionysii Berényi *(Kakas József)* 367

Herman, N. M.—Zillhardt, J.—Lalande, P.: Receuil de données des stations météorologiques de l'Afganistan *(Tóth Pál)* 368

Дмитриев, А. А.: Радиационный режим и осадки в москве *(Láng Sándor)* 369

Глаголев, Ю. А.: Справочник по физическим параметрам атмосферы *(Aujeszky László)* 370

Chronicle 371

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM 5—6. SZÁM 1972. SZEPTEMBER-DECEMBER

The Mechanism of Ice Deposition on some Foreign Crystallien Nuclei

L. KRASTANOV, *Bulgarian Academy of Sciences, Geophysical Institute, Sofia*

A jég képződésének mechanizmusa idegen kristályos magvakon. A szerző olyan jégkristályok képződését vizsgálja, amelyek —6, —7 C° körüli hőmérsékletű túlhűlt ködben keletkeznek oly módon, hogy igen aktív szervetlen vegyületek porát vagy aeroszolját szórják szét a ködben. *(I. táblázat)*. E vegyületek a periódusos rendszer Ib, IIb oszlopának és a VIb, VIIb oszlopának elemeiből állnak, molekulái erősen polarizáltak [3], és e polarizáció kristályfelületen még erősödik, anionjaik erős polarizációja következtében, mint például az AgI, I anionnál vagy a CuS, S anionoknál. Másrészt a vízmolekula is erősen polarizált, saját kationja vagy maga a proton segítségével belép a vízmolekulák és az idegen polarizált molekulák kölcsönhatásába. Ez lehetővé teszi, hogy feltárjuk azt a valószínű mechanizmust, amely szerint végbemegy a vízcseppek megfagyása a túlhűlt ködben, az említett vegyületek részecskéinek vagy aeroszoljainak hatására. Mint ismeretes, [3] a köd vízcseppjeinek felső rétege kettős elektromos réteg, kívülről 0^{2-} negatív töltéssel, belülről H^+ pozitívval. Az ilyen vízcseppeknél, amikor az említett vegyületek szilárd részecskéjének erősen negatív polarizációjú felületével érintkeznek, a kettős elektromos réteg felbomlik, mert a proton kilép a csepp felszínre, hogy egyesüljön a kristályos felszín anionjával. Így dipól-orientációjú kapcsolat és kölcsönhatás jön létre az idegen részecskék polarizált molekulái és a víz molekulái között. Ekkor képződik az „első jégréteg" a szilárd részecskén, amely a későbbiekben a víz más molekuláival érintkezik, de már hidrogén-kötéssel, hogy a valódi jégcsíra létrejöhessen. Amint a „hőmérséklet-küszöbök" mutatják, a kristályosodási folyamat azoknál a bemutatott vegyületeknél a legerősebb, amelyeknek erősen polarizált anionjaik vannak, ilyenek: S, Se, Te, I. A dipól-orientációjú kölcsönhatás a mag dipól felületei és a vízmolekulák dipóljai között erősödik, mint ismeretes, a hőmérséklet csökkenésével a molekulák a küszöb-hőmérsékletnél a magon helyezkednek el annak struktúrája szerint. Ez tehát az „első jégréteg" képződésének mechanizmusa. Ezt igazolják *Weyl* [3], *Bahanova* és *Kiszelev* [4], *Birstein* [5], *Tovbin* és *Buderaszkaja* [6] érdekes kísérleti eredményei is.

*

Механизм отложения льда на некоторых посторонних кристаллических подложках. Рассматриваются причины образования ледяных кристаллов в переохлажденном тумане при температуре около —6, —7° С, при распылении в тумане порошка или аэрозоля самых активных неорганических соединений (таблица I). Это — соединения элементов из групп Ib и IIb с элементами из групп VIb и VIIb периодической системы элементов. Молекулы этих соединений сильно поляризованы, и эта поляризация усилена на кристаллической поверхности [3], что является следствием сильной поляризации их анионов, например при AgI,I-анионах, при CuS,S-анионах и т. д. С другой стороны молекула воды сильно поляризована и посредством своего катиона или самого протона входит во взаимодействие с водяными и посторонними поляризованными молекулами. Это дает возможность открыть вероятно механизм замерзания водяных капель в переохлажденном тумане под действием частиц или аэрозолей указанных соединений. Как известно [3], самый верхний слой капелек тумана является двойным электрическим слоем с отрицательными зарядами 0^{2-} снаружи и положительными H^+ внутри. При контакте с такой каплей с сильно отрицательной поляризованной поверхностью твердой частицы указанных со-

единений, двойной электрический слой капли разрушается, потому что протон выходит на поврехность капли, чтобы связаться с анионом кристаллической поверхности. Так осуществляется дипольно-ориентационное взаимодействие и связывание между поляризованными молекулами посторонней частицы и молекулами воды. Так образуется «первый ледяный слой» на твердой частице, который впоследствии связывается с другими молекулами воды, но уже через водородную связь, для образования настоящего ледяного зародыша. Как показывают «пороговые температуры», кристаллизационное действие является самым сильным при указанных соединениях, которые имеют анионы с сильной поляризацией, каковы S, Se, Te, I. Дипольно-ориентационное взаимодействие между поверхностными диполями подложки и дипольными молекулами воды усиливается, как известно, с понижением температуры, и молекулы воды при «пороговой температуре» располагаются на подложке, следуя ее структуре. Этот механизм образования «первого ледяного слоя» затем настоящего двухмерного ледяного зародыша на нем подтверждается также интересными экспериментальными результатами Weyl [3], Бахановой и Киселева [4] Birstein [5] Товбина и Будераской [6].

✱

In the ice crystal formation from water vapour or super cooled water (homogeneous formation), super saturation $\left(\ln\frac{p}{p_\infty}\right)$, or super cooling $\left(\frac{T_0}{T_0-T}\right)$, where $T_0 = 273^\circ$ K, participates in the work necessary for the formation of an ice-germ. When twodimensional ice-germ is formed from water vapour or supercooled water on an ice surface, the factor of supersaturation, or supercooling, respectively, [1] is also included parallel by with the forces acting between the water molecules. Supersaturation is defined as a ratio between the actual water vapour pressure p and the maximum water vapour pressure p_∞ at the same temperature T. As it is know, the maximum vapour pressure p_∞ at a given temperature T is defined over a sufficiently large plane water or ice surface in accordance with the *Clausius-Clapeyron* equation which is a sequence of the *Gibbs* thermodynamic potential. Hence, from a thermodynamic or kinetic point of view the essential thing in order to define p_∞ to establish dynamis equilibrium at a given temperature between the water vapour and the respectiwe water or ice surface, built up also from water molecules. The same is also valid for definid supercooling. Thus, the thermodynamic or kinetic conclusions of the process for the formation of water or ice-germs refer *only to phase transitions of the same substance* where we are entitled to employ the *Clausius-Clapeyron* equation.

Examining the formation of water (drop) of water vapour on a foreign substrate (nucleus), supersaturation depends on the size of the nucleus and wetting (the angle of wetting) of the water nucleus. Then we may define the required supersaturation for a given nucleus for the formation of the germ by knowing the size of the nucleus and the wetting angle.

When we, however, examine the formation of *ice* from water vapour or supercooled water on a foreign particle, we are unable to define the necessary supersaturation for the equilibrium between the ice crystal and its environment, as it has been defined in accordance with *Stranski and Kaishev* for the phases of the same substance:

$$kT \ln\frac{p}{p_{i\infty}} = \varphi_{1/2,\infty} - \varphi_i \qquad (1)$$

where $p_{i,\infty}$ is the water vapour pressure equilibrium in respect of the i-wall of the crystal, $\varphi_{1/2,i}$ is the separation work for a constructive element from the

position of "half crystal" on this wall, and $\bar{\varphi}_i$ is the average separation work of the i-wall [1]. Thus, when we want to calculate the work for the formation of an ice crystal from vapour or water on a foreign particle, we cannot apply formula (1) as obviously other forces act between the water molecules and the molecules along the surface of the foreign particle, e. g. AgI. The formation of the first "ice layer" upon such foreign substrate occurs through a mechanism different from the mechanism of ice formation on an ice surface where hydrogen bonds among the molecules of the liquid water and ice operate.

To discover the conditions under which the first "ice layer" deposits on the substrate we shall examine the results from some experiments with inorganic compounds acting as crystallisation reagents.

So far numerous laboratory experiments have been made by many investigators to form ice crystals in undercooled mist by dispersing fine dust or aerosols of various substance in the mist. Experiments synonymously show that each substance causes crystallisation at some highest negative temperature ealled "threshold temperature". By decreasing the temperature the activity of all substances increases, i. e. the number of ice crystals formed in the mist will increase. It should be noted that the "threshold temperature" obtained for the same substance by various authors differs in many cases up to 2 to 3° or more. For this reason we cannot with great certainty separate a group of compounds of high "threshold temperature". We examine "threshold temperature" compounds to about minus 6 – 7° so far the higheat threshold temperatures have been noted for these inorganic compounds. These compounds were taken from the work of *N. O. Plaude* [2] his table complies with the results of many authors *(Table I)*.

TABLE I

Substance	Crystal system	Lattice constant (a)	Threshold temperature C°	Solubility
H_2O, Ice	hexagonal	4,51	—	no
Cu_2O	cubic	4,26	—5	no
Cu_2S	rhombic	11,90	—6	no
CuS	hexagonal	3,76	—6	no
CuSe	hexagonal	3,94	—4	yes
CuI	rhombic	—	—6	no
Ag_2O	cubic	4,72	—7	no
Ag_2S	cubic	4,99	—4	no
AgI	hexagonal	4,58	—4	no
CdSe	hexagonal	4,30	—5	no
CdTe	cubic	6,47	—4	no
HgS	hexagonal	4,14	—4	no
HgTe	—	—	—6	—
PbI_2	hexagonal	4,54	—6	yes

What are the characteristic features of the greater part of the compounds in *Table I* playing an important role in their crystallisation effect. The majority of them, as can be seen, are compounds of elements in I b and II b groups and elements of VI b and VII b groups of the Periodic System of Elements.

The atoms of the I b and II b group elements, i. e. those of Cu, Ag, Au and Zn, Cd, Hg playing the role of cations in the molecules of the abovementioned compounds, are of small size and have large electric charges determining their property of strongly expressed polarising ability without being greatly polari-

sed. Conversely, the atoms of the VI b and VII b group elements, or O, S, Se, Te and F, Cl, Br, I and especially S, Se, Te, I respectively, in their role of anions are rather polarizable *(Table II)**. Thus, the molecules of these compounds are in principle strongly polar. Simultaneously, these compounds crystallize mainly in hexagonal and cubical crystal systems (and even in a rhombic system). Furthermore, most of them are either insoluble or slightly soluble in water and are also maintly hydrophobic.

TABLE II

Ion polarizability ($x10^{24}$) in crystal lattice

I b-group		II b-group				VI b-group		VII b-group	
Cu^{+}	1,6	Zn^{2+}	0,8			O^{2-}	1,8	F^{-}	0,64
Cu^{2+}	0,2	Cd^{2+}	1,8			S^{2-}	5,3	Cl^{-}	2,96
Ag^{+}	2,4	Hg	—	Pb^{2+}	4,9	Se^{2-}	6,7	Br^{-}	4,17
						Te^{2-}	9,2	I^{-}	6,43

The molecular polarity of these compounds should greangly be intensified along the crystalline surface, and as it is the case of the strongest reagent, AgI, it can be expected that the most favourable position is when the surface os ossupied by some anions of strong polarisability: in the case of AgI by I-anions, and in the case of CuS by S-anions, etc. It can also be added, however, that in any distribution of molecules, the effect of the anions will be predominant along the crystal lattice surface of these compounds because of their greater polarisability conpered with that of the cations. As it is know, on the other hand the water molecule is highly polar and interacts with other water or foreign polarised molecules. This interaction is due to the hydrogen bond with the water molecules, or to dipole-orientation interrelation with a foreign molecule. In both cases the activity of the water cation or the proton in the water molecule is the main cause of the bandage. It is deprived of electron shells in the molecule and can be strongly bound with other polarised anions. This is the most likely reason that the water molecule should be strongly bound through its proton of the one bond OH with the anions along the crystalline surface of the quoted compounds.

On this basis a possible mechanism of freezing of water drops under the effect of fine particles or aerosols of the indicated compounds can be proposed. According to *Weyl* [3] (also experimentally proven), the uppermost layer of the water mist droplets which are in equilibrium with the vapour is a double electric layer in which the anions of the water molecules O^{2-} are situated outwards and the cations (protons) H^{+} are inwards. Let us assume that in this position a solid unwettable particle from the water (e. g. AgI, CuS, etc) is contacted with the water surface. As this particle is usually not completely wettable, it will be partially submerged in the water, and will therefore be a boundary between the three phases: solid particle – liquid water – air and water vapour. As the surface of the solid particle (ionic crystal) in the place of the boundary between the phases is greatly polarised (and negatively at that), it introduces disorder in the double electric layer of the drop, and the water molecule dipoles are reorientated so that the cation (proton, or more correctly H of the OH ion) can come out in the surface and be bound with the anions of the substrate. Thus, a

* The high threshold temperature, of PbI_2 is due to the iodine anions along the crystal's surface.

dipole orientation interaction between the polarised molecules of the substrate and those of the water occurs.

As is well known, the dipole molecules of a liquid tend to take up a position in the field of other dipole molecules so that their energy should be minimum. This determines the attraction of the polar molecules. The greatest is the energy of the dipole orientation interaction in the liquids with molecules of small size and large dipole moments. Such a liquid is water with its greatly polarised molecules. When such molecules enter a surface with strongly polarisable molecules, such as AgI or PbI_2, they interact with them, i. e. dipole orientational interaction is formed. According to *Keesom*'s classical investigations, the average energy of the orientation interaction of dipole molecules with μ_1 and μ_2 moments, at a distance r in between is:

$$W = 2\mu_1^2 \mu_2^2 / 3KTr^6 \qquad (2)$$

What is important here is, that the energy of interaction rapidly decreased with the increase of temperature, since in our example the thermal movement of the water molecules disturbs their array on the dipoles of the substrate. Because of this interrelation, the water molecules are at a sufficiently low temperature (to decrease the energy of the thermal movement of the water molecules) orderly bound with the ions of the substrate lettice forming the first "crystal layer" on the substrate. Further on this layer is bound with other water molecules but now with hydrogen bonds [3]. Thus the ice-germ will form on the top of this "primary ice layer" of the substrate.

Nothing positive can be said as yet about the structure and the phase condition of this "primary layer" (or layers). It may only be presumed that its structure is close to the surface structure of the substrate and that it has rather more peculiar properties than those of the pure water or ice phase.

Other factors intensifying the crystallisation effect of these compounds consist in their being insoluble in water and possessing superficial crystalline structure close to that of ice (although amongst them are also substances of cubic symmetry) the lattice constant a of which does not much differ from the lattice constant a of ice.

As the "threshold temperatures" show, the crystallisation effect is the greatest in those ones of the enumerated compounds which posses anions of strong polarisation on such as S, Se, T, and I. For this reason there are practically no strongly active compounds with anions of F, Cl, Br and even O. O^{2-} anions are located along the surface of the drop subject to interaction and it should be in contact with anions which are greatly polarised by 0 in order to disrupt the structure of the superficial double layer of the drop. The dipole-orientation interrelation between the superficial dipoles of the substrate and the dipole water molecules is increased as is known with a drop of temperature under the freezing point (0 °C) and the water molecules at the "threshold temperature" are arranged on the substrate with the superficial structure of ice. The strongest argument in favour of the examined mechanism is the effect (discovered by *Bakhanova* and *Kiselev* [4] with infrared spectroscopy) that water adsorbed on AgI takes the structure of ice already at room temperature and preserves it during the further decrease of temperature. This is also in agreement with the results of *Birstein* [5] who has examined the adsorption isotherms of water on AgI by the weight method and by calculating the adsorption water heat on AgI, concluding that the water layers have orientated structure. This arrangement of

the water molecules along the surface of the AgI substrate in both cases shows that there is a dipole orientation interaction.

Other facts which not only support the results and concepts of *Weyl* [3] but are also in agreement with the expounded crystallisation mechanism are the following: *Tovbin* and *Buderaskaya* [6] found experimentally that substances possessing considerable crystallisation effect on supercooled water aerosols (water emulsion in vasline oil) also specifically decrease the stability of the water emulsions which is an unexpected effect. This can only be explained with dipole orientation interrelation between the dipole water molecules along the surfaces of the emulsion drops and the strongly negative polarised surface of the solid particles of the reagent which are unwettable. In contact of a drop with a particle, the double electric layer of the drop [6] is destroyed and the drops begin to merge in between. The stability of the emulsion is impaired. These substances arranged by the authors [6] on the wall of the emulsion according to their destabilising effect are AgI, PbI_2, HgI, CuS, i. e. the strongest crystallisation reagents of inorganic compounds. The authors have also established that when the surface of the AgI particles is made strongly hydrophilic which can be achieved by traces of gelatine in highly dispersive suspensions of AgI, the crystallisation effect of AgI is greatly reduced. This is similar to the reduction of temperature freezing of water drops by AgI particles, discovered by *Genadiev* [7]. It is very likely that the created hydrophilic surface of the particles adsorbs water molecules, blocking negatively its polarized surface and this does not permit the manifestation of dipole- orientation interaction. For this reason a lower temperature of freezing of the drop is required.

Accepting this mechanism of freezing effect of particles of these compounds on cloud water drops, the formation of an ice-germ on a particle will occur in two stages:

1. binding of the water dipoles with the particle surface by dipole-orientation interaction and the formation of the first "solid" water layer (or the first few layers), and

2. the deposition of the water molecules on this layer and their bandage to it by hydrogen links, similar to the formation of ice nucleus on the walls of an ice crystal. In this way, two types of forces will participate for the formation of the germ in the two stages.

I dedicate this paper to my friend and colleague, the well know Hungarian meteorologist, Prof. Dr. F. DÉSI *on the occasion of his 60th anniversary.*

REFERENCES

[1] *Krastanov, L.—Levkov, L.:* Journal de recherches atmosphèriques, vol V, No 3 p 121, 1971.

[2] *Плауде, Н. О.:* Исследования ледообразующих свойств аэрозолей йодистого серебра и йодистого свинца. Труды ЦАО, вып. 80, 1967.

[3] *Weyl, W. A.:* Journal Colloid Sci. vol 6 (5), p. 389. 1951.

[4] *Баханова, Р. А.—Киселев, В. И.:* Труды Укр. НИГМИ, вып. 3, стр. 108, 1971.

[5] *Birstein, S. I.:* J. Meteorol vol 12 p. 324, 1955.

[6] *Товбин, М. В.:* Будераская, Т. Т.: Труды VIII всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям, Л. 1970, стр. 237.

[7] *Guènadiev, N.:* Journal de recherches atmosphèriques, vol. IV, No 3, p. 81, 1970.

О характере изменений метеорологических элементов в стратосфере

К. Т. ЛОГВИНОВ, *Украинский Научно-Исследовательский Гидрометеорологический Институт, Киев*

A meteorológiai elemek változásának jellege a sztratoszférában. A légkör magasabb (60—80 km-ig terjedő, rétegeinek rendszeres kutatása a Nemzetközi Geofizikai Év (1957—58) alatt kezdődött meg. Az azóta eltelt 15 év alatt a rakéta szondázó hálózatok tetemes mennyiségű megfigyelési adatot szolgáltattak. Ezek alapján lehetővé vált, hogy a meteorológiai elemek térbeli és időbeli eloszlását elég jó közelítéssel meg lehessen határozni. Kiderült, hogy a nyugodtnak feltételezett sztratoszférában a meteorológiai elemek éles napi és évszakos változékonyságot mutatnak. A szerző hipotézist állít fel a téli félévben tapasztalható hirtelen sztratoszférikus felmelegedések okára. A kétéves és a hathónapos ingadozások jellemzése után a hőmérséklet és a szélösszetevők napi menetének analízise található a dolgozatban.

*

Characteristics of the Variation of Meteorological Elements in the Stratosphere. The systematical study of the upper layers (up to the height of 60—80 km) of the atmosphere has been started in the course of the International Geophisical Year (1957—58). Since that time, the rocket-sounding network has yielded a significant amount of observational data. On this basis, there is a possibility to determine the spatial and temporal distributions of meteorological elements with a rather good approximation. It has been found, that in the stratosphere, which was supposed to be a region of tranquillity, the meteorological elements are exhibiting sharply defined diurnal and seasonal variations. In this paper a hypothesis is presented for the explanation of the sudden stratospheric warmings occuring in the winter season. After the description of the two year and the half-year oscillations, an analysis of the diurnal variations in temperature and wind field is given, together with an attempt of explaining the phenomens observed.

*

В последние годы все более интенсивно проводится изучение физических процессов, происходящих в верхних слоях атмосферы и околоземном пространстве. Исследованием этих вопросов занимаются ученые различных специальностей. Одним из направлений этих исследований являются метеорлогические исследования, объем которых непрерывно возрастает, что позволило выделить их в самостоятельный раздел — космическую метеорологию.

Важное значение в развитии исследований верхних слоев атмосферы имел Международный геофизический год (1957—1958 гг.), проведенный при сотрудничестве 67 стран. Именно в период МГГ была значительно развита сеть радиоветрового зондирования атмосферы, начато создание станций ракетного зондирования на основе согласованной международной программы. В период МГГ был проведен в СССР запуск первого в мире искусственного спутника Земли.

Развитие станций ракетного зондирования атмосферы позволило изучить распределение метеорологических элементов и закономерности процессов, происходящих в нижнем 60—80 км слое атмосферы. Большое внимание при этом уделялось изучению стратосферы.

Исследования стратосферы, представляя большой практический интерес для нужд авиации и космической техники, имеют самостоятельное научное значение для выяснения процессов теплообмена, условий формирования полей метеорологических элементов и закономерностей циркуляции воздуха, так как в стратосфере, за исключением нижних ее слоев, можно проследить эти процессы в «чистом» виде, без искажающего влияния земной поверхности.

За прошедшие, после проведения МГГ, 15 лет накоплены ценные материалы измерений на сети станций ракетного зондирования, результатам анализа которых посвящены сотни работ, изданных в различных странах мира, в том числе и в СССР, где издано ряд обобщающих работ, как например [1, 2, 4, 7, 8].

Несмотря на сравнительно редкую сеть станций ракетного зондирования, в настоящее время достаточно хорошо изучено распределение полей метеорологических элементов в стратосфере и их пространственно-временная изменчивость

над северным полушарием. Выяснено, что температурный режим стратосферы формируется преимущественно под влиянием процессов поглощения солнечной радиации различными слоями атмосферы и собственного их теплового излучения, причем, основная роль в поглощении солнечной радиации принадлежит озону, водяному пару и углекислому газу. Построен ряд моделей и дана количественная оценка вклада в нагревание стратосферы каждой из этих составляющих.

В результате исследований установлено, что существовавшие ранее представления о том, что стратосфера является весьма спокойной средой и характеризуется плавным изменением метеорологических элементов от сезона к сезону далеки от действительности. В стратосфере также, как и в тропосфере, происходят резкие внутрисезонные изменения температуры и составляющих скоростей ветра.

Наибольший интерес представляют зимние стратосферные потепления, причины которых, несмотря на ряд гипотез, до сего времени не установлены. Ежегодно в зимние месяцы в условиях полярной ночи, при отсутствии радиационного прогрева, происходит резкое повышение температуры в слоях верхней и средней стратосферы, достигающее 50—70°, которое охватывает полярный и прилегающие к нему районы. Одновременно отмечаются резкие нарушения (ослабление) зональных и меридиональных течений почти над всем полушарием.

Стратосферные потепления происходят по нескольку раз в год в период с ноября по март, однако наибольшей интенсивности они достигают в январе—феврале. Ученые по разному объясняют происхождение стратосферных потеплений. В качестве причин выдвигаются гипотезы о их связи с солнечной активностью, переносом озона, влиянием процессов происходящих в тропосфере, характером междуширотного обмена и др. По нашему мнению, стратосферные потепления возникают вследствие опускания и адиабатического нагревания $_{в}$оздуха, происходящего под влиянием крупномасштабных процессов обмена $_{в}$оздуха между полушариями.

Большое внимание в исследованиях стратосферы уделяется изучению циклических процессов и закономерностей в смене циркуляции. Первоначально явление квазидвухлетней цикличности в смене циркуляции было обнаружено в экваториальной стратосфере, где в слое 20—40 км отчетливо выражено чередование западных и восточных воздушных потоков, продолжительность которых составляет около года, а средняя продолжительность всего цикла около 26 месяцев.

В последующем было показано, что квазидвухлетняя цикличность прослеживается также в смене преобладающей меридиональной циркуляции и характере изменений температуры в этом слое стратосферы экваториального района. Описание особенностей квазидвухлетней цикличности и возможного влияния ее на характер циркуляции внетропических широт изложено, в частности, в работах [3, 8]. В верхней стратосфере и нижней мезосфере экваториального района выявлен шестимесячный цикл в смене преобладающей циркуляции, при котором в зимний и летний сезоны преобладают восточные потоки, а в переходные сезоны — западные.

Проведенный нами анализ изменений средних месячных значений температуры и составляющих ветра в стратосфере внетропических широт по данным измерений станций Уайт-Сэндс, Пойт-Мугу и Форт Грили за период 1961—1968 гг. показывает, что в стратосфере этих районов основные колебания температуры и составляющих ветра происходят с периодом около года, что в общем согласуется с особенностями поглощения солнечной радиации в стратосфере. Вместе с тем, в изменении этих параметров обнаружены колебания с полугодовым и двухлетним периодом, наиболее ярко выраженные в изменениях зональной и меридиональной составляющих ветра.

В результате обработки средних месячных значений температуры и ветра по методу *Бюй-Балло* установлено, что наибольшие положительные отклонения зональной составляющей ветра с полугодовым периодом приходятся на весенние и осенние месяцы, а наибольшие отрицательные — на зимние и летние. Колебания меридиональной составляющей ветра с полугодовым периодом на половину периода смещены относительно зональной. Максимальные отклонения меридиональной составляющей совпадают с минимальными отклонениями зональной и наоборот.

Величина амплитуды колебаний составляющих ветра с полугодовым периодом увеличивается с высотой и достигает в верхней стратосфере субтропического

района 30—35 м/сек для зональной составляющей и 8—10 м/сек для меридиональной; соответственно в субполярном районе она составляет 15—20 м/сек для зональной и 10—15 м/сек для меридиональной. Таким образом, можно предположить, что изменения составляющих ветра с полугодовым периодом представляют собой сезонные колебания меридиональных движений в стратосфере, максимумы которых приходятся на дни солнцестояния, а минимумы на дни равноденствия.

Усиление меридиональности движений связано с поворотом ветра и ослаблением зонального потока, а ее ослабление сопровождается усилением зональных движений. Вместе с тем, из сравнения амплитуд колебаний зональной и меридиональной составляющих ветра следует, что в субтропическом районе, где величина амплитуды полугодовых колебаний зональной составляющей ветра в несколько раз превышает величину колебаний меридиональной, наряду с сезонными изменениями меридиональной составляющей ветра, отмечаются также сезонные колебания вектора скорости ветра.

Колебания с 2-летним периодом прослеживаются в особенностях циркуляции и нарушениях температурного режима стратосферы (особенно зимой) в смежных годах. В частности, в средней стратосфере субтропического района и во всей стратосфере субполярного района зимы с нечетного на четный год характеризуются повышенными значениями зональной составляющей ветра и уменьшенными значениями меридиональной в сравнении с соседними зимами.

Из приведенных выше сведений, которые подробно рассмотрены в [5], следует, что в стратосфере внетропических широт отмечаются резкие изменения метеорологических параметров, в которых, наряду с годовым периодом, прослеживаются циклические изменения с полугодовым и 2-летним периодами.

Наряду с указанными закономерностями в изменении средних месячных значений температуры и ветра, в стратосфере хорошо выражены суточные колебания этих параметров. Проведенные в последние годы на ряде станций серии учащенных ракетных измерений с 2—3 часовыми интервалами позволяют проследить суточные вариации температуры и ветра в различных районах полушария и для различных сезонов года.

Анализ материалов учащенных ракетных подъемов показывает, что суточные изменения температуры и ветра, которые весьма слабо выражены в нижней стратосфере, становятся значительными в верхней стратосфере (выше 40 км) и в нижней мезосфере. Наиболее четко суточные колебания этих параметров выражены в слоях, прилегающих к стратопаузе. Характер суточных изменений температуры в различные сезоны примерно одинаков. С восходом солнца температура воздуха во всех слоях стратосферы повышается и достигает максимальных значений во вторую половину дня, перед заходом солнца, сохраняясь значительной и в первую половину ночи. Величина разности температур при заходе и восходе солнца зависит от времени года, положения станции и высоты рассматриваемых слоев.

Суточный ход составляющих ветра также наиболее выражен в слоях, прилегающих к стратопаузе, однако характер их изменений зависит от особенностей распределения ветра в данном сезоне и широтного расположения станции.

Наиболее четко суточный ход элементов виден по рис. 1—3, на которых представлен временной разрез температуры и составляющих ветра по станции Уайт-Сэндс ($\varphi = 32°23'$ с. ш. $\lambda = 106°29'$ з. д.) по результатам учащенных измерений, проведенных 1—2 июля 1965 г. На рисунках пунктирной линией указывается положение стратопаузы, а сплошными вертикальными линиями — время восхода и захода солнца. По оси абсцисс указано время (гринвическое) проведения ракетных запусков.

В течение суток температура воздуха в стратосфере претерпевает значительные изменения, величина которых возрастает с высотой и достигает максимальных значений на уровне стратопаузы *(рис. 1)*. Максимальные значения температуры отмечаются перед заходом солнца, а минимальные — при восходе. В средней стратосфере различия между ними невелики, не превышают 3—5°. А на уровне стратопаузы они достигают 15—20°. Соответственно значительные колебания по высоте претерпевает в течение суток и уровень стратопаузы, его положение изменяется от 46 км при восходе солнца до 55 км — при заходе.

Существенные изменения в течение суток отмечаются также в распределении составляющих ветра. Зональная составляющая вектора ветра *(рис. 2)* претерпевает наибольшие изменения в слоях верхней стратосферы и нижней мезосферы (40—60 км), где величина скорости меняется от 70 м/сек в дневное время

до 35—40 м/сек ночью, причем наибольшие значения скорости приходятся на утренние часы (6—9 часов).

Изменения меридиональной составляющей ветра в течение суток носят более сложный характер *(рис. 3)*. Однако, в общем, утром и в первую половину дня в верхней стратосфере преобладают ветры северной составляющей, максимальная скорость которых достигает 10—15 м/сек. Во вторую половину дня и

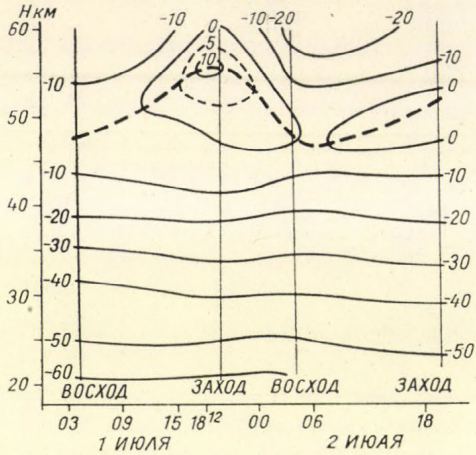


Рис. 1. Суточный ход температуры воздуха (град. С). Ст. Уайт-Сэндс, 1—2. VII. 1965 г., штриховая линия: положение стратопаузы

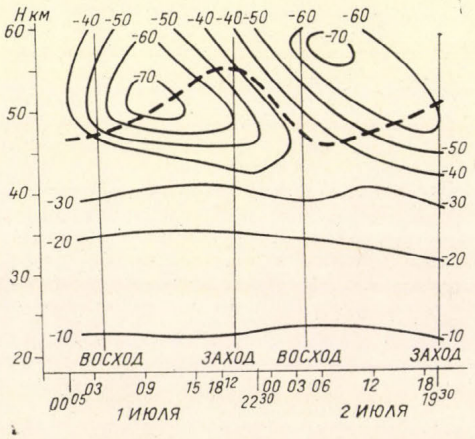


Рис. 2. Суточный ход зональной составляющей ветра. Ст. Уайт-Сэндс, 1—2. VII. 1965 г., штриховая линия: положение стратопаузы, сплошная линия: скорость восточной составляющей ветра (м/сек)

ночью они сменяются южными течениями, скорость которых составляет 5—10 м/сек. Наибольшие значения меридиональной составляющей ветра совпадает с восходом и заходом солнца [6].

Одновременно был выполнен анализ данных учащенной серии ракетного зондирования, проведенной 24—25 октября 1968 г. на станциях Туле (φ= 76°33' с. ш., λ=68°44' з. д.), мыс Кеннеди (φ — 28°27' с. ш., λ — 80°32' з. д.) и о. Вознесения (φ — 07°59' ю. ш., λ — 14°25' з. д.), рисунки для которых не приводятся.

По данным этой серии зондирования характер суточных изменений температуры на станции Туле аналогичен приведенному выше, максимум ее отмечается перед заходом, а минимум при восходе солнца, причем различия между ними составляют 15—20°.

Суточный ход зональной составляющей ветра в этом районе противоположен, рассмотренному выше, на станции Уайт-Сэндс. Наибольшие значения зонального ветра отмечаются перед заходом солнца и в первую половину ночи, а наименьшие — в утренние часы и в первую половину дня. Различия в величинах скорости зонального ветра в течение суток достигают здесь 10—15 м/сек.

Наибольшие значения меридиональной составляющей ветра, по данным станции Туле, отмечаются в верхней стратосфере во вторую половину ночи и в первую половину дня, а наименьшие — вечером при заходе солнца и в первую половину ночи, причем различия между ними в слое 40—50 км достигают 10—15 м/сек, ниже и выше этого слоя различия в скоростях уменьшаются.

По данным станции мыс Кеннеди, характеризующим тропический район, суточный ход температуры в осенний сезон не отличается от рассмотренного выше для других районов, а суточные колебания температуры достигают в верх-

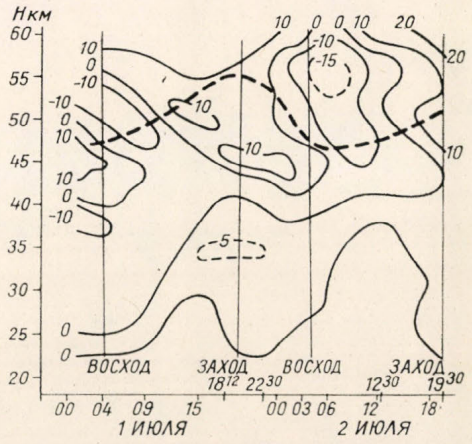


Рис. 3. Суточный ход меридиональной составляющей ветра. Ст. Уайт-Сэндс, 1—2. VII. 1965 г., штриховая линия: положение стратопаузы; положительное значение: скорость южной составляющей ветра (м/сек); отрицательное значение: скорость северной составляющей ветра (м/сек).

ней стратосфере 8—10°. Зональная составляющая ветра также претерпевает значительные колебания в течение суток. Максимальные ее значения в нижней мезосфере отмечаются в период захода солнца, а в верхней стратосфере — ночью, т. е. имеются два очага усиления зонального ветра. Величины зональной составляющей ветра в слоях, прилегающих к стратопаузе, ночью на 15—20 м/сек больше, чем днем.

Суточный ход меридиональной составляющей ветра противоположен суточному ходу зональной составляющей. Наибольшие значения меридионального ветра отмечаеются в зоне стратопаузы днем, а наименьшие — ночью. Причем, в дневное время также отмечаются два очага усиления меридиональных движений, расположенные соответственно в нижней мезосфере и верхней стратосфере. В ночное время в нижней мезосфере происходит смена преобладающего южного потока и образуется очаг ветра северной составляющей со скоростями до 5 м/сек. Колебания меридиональной составляющей ветра в зоне стратопаузы весьма значительны и достигают в течение суток 25—30 м/сек.

По учащенным данным станции о. Вознесения, характеризующим экваториальный район, суточный ход температуры здесь аналогичен рассмотренному выше для других районов, с тем лишь отличием, что он прослеживается только в слоях, прилегающих к стратопаузе, причем суточные колебания температуры здесь не превышают 3—5°. Изменения зональной и меридиональной составляющих ветра также прослеживаются преимущественно в верхней стратосфере, причем наибольшие значения зонального ветра отмечаются во время захода солнца и ночью, а наименьшие — днем, разность между ними не превышает 10 м/сек.

Меридиональная составляющая ветра претерпевает в течение суток большие изменения. Днем отмечаются два очага северного ветра, расположенные в верхней стратосфере и нижней мезосфере, скорости в которых достигают 10—15 м/сек. Ночью в слоях, прилегающих к стратопаузе, преобладают южные ветры, скорость которых составляет 5—10 м/сек.

По материалам измерений каждой учащенной серии зондирования были рассчитаны величины средних квадратических отклонений температуры и составляющих ветра по высотам, которые приведены в табл. I. Из данной этой таблицы видно, что в общем с увеличением высоты значения амплитуды суточных колебаний этих элементов в стратосфере возрастают, хотя увеличение про-

ТАБЛИЦА 1.

Величина средних квадратических отклонений температуры и составляющих ветра

H км	Туле			Уайт-Сэндс			М. Кеннеди			О. Вознесения		
	24—25. X. 1968 г.			1—2. VII. 1965 г.			24—25. X. 1968 г.			24—25. X. 1968 г.		
	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}
30	2,67	2,40	1,92	2,43	1,08	2,76	1,45	0,73	3,86	1,77	1,58	3,17
32	2,03	3,10	1,92	2,40	1,32	3,52	1,86	2,13	4,79	1,40	1,34	2,09
34	2,08	3,47	2,27	2,53	1,66	4,80	2,07	2,07	5,52	1,72	0,71	2,69
36	2,43	3,85	2,42	1,80	1,68	4,82	2,05	1,82	5,77	2,07	0,89	2,49
38	4,05	4,00	3,32	1,58	1,12	4,66	2,72	1,42	7,58	1,92	3,52	1,67
40	3,69	4,38	3,28	1,22	1,96	3,84	3,11	2,49	6,84	2,22	5,03	2,17
42	3,75	4,53	3,41	1,88	2,38	3,23	3,18	2,22	6,84	1,77	3,62	4,35
44	4,91	4,57	4,06	1,17	4,42	6,59	3,69	3,29	6,25	1,94	2,90	4,17
46	5,70	4,92	4,59	2,00	6,34	7,66	3,96	5,41	5,66	2,65	3,16	5,30
48	6,54	5,23	3,83	2,12	9,27	8,58	4,63	7,06	6,14	3,06	4,80	5,12
50	6,61	6,25	3,09	3,34	10,72	9,25	5,07	6,59	6,25	3,10	4,60	4,78
52	5,47	6,60	2,85	6,04	10,59	8,67	4,94	6,42	8,58	2,51	3,37	6,57
54	5,65	6,25	3,76	8,41	10,46	8,79	4,82	9,50	8,72	2,25	4,00	7,35
56	4,34	5,96	5,30	9,75	10,12	9,72	4,36	10,00	7,54	2,40	3,70	6,72
58	4,22	6,25	—	8,41	10,34	9,38	3,85	9,10	8,32	2,65	4,45	6,54
60	4,11	6,53	—	7,54	9,15	7,34	3,54	7,03	7,75	2,76	5,26	6,71

исходит не очень плавно. Величины суточных колебаний температуры и ветра в стратосфере весьма значительны, а в субтропическом районе летом величина средних квадратических отклонений температуры в течение суток в верхней стратосфере превышает их годовые значения, приведенные в [6]. Вместе с тем, определенных закономерностей в положении областей увеличения и уменьшения величины суточной амплитуды метеорологических элементов по высотам для рассмотренных серий зондирования не обнаружено.

Суточные колебания давления воздуха в стратосфере во всех рассмотренных случаях соответствуют суточному ходу темепратуры: наибольшие значения давления в стратосфере отмечаются перед заходом солнца, а наименьшие — в утренние часы.

Из приведенного анализа суточного хода метеорологических элементов по данным учащенных серий зондирования, три из которых приходятся на осенний сезон, можно сделать вывод о том, что в стратосфере преобладают колебания метеорологических элементов с периодом в 24 часа, которые вызываются различием в поступлении солнечной радиации в течение суток. Суточный ход температуры воздуха в стратосфере физически понятен. Что касается суточного хода меридиональной составляющей ветра, то он может быть объяснен исходя из следующих соображений. Так как суточная волна тепла (а следовательно и давления) перемещается с востока на запад и достигает максимального развития во второй половине дня к моменту захода солнца, ее приближение должно вызывать в стратосфере усиление южных течений во вторую половину дня и в начале ночи. Прохождение в утренние часы области холода, совпадающей с областью низкого давления должно сопровождаться ослаблением южных течений и образованием северных потоков в утренние часы и в первую половину дня. В общем суточный ход меридиональной составляющей ветра для рассмотренных случаев соответствуют приведенной схеме.

Для объяснения суточного хода зональной составляющей ветра необходимо учитывать положение областей тепла и холода в стратосфере в различные сезоны года. В зимний и осенний сезоны, когда сезонная область холода находится в полярном районе, суточный ход зональной составляющей ветра будет соответствовать суточному ходу температуры, максимум которой будет вызывать увеличение разности температур между станцией и полярным районом во вторую половину дня и уменьшение этой разности в утренние часы.

В летний и весенний сезоны при преобладании в стратосфере восточного потока область тепла находится в полярном районе. Поэтому прохождение суточного максимума температуры в вечерние часы на станции будет уменьшать разность температур с порлярным районом и будет вызывать ослабление зональных (восточных) течений, в утренние часы эта разность возрастает, что будет сопровождаться усилением зональной составляющей ветра.

Из изложенного следует, что особенности суточного хода метеорологических элементов в стратосфере необходимо учитывать при метеорологическом

обслуживании полетов самолетов, а также при установлении сроков ракетного зондирования и анализе материалов, относящихся к различным срокам. Учет различий в сроках зондирования особенно необходим при изучении закономерностей меридиональных движений в стратосфере, направление которых в зависимости от сроков проведения ракетного зондирования может меняться на противоположное.

ЛИТЕРАТУРА

[1] *Дубенцов, В. Р.:* Воздушные течения и распределение температуры в стратосфере и мезосфере. Гидрометеоиздат. М., 1965.
[2] *Кац, А. Л.:* Циркуляция в стратосфере и мезосфере. Гидрометеоиздат. Л., 1968.
[3] *Кац, А. Л.:* Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане. Гидрометеоиздат. Л., 1971.
[4] *Логвинов, К. Т.:* Метеорологические параметры стратосферы. Гидрометеоиздат. Л., 1970.
[5] *Логвинов, К. Т.—Барабаш, М. Б.—Сергеева, Л. В.:* О периодических изменениях температуры и ветра в стратосфере. Труды УкрНИГМИ, вып. 101., 1970.
[6] *Логвинов, К. Т.:* Суточный ход метеорологических элементов в стратосфере. Труды Укр НИГМИ, вып. 117. 1972.
[7] *Погосян, Х. П.:* Общая циркуляция атмосферы. Гидрометеоиздат. Л., 1972.
[8] *Уэбб, В.:* Структура стратосферы и мезосферы. Цздательство «Мир», М., 1969.

Ein Satz zur Theorie horizontaler Potentialströmungsfelder in der Atmosphäre

M. OLBERG, Sektion Physik der Humboldt-Universität, Berlin

Egy mondat a légköri horizontális potenciál-áramlásmező elméletéhez. A horizontális potenciáláramlás mezeje áramvonalakkal és ekvipotenciális vonalakkal, valamint izotahákkal szemléltethető. A két derékszögű görbesereg görbülete között a következő összefüggés áll fenn: az izogonok és izotahák görbületéből számított négyzetösszeg egyenlő az ekvipotenciális és áramvonalak görbületéből kapott négyzetösszeggel, ha ezt az utóbbi értéket csökkentjük ill. megnöveljük az ekvipotenciális ill. áramvonalak egységnyi hosszán bekövetkező hajlásszögváltozással.

*

К теории поля горизонтальных потенциальных движений в атмосфере. Поле горизонтальных потенциальных движений может быть представлено линиями тока, эквипотенциальными линиями, а также изотахами и изогонами. Для кривизны обеих систем ортогональных кривых действительно, что квадрат суммы кривизны изогон и изотах равен квадрату суммы кривизны эквипотенциальных линий и линий тока, уменьшенному или увеличенному, соответственно, на величину изменения угла наклона, образуемого обеими системами кривых между собой для единицы эквипотенциальных линий и линий тока соответственно.

*

Durch die Einführung differentialgeometrischer Parameter ist die Kinematik hydrodynamischer Felder in den letzten Jahren insbesondere von *H. Ertel* [2-9] weiterentwickelt worden. An die speziell für ebene Strömungsfelder gefundenen Ergebnisse anknüpfend (siehe dazu auch *M. Olberg* [11]) soll in der vorliegenden Arbeit die Untersuchung der Beziehungen zwischen dem Stromlinien-Äquipotentiallinien-System und dem Isogonen-Isotachen-System zweidimensionaler Potentialströmungen inkompressibler Flüssigkeiten fortgesetzt werden.

Es läßt sich folgender Satz beweisen: Die Quadratsumme aus der Isogonen- und Isotachenkrümmung ist gleich der Quadratsumme aus den Krümmungen der Äquipotential- und Stromlinien vermindert bzw. vermehrt um die Änderung des Neigungswinkels der beiden Kurvensysteme gegeneinander längs der Einheit der Äquipotential- bzw. Stromlinie.

Eine wirbelfreie, inkompressible Flüssigkeitsströmung wird durch die Bedingung

$$\operatorname{rot} \boldsymbol{v} = 0 \qquad \text{und} \qquad \operatorname{div} \boldsymbol{v} = 0$$

gekennzeichnet, die im Zweidimensionalen für den Geschwindigkeitsvektor $\boldsymbol{v}$ den Ansatz

$$\boldsymbol{v} = \operatorname{grad} \varphi = -\boldsymbol{k} \times \operatorname{grad} \psi \tag{1}$$

zulassen, wobei $\boldsymbol{k}$ der Einheitsvektor senkrecht zur Strömungsebene, φ das Geschwindigkeitspotential und ψ die Stromfunktion ist (siehe z. B. *F. Dési* und *F. Rákóczi* [1], *L. D. Landau* und *E. M. Lifschitz* [10].)

Ausgangsgleichung für die Beschreibung des aus den Äquipotentiallinien $\varphi = \text{const}$ und den Stromlinien $\psi = \text{const}$ bestehenden orthogonalen Kurvennetzes ist die Gleichung

$$\operatorname{grad} \ln v = \boldsymbol{k} \times \operatorname{grad} \Theta = \varkappa_\varphi \boldsymbol{s} + \varkappa_\psi \boldsymbol{n} \tag{2}$$

(siehe *M. Olberg* [11]). $\varkappa_\varphi$ und $\varkappa_\psi$ sind die Krümmungen der Äquipotentiallinien und Stromlinien, v der Betrag des Geschwindigkeitsvektors $\boldsymbol{v}$ und Θ der Winkel, den der Geschwindigkeitsvektor mit einer festen, in der Strömungsebene liegenden Richtung bildet. $\boldsymbol{s}$ und $\boldsymbol{n}$ sind die Tangenteneinheitsvektoren der Stromlinien und der Äquipotentiallinien. Die Orientierung sei dabei so gewählt, daß $\boldsymbol{v} = v\ \boldsymbol{s}$ und $\boldsymbol{n} = \boldsymbol{k} \times \boldsymbol{s}$ ist.

Für die Isogonen $\Theta = \text{const}$ und Isotachen $v = \text{const}$ lautet die der Gleichung (2) entsprechende Gleichung

$$\operatorname{grad} \ln g = \boldsymbol{k} \times \operatorname{grad} \Theta' = \varkappa_v \boldsymbol{s}' + \varkappa_\Theta \boldsymbol{n}' . \tag{3}$$

Hierbei ist $g = |\operatorname{grad} \ln v|$ der Modul des logarithmischen Isotachengradienten, Θ' der Neigungswinkel von grad ln v gegen die bereits erwähnte feste Richtung, $\varkappa_v$ und $\varkappa_\Theta$ die Isotachenkrümmung und Isogonenkrümmung und $\boldsymbol{s}'$ der Einheitsvektor in Richtung des logarithmischen Isotachengradienten, so daß gilt $\operatorname{grad} \ln v \triangleq g\boldsymbol{s}'$ und $\boldsymbol{n}' = \boldsymbol{k} \times \boldsymbol{s}'$.

Führen wir anstelle von Θ' den Neigungswinkel ε des Isotachengradienten gegen den Geschwindigkeitsvektor $\boldsymbol{v}$ ein, dann wird $\Theta' = \Theta + \varepsilon$, und wir können die Gleichungen (2) und (3) zusammenfassend in der Form

$$\operatorname{grad} \ln g = \operatorname{grad} \ln v + \boldsymbol{k} \times \operatorname{grad} \varepsilon ,$$

das heißt

$$\operatorname{grad} \ln (g/v) = \boldsymbol{k} \times \operatorname{grad} \varepsilon \tag{4}$$

schreiben. Diese Relation läßt erkennen, daß die Beziehungen zwischen den beiden orthogonalen Kurvensystemen (Isogonen – Isotachen und Äquipotentiallinien – Stromlinien) durch den Gradienten des Neigungswinkels ε der beiden Kurvensysteme gegeneinander geprägt werden.

Den Gleichungen (2) und (3) können wir andererseits auch die Gestalt

$$\operatorname{grad} \ln v = \left(\varkappa_v + \frac{\partial \varepsilon}{\partial n'} \right) \boldsymbol{s}' + \left(\varkappa_\Theta - \frac{\partial \varepsilon}{\partial s'} \right) \boldsymbol{n}' \tag{5}$$

und

$$\operatorname{grad} \ln g = \left(\varkappa_\varphi - \frac{\partial \varepsilon}{\partial n} \right) \boldsymbol{s} + \left(\varkappa_\psi + \frac{\partial \varepsilon}{\partial s} \right) \boldsymbol{n} \tag{6}$$

geben. Dabei bedeutet $\partial/\partial s$ den Richtungsdifferentialquotienten in Strömungsrichtung und $\partial/\partial n$ die Richtungsdifferentiation in der zur Strömungsrichtung im Sinne einer Rechtsdrehung orthogonalen Richtung. $\partial/\partial s'$ bezeichnet analog die Differentiation in Richtung des Isotachengradienten und $\partial/\partial n'$ die Differentiation in Richtung des Isogonengradienten grad Θ.

Die Richtungsableitungen von ln v sowie ln g in Richtung der Stromlinien, Äquipotentiallinien, Isogonen und Isotachen erhalten wir aus den Vektorgleichungen (2), (3), (5) und (6) zu

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial \ln v}{\partial s} &= -\frac{\partial \Theta}{\partial n} = \varkappa_\psi , \\ \frac{\partial \ln v}{\partial n} &= \frac{\partial \Theta}{\partial s} = \varkappa_\psi \end{aligned}\right\} \tag{7}$$

(siehe dazu *H. Ertel* [7]) und

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial \ln v}{\partial s'} &= -\frac{\partial \Theta}{\partial n'} = \varkappa_v + \frac{\partial \varepsilon}{\partial n'} = g, \\ \frac{\partial \ln v}{\partial n'} &= \frac{\partial \Theta}{\partial s'} = \varkappa_\Theta - \frac{\partial \varepsilon}{\partial s'} = 0 \end{aligned}\right\} \tag{8}$$

sowie

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial \ln g}{\partial s'} &= -\frac{\partial \Theta'}{\partial n'} = \varkappa_{\mathrm{v}}, \\ \frac{\partial \ln g}{\partial n'} &= \frac{\partial \Theta'}{\partial s'} = \varkappa_\Theta \end{aligned}\right\} \tag{9}$$

und

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial \ln g}{\partial s} &= -\frac{\partial \Theta'}{\partial n} = \varkappa_\varphi - \frac{\partial \varepsilon}{\partial n}, \\ \frac{\partial \ln g}{\partial n} &= \frac{\partial \Theta'}{\partial s} = \varkappa_\varphi + \frac{\partial \varepsilon}{\partial s}. \end{aligned}\right\} \tag{10}$$

Die Krümmungen der Äquipotentiallinien, Stromlinien, Isogonen und Isotachen ebener Potentialströmungsfelder inkompressibler Flüssigkeiten können also durch Richtungsderivierte des Moduls v des Geschwindigkeitsvektors, des Moduls g des logarithmischen Isotachengradienten und des Neigungswinkels ε dargestellt werden.

Zum Beweis des anfangs ausgesprochenen Satzes beachten wir, daß aus den Gleichungen (2) und (3) durch Divergenzbildung

$$\Delta \ln v = 0 \qquad \text{und} \qquad \Delta \ln g = 0 \tag{11}$$

folgt, wobei $\Delta = \operatorname{div} \operatorname{grad} = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$ den zweidimensionalen *Laplace*-Operator bedeutet. Wegen

$$\Delta \ln v = \frac{\Delta v}{v} - |\operatorname{grad} \ln v|^2 = 0 \tag{12}$$

und

$$\Delta \ln g = \frac{\Delta g}{g} - |\operatorname{grad} \ln g|^2 = 0 \tag{13}$$

erhalten wir aus (2) und (5) die Gleichung

$$\boxed{\frac{\Delta v}{v} = |\operatorname{grad} \ln v|^2 = \varkappa_\varphi^2 + \varkappa_\psi^2 = \left(\varkappa_v + \frac{\partial \varepsilon}{\partial n}\right)^2 + \left((\varkappa_\Theta - \frac{\partial \varepsilon}{\partial s'}\right)^2} \tag{14}$$

und aus (3) und (6) die Gleichung

$$\boxed{\frac{\Delta g}{g} = |\operatorname{grad} \ln g|^2 = \varkappa_v^2 + \varkappa_\Theta^2 = \left(\varkappa_\varphi - \frac{\partial \varepsilon}{\partial n}\right)^2 + \left(\varkappa_\psi + \frac{\partial \varepsilon}{\partial s}\right)^2} \tag{15}$$

als analytischen Ausdruck des angegebenen Satzes.

[1] *Dési, F., F. Rákóczi:* A légkör dinamikája. Budapest 1970.
[2] *Ertel, H.:* Orthogonale Trajektoriensysteme in stationären ebenen Strömungsfeldern inkompressibler idealer Flüssigkeiten, in: Deutsche Akad. Wiss. Berlin 1946—1956, Berlin 1956, S. 67—71.
[3] *Ertel, H.:* Einfacher Beweis eines Satzes über zweidimensionale Potentialströmungen inkompressibler Flüssigkeiten. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 2 (1960), S. 544—546.
[4] *Ertel, H.:* Instationarität der Bewegungsrichtung in Strömungsfeldern als Funktion geometrischer Eigenschaften der Stromlinien und Trajektorien. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 2 (1960), S. 590—592.
[5] *Ertel, H.:* Isóclinas e isótacas en corrientes potenciales bidimensionales de un flúido incompresible. Gerl. Beitr. Geophys. 70 (1961), S. 55—58.
[6] *Ertel, H.:* Sobre la variación local de la dirección del vector velocidad en corrientes no estacionarias. Gerl. Beitr. Geophys. 70 (1961), S. 52—54.
[7] *Ertel, H.:* Ein Satz zur Theorie der Felder ebener Potentialströmungen. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 4 (1962), S. 286—290.
[8] *Ertel, H.:* Die geodätische Krümmung der Trajektorien in stationären Strömungsfeldern. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 5 (1963), S. 504—507.
[9] *Ertel, H.:* Ein Satz zur Kinematik nichtstationärer Stromfelder. Gerl. Beitr. Geophys. 79 (1970), S. 147—151.
[10] *Landau, L. D., E. M. Lifschitz:* Hydrodynamik, Berlin 1966 (Lehrbuch der Theoretischen Physik Bd. VI.)
[11] *Olberg, M.:* Krümmungen der Strom- und Äquipotentiallinien, Isotachen und Isoklinen in ebenen Potentialströmungen inkompressibler Flüssigkeiten. Acta Hydrophysica 14 (1969), S. 181—190.

Über Schlagregenmessungen am Gebäude

HELBIG, A. *Sektion Physik der Humboldt-Universität, Berlin*

Csapóesőmérések épületeken. A szerző az egyperces időtartamokban, egy lipcsei magas házon 1968 és 1969-ben folytatott csapóesőmérések eredményeit ismerteti. E mérések statisztikai feldolgozásának eredményeként bemutatja a csapóesők tartamának és intenzitásának gyakoriságát, a falak irányítottságának hatását, valamint a tartam és intenzitás együttes eloszlását. Végül tárgyalja a szerző, hogyan lehet a csapóesők intenzitását a meteorológiai állomások megfigyelési anyagából felbecsülni.

*

Измерения косых дождей на зданиях. В статье предлагаются результаты измерений по 1-мин-интервалам осадков, выпадающих на вертикальные поверхности одного высотного здания в Лейпциге в 1968 и 1969 гг. Статистическая обработка поставляет частотные распределения продолжительности и интенсивности косых дождей, влияние направления стены, и двухпараметрические распределения продолжительности и интенсивности. Анализируются возможности оценки интенсивности косых дождей из наблюдений метеорологических станций.

*

In einem früher erschienen Beitrag in dieser Zeitschrift wurden erste Ergebnisse von Schlagregenmessungen für Zwecke des Bauwesens veröffentlicht (vgl. *Helbig* 1969). Inzwischen haben die Messungen ihren Abschluß gefunden, und es soll nun über die erhaltenen Resultate berichtet werden.

Die Schlagregenintensität wurde in Minutenintervallen im 11. Geschoß (35 m über Grund) eines 12-geschossigen Hochhauses in Leipzig gemessen, dessen Fassaden nach den Haupthimmelrichtungen orientiert waren.

Die Tropfenzählmethode, auf deren Brauchbarkeit erneut von *Rössler* (1970) hingewiesen wurde, ermöglichte einen Meßbereich von 0,006 mm/min bis 1,50 mm/min.

Der Meßzeitraum ersteckte sich vom 30.5.1968 bis einschließlich 31.10. 1969 über 17 Monate.

Die klimatologischen Normalwerte des Niederschlages lauten für Leipzig – Mockau: Jahresniederschlagssumme 560 mm, Niederschlagssumme Mai – Oktober 341 mm. Während des Meßzeitraumes fieles in Mockau folgende Niederschläge:

1968	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Summe [mm]						52	32	51	82	50	46	19
% des Normals						87	43	84	182	111	124	51

1969	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Summe [mm]	49	33	30	60	57	65	24	83	13	21		
% des Normals	132	103	86	146	100	108	32	136	29	37		

In nahezu der Hälfte aller Monate fiel also bedeutend weniger Niederschlag als normal. Sehr stark über dem Durchschnitt lagen der September 1968 und der April 1969. In Bezug auf die Messung des Schlagregens kann man sagen, daß der Meßzeitraum insgesamt nicht durch außergewöhnlich hohe Niederschlagsmengen gekennzeichnet is. Besondere Beachtung fand in den Winter-

monaten die Ablagerung von Schnee in den Auffanggefäßen, dessen Schmelzwasser Zählimpulse auslöste. Diese Fälle wurden aus dem Beobachtungsmaterial gestrichen.

Die mittlere Verteilung der Windrichtungen und den Anteil der einzelnen Windstärken in diesen Richtungen zeigt *Abb. 1* (a). Die relative Häufigkeit der Windrichtungen in den Sektoren SW, W und NW beträgt zusammen 49,1%. Die Verteilung des Niederschlages auf die Windrichtungen ist in *Abb.* 1 (b) zu sehen. Die relative Häufigkeit des Auftreten von stündlichen Regenhöhen > 1 mm bei einer bestimmten Windrichtung in vier Sektoren (316 – 45°, 46 – 135°,

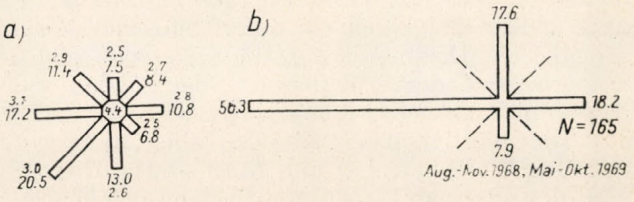


Abb. 1. Prozentuale Häufigkeit der Windrichtungen (kleine Zahlen: mittlere Windstärke [Bft]) Leipzig—Mockau (a) und der Stunden mit Regenhöhen > 1 mm im jeweiligen Richtungssektor, Leipzig—Mockau (b)

136 – 225°, 226 – 315°) besitzt ein deutliches Maximum im Sektor W mit 56,3% aller Fälle, was von der Gestalt der Windrose her zu erwarten war. Diese vier Sektoren repräsentieren dabei jene Richtungen, die für die Schlagregenbelastung eines nach den Haupthimmelsrichtungen orientierten Gebäudes maßgebend

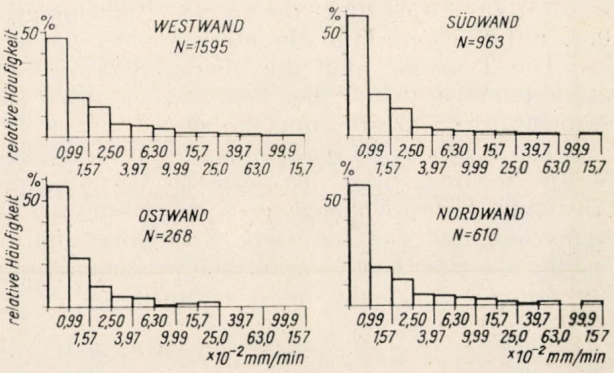


Abb. 2. Häufigkeitsverteilung der Schlagregenintensität, Juni 1968 — Oktober 1969 Hochhaus Leipzig

sind. Die Auswertung der Windregistrierung am Hochhaus ergibt eine mittlere Windgeschwindigkeit während des Schlagregens von 7,5 m/s, bei Regenfällen ohne Schlagregen liegt diese bei 5,5 m/s und das Mittel aus allen Stunden beträgt 5,0 m/s.

Schlagregenintensität

Der zeitliche Verlauf der Schlagregenintensität im Einzelfall wird hier nicht näher besprochen. Einzelheiten darüber sind bei *Helbig* (1971) zu finden.

Zur statistischen Bearbeitung des 3436 Neßwerte umfassenden Kollektivs wird eine Klasseneinteilung nach der von *Schneider – Carius* (1955) angegebenen logaritmischen Merkmalsteilung vorgenommen. Im Fall des Schlagregens wirken Niederschlagsprozeß und Luftbewegung gleichzeitig. Beide Prozesse gehorchen

TABELLE I.

Stichprobenquantile der Schlagregenintensität [mm/min]

	WEST	SÜD	OST	NORD	alle Richtg.
Median $x_{0,50}$	0,011	0,008	0,009	0,008	0,006
ob. Quartil $x_{0,75}$	0,021	0,015	0,014	0,017	0,011
Dezil $x_{0,90}$	0,054	0,027	0,027	0,048	0,027
Percentil $x_{0,99}$	0,410	0,220	—	0,630	0,210

dem logaritmischen Verteilungsgesetz. Daraus; ergibt sich die Hypothese, daß auch dem Schlagregen ein logarithmisches Verteilungsgesetz zugrunde liegt.

Bei der Diskussion der Häufigkeitsverteilungen muß man beachten, daß entsprechend dem Meßbereich der Anlage Schlagregenintensitäten unter 0,006 mm/min nicht berücksichtigt werden.

Die Häufigkeitsverteilungen aller Meßwerte, getrennt nach der Wandrichtung West, Süd, Ost und Nord sind in Histogrammen *(Abb. 2)* dargestellt. Von den insgesamt 3436 Meßwerten entfallen auf die Westwand 46,4%, auf die Südwand 28,1%, auf die Nordwand 17,7% und auf die Ostwand 7,8%. An Hand der Histogramme ist ein erster Vergleich der Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer bestimmten Intensität an den verschiedenen Wänden möglich. Man sieht, daß die Klasse mit den höchsten Intensitäten mit Ausnahme der Ostwand überall besetzt ist, wie überhaupt die Verteilung der Ostwand von denen der anderen merklich abweicht. Das kommt auch in der mittleren Intensität zum Ausdruck, die in der Reihenfolge Nord, West, Süd, Ost von 0,35 auf 0,015 mm/min abnimmt.

Die Tatsache, daß die oberste Klasse, 1,00 – 1,57 mm/min, mit einer größeren Anzahl von Fällen belegt ist, hat große Bedeutung für das Ansetzen der Intensität in Schlagregenprüfanlagen.

Die Prüfung, ob die beobachteten Häufigkeitsverteilungen unabhängiger Meßwerte tatsächlich log-normale Verteilungen darstellen, erfolgte durch Anwendung des *Kolmogorov*-Testes. Für alle Verteilungen kann die Nullhypothese, daß die empirische Verteilung und die entsprechende Normalverteilung aus einer Grundgesamtheit stammen, mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 5\%$ nicht verworfen werden.

TABELLE II.

Unterschiede in den Stichprobenverteilungen der Schlagregenintensität an den Wänden nach dem $\varkappa^2$-Test (obere Zahl $\varkappa^2$, untere Zahl Signifikanzschwelle)

	W	S	E	N
W		[49,6 / 31,3]	[27,8 / 24,3]	19,2 / 31,3
S	[49,6 / 31,3]	.	8,0 / 24,3	15,9 / 31,3
E	[27,8 / 24,3]	8,0 / 24,3	—	12,2 / 24,3
N	19,2 / 31,3	15,9 / 31,3	12,2 / 24,3	.

Mit Hilfe des Wahrscheinlichkeitsnetzes lassen sich verschiedene statistische Maßzahlen ermitteln, von denen die Quantile sehr gut zur Beschreibung der Verteilungsfunktionen geeignet sind. Für die Anwendung der Ergebnisse haben sie außerdem den Vorteil, daß in anschaulicher Weise Grenzwerte angegeben werden, über denen bestimmte Prozentsätze der Fälle liegen.

Nachfolgend sind diese Quantile für die vier Wände zusammengestellt *(Tab. I)*. Ohne auf die mögliche Signifikanz der Unterschiede zu achten, wurden zuletzt alle Werte zu einer Stichprobe vereinigt *(Tab. I*, letzte Spalte). Die Schlagregenintensitäten einzelner Quantile sind jeweils an der Westwand am höchsten mit Ausnahme des Percentils, das an der Nordwand die höchste Intensität erreicht. Die Hälte aller Werte liegt unter der sehr geringen Intensität von 0,008 – 0,011 mm/min. Zur Entscheidung der Frage, ob zwischen den Häufigkeitsverteilungen statistisch signifikante Unterschiede bestehen, die durch die Orientierung der Wand verursacht werden, wurde der $\varkappa^2$-Test benutzt. Nach der von *Taubenheim* (1969) angegebenen Weise wurden alle Verteilungsfunktionen gegeneinander geprüft. In *Tab. II* sind für jede Kombination das berechnete $\varkappa^2$ und die jeweilige Signifikanzschwelle, die von Freiheitsgrad abhängt, bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 0{,}1\%$ eingetragen.

TABELLE III.

Prozentualer Zuschlag zur Schlagregenintensität, gemessen in 35 m Höhe, entsprechend dem Böenwindprofil n = 0,08)

Höhe	35	50	75	100	150	m
Zuschlag	0	3	7	9	12	%

Ein statistisch signifikanter Einfluß der Wandrichtung (Werte in Klammer) läßt sich beim Vergleich der Stichprobe der Westwand mit denjenigen von Südwand und Ostwand feststellen. Alle anderen Kombinationen ergeben, daß die Nullhypothese nicht abgelehnt werden kann. Wenn hier von einem signifikanten Einfluß der Wandrichtung auf die Gestalt der Stichprobenverteilung gesprochen wird, so bedeutet das natürlich primär, daß die Kombination von Windgeschwindigkeit und Regenintensität statistisch gesichert von der Windrichtung abhängt und damit eine allgemeine Eigenschaft der meteorologischen Verhältnisse zumindest am Meßort widerspiegelt.

Die Meßergebnisse beziehen sich auf eine Meßhöhe von 35 m über Grund. Für größere Höhen muß man einen Zuschlag anbringen, der die vertikale Änderung der Böengeschwindigkeit berücksichtigt. Es wird das Böenwindprofil

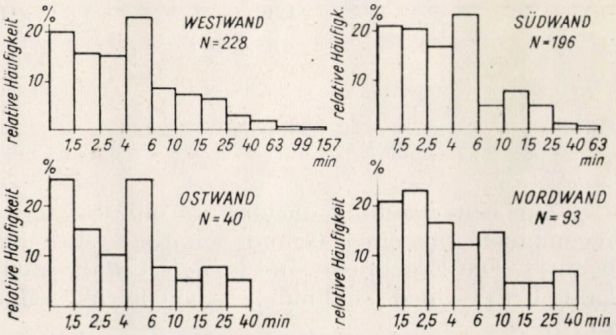


Abb. 3. Häufigkeitsverteilung der Schlagregendauer, Juni 1968 — Oktober 1969 Hochhaus Leipzig

deshalb benutzt, weil die Höchstwerte der Schlagregenintensität mit Böen gekoppelt sind. Die nach dem von Deacon angegebenen Exponenten $n = 0{,}08$ berechneten Zuschläge sind in *Tab. III.* zusammengestellt.

Schlagregendauer

Als Schlagregendauer gilt die Zeit mit Schlagregen, in der die Unterbrechungen < 1 min andauern. Es ergeben sich zwar dadurch sehr viele Intervalle mit Schlagregen, doch ist die Kenntnis einer genauen Dauer vornehmlich hoher Schlagregenintensitäten notwendig.

TABELLE IV

Stichprobenquantile der Schlagregendauer [min]

	WEST	SÜD	OST	NORD	alle Richtg.
unt. Quartil $x_{0,25}$	1,7	1,7	1,5	1,7	1,7
Median $x_{0,50}$	3,9	3,1	3,9	3,0	3,4
ob. Quartil $x_{0,75}$	6,8	5,4	6,2	7,0	6,4
Dezil $x_{0,90}$	17,2	12,1	17,5	16,5	15,0

Die Histogramme der empirischen Häufigkeitsverteilungen, die sich ebenfalls durch eine log-normale Verteilungsfunktion beschreiben lassen, sind in *Abb. 3* dargestellt. Die höchste Dauer haben Schlagregen an der Westwand (100 – 157 min). Mit deutlich geringerer Dauer folgen Süd-, Ost- und Nordwand. Die Quantile der Häufigkeitsverteilungen an den einzelnen Wänden und der zusammengefaßten Stichprobe gibt *Tab. IV.* wieder.

Danach haben 25% aller Fälle eine längere Dauer als 6 min, 10% aller Schlagregen dauern an der Westwand länger als 17,2 min, an der Ostwand 17,5 min.

TABELLE V

Unterschiede in den Stichprobenverteilungen der Schlagregendauer an den Wänden nach dem $\varkappa^2$-Test

	W	S	E	N
W	.	14,8	2,0	9,2
	.	24,3	24,3	24,3
S	14,8	.	2,8	25,5
	24,3	.	24,3	24,3
E	2,0	2,8	.	6,5
	24,3	24,3	.	24,3
N	9,2	25,5	6,5	.
	24,3	24,3	24,3	.

Zur Entscheidung darüber, ob alle Stichprobenverteilungen der Schlagregendauer aus einer Grundgesamtheit stammen, wird wieder der $\varkappa^2$-Test benutzt. Die Ergebnisse sind in *Tab. V.*dargestellt (analog zu *Tab. II*). Signifikante Unterschiede sind nur zwischen den Verteilungen von Nord- und Südwand zu finden.

Eine Übersicht, welche relative Häufigkeit des Auftretens einem Schlagregen bestimmter Intensität und einer bestimmten Dauer zukommt, geben zweiparametrige Häufigkeitsverteilungen, die bei *Helbig* (1971) ausführlich dargestellt sind. Die größten Häufigkeiten findet man bei sehr geringen Intensitäten ($> 0{,}006$ mm/min) und Andauern von 1 – 6 min. Die höchsten Intensitäten ($> 1{,}42$ mm/min) mit Andauern < 4 min haben relative Häufigkeiten zwischen 0,2 und 0,8%.

Einen Einblick in die Gestalt dieser Häufigkeitsverteilungen bieten die Kurven in *Abb. 4.* die getrennt für jede Wand alle jene durch die Kombination

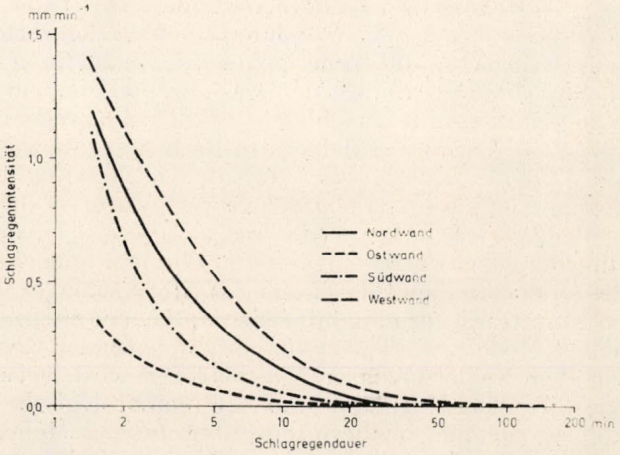


Abb. 4. Beobachtete Kombinationen von Schlagregendauer und -intensität am Hochhaus Leipzig

Intensität- Andauer gebildeten Felder verbinden, die noch mit beobachteten Fällen besetzt sind. Diese Auswertungen repräsentieren eine allgemeine Eigenschaft des Schlagregens, daß mit wachsender Dauer des Ereignisses die Intensität sehr stark abnimmt und hohe Intensitäten nur mit sehr kurzer Dauer verbunden sind.

Zur Abschätzung der Schlagregenintensität aus Beobachtungen an meteorologischen Stationen

Zur Verallgemeinerung der Messungen der Schlagregenintensität in Leipzig auf beliebige Orte der DDR müßten Korrelationsbeziehungen gefunden werden, die mit Hilfe einer Regressionsgleichung die Abschätzung der Schlagregenintensität an einem Gebäude aus Meßreihen meteorologischer Stationen gestatten. Ein erster Versuch besteht darin, das Tagesmittel der Schlagregenintensität mit dem Produkt aus Tagessumme des Regens und Tagesmittel der Windgeschwindigkeit, gemessen in Leipzig – Mockau, zu korrelieren. Folgende Voraussetzungen werden gemacht: Die Richtung der Wand, an der Schlagregen auftritt, findet keine Berücksichtigung. Das Windgeschwindigkeitsmittel resultiert aus stündlichen Werten zwischen 0 und 24 Uhr. Die Tagessumme des Niederschlages wird um 7 Uhr gemessen und dem Meßtag bzw. dem Vortag zugeschrieben (seit 1. 1. 1969). Unter Berücksichtigung dieser Terminverschiebung wird dem Tagesmittel des Schlagregens, dessen Beginn und Ende festliegt, ein entsprechendes Produkt zugeordnet.

Nach Eintragen der Werte in doppelt-logarithmisches Papier und Bestimmung der Stichprobenmediane wird der tetrachorische Korrelationskoeffizient R zu 0,36 berechnet. Dieser schwache Zusammenhang läßt keine Rückschlüsse auf die Intensität zu. Der nächste Schritt bestand deshalb in einem Vergleich des Mittelwertes der Schlagregenintensität in einer bestimmten Stunde mit dem entsprechenden Produkt aus stündlicher Regenmenge und Stundenmittel der Windgeschwindigkeit. Insgesamt ergeben sich 78 Fälle, aus denen das Quadrantenverhältnis $q = 0{,}385$ und der tetrachorische Korrelationskoeffizient $R = 0{,}57$ berechnet wird. Der $\varkappa^2$-Test ergibt eine statistisch gesicherte Korrelation mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 0{,}1\%$ ($\varkappa^2 = 11{,}4$, $g^2_{0{,}001} = 10{,}83$) (vgl. *Tauberheim* 1969). Die Tatsache, daß der Korrelationskoeffizient bei der Verwendung von Stundenwerten größer ist als bei Tageswerten, erhärtet die früher gemachte Feststellung (vgl. *Helbig* 1969), daß von einem Schlagregenindex, der aus Jahressumme bzw. Jahresmittel gebildet wird, man wohl kaum Rückschlüsse auf die Schlagregenintensität ziehen kann.

Eine weitere Verkleinerung des Bezugsintervalls für eine Korrelation, etwa auf 5 oder 1 Minute, wie es für die Abschätzung der maximal zu erwartenden Schlagregenintensität wünschenswert wäre, stößt auf Schwierigkeiten prinzipieller Art. Das noch vertretbare Zeitintervall bei der Auswertung der Registrierung der gegenwärtig eingesetzten Pluviographen beträgt 5 – 10 min. Auf Grund des stochastischen Charakters des Niederschlages wird die Intensität über eine bestimmte Entfernung mit schrumpfender Integrationszeit immer unterschiedlicher. Ebenso verringert sich mit wachsender Regenintensität die Fläche, die von dem Niederschlagsereignis betroffen wird. Bei einer Entfernung von 5,5 km, wie zwischen Hochhaus und der meteorologischen Station Leipzig – Moscau, können sich die Schauerintensitäten um eine Mehrfaches unterscheiden.

Letzlich ist zu bedenken, daß bei einem Regenprozeß mit logarithmischem Verteilungsgesetz, dessen Intensität keinesfalls um einen Mittelwert pendelt, die Abschätzung der maximalen minütlichen Schlagregenintensität durch Regressionsbeziehungen mit Elementen größerer Mittelungszeiträume (Regenmenge, Windgeschwindigkeit) kaum möglich sein wird.

Die oben festgestellte Korrelation zwischen entsprechenden Stundenwerten kann lediglich zur Abschätzung der Schlagregengefährdung in Form qualitativer Kriterien benutzt werden. Sie dürfte aber besser als der übliche Schlagregenindex sein.

Anwendung der Ergebnisse

Im Hinblick auf die Anwendung dieser Unterlagen ist es notwendig, einige Betrachtungen darüber anzustellen inwieweit diese Messungen für Hochhäuser im Gebiet der DDR repräsentativ sind. Bisher existieren keinerlei Angaben über die menütliche Schlagregenintensität für die DDR, damit entfällt eine direkte Gegenüberstellung.

Die Meßwerte, die an einem Hochhaus gewonnen wurden, könnten durch die bebaute Umgebung beeinflußt sein. Dieser Einfluß auf die Schlagregenintensität ist durch das vertikale Windgeschwindigkeitsprofil in der Umgebung niedriger Bauten sicher vorhanden, jedoch überragt das Hochhaus erheblich das allgemeine Hausniveau.

Zur Beantwortung der oben gestellten Frage in regionaler Sicht kann die Analyse der Ursachen eines Schlagregens, Regen und Wind, beitragen.

Wesentlich für die Schlagregenbelastung ist die Wahrscheinlichkeit des Auftretens hoher Windgeschwindigkeiten und gleichzeitig hoher Regenintensitäten. Die Analyse der in der Literatur darüber vorliegenden Untersuchungen läßt den Schluß zu, daß die für Leipzig gewonnenen Resultate für das Gebiet der DDR mit Ausnahme der Kammlagen der Mittelgebirge und eines schmalen Küstenstreifens Gültigkeit besitzen. Im Einzelfall muß jedoch stets die Modifikation des Windfeldes durch das Gebäude beachtet werden.

Die hier dargestellten Untersuchungen bildeten die meteorologische Grundlage für die Dimensionierung einer Apparatur zur Prüfung der Schlagregenfestigkeit von Bauelementen. Diese Apparatur ist Bestandteil eines bauphysikalischen Meßstandes des Institutes für Bauelemente und Faserbaustoffe Leipzig, der von *Röthig u. a.* (1970) ausführlich beschrieben wurde.

LITERATUR

Helbig, A. (1969): Erste Ergebnisse von Schlagregenmessungen an Gebäuden. Időjárás, 73., 4., pp. 207—213.

Helbig, A. (1971): Ein Beitrag zum Problem des Schlagregens. Dissertation Humboldt-Univ. Berlin.

Röthig, K. u. a. (1970): Auswahl bauphysikalischer Untersuchungsmethoden. BAUFA-Information, Inst. für Bauelemente und Faserbaustoffe Leipzig, 8,4., pp. 8—21.

Rössler, J. (1970): Zum prinzipiellen Fehler von Tropfenzählern (Regensmessern). Meteor. Rdschau, 23., 3., pp. 71—74.

Schneider, R.—Carius, K. (1955): Zur Frage der statistischen Behandlung von Niederschlagsbeobachtungen. Z. Meteor., 9., 7., 193—203.

Taubenheim, J. (1969): Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig.

Laboratory Investigation of the Freezing of $(NH_4)_2SO_4$ and NaCl Solution Droplets

K. BÓNIS, *Institute for Atmospheric Physics, Budapest*

Ammónium-szulfát és nátrium-klorid oldatcseppek fagyásának laboratóriumi vizsgálata. Az oldatcseppek fagyásának termodinamikai vizsgálata után *(Bónis* 1971; 1972) került sor a desztillált vízcseppek, majd ammónium-szulfát és nátrium-klorid oldatcseppek (d = 2,2 – 2,4 mm) fagyási hőmérsékletének *(FT)* laboratóriumi meghatározására. Az alkalmazott módszert és a kísérleti berendezést *Genadiev* és *Levkov* (1967) dolgozták ki. Mérési eredményeinket az *I. táblázat*, valamint a *3. és 4. ábrák* tartalmazzák. A desztillált víz és a NaCl oldatcseppek fagyási hőmérsékletét külföldi mérési eredményekkel hasonlítottuk össze *(II. és III. táblázat)*. Az egyezés jónak mondható. Ammónium-szulfát oldatcseppek fagyására vonatkozó kísérleti eredményeink újaknak tekinthetők. A *IV. táblázatban* az oldatcseppeknek a tiszta vízre vonatkoztatott fagyáspontcsökkenés mért értékeit *(ΔFT)* hasonlítottuk össze saját korábbi elméleti eredményeinkkel *(ΔT)*. Végül röviden foglalkozunk a sóoldatok fagyásának fizikai-kémiai, vízszerkezeti, valamint felhőfizikai vonatkozásaival.

*

Лабораторные исследования замерзания капель растворов сульфата аммония и хлорида натрия. После термодинамического исследования замерзания капель растворов (*Bónis* 1971, 1972) определялась температура замерзания (FT) капель (d = 2,2—2,4 mm) дистиллированной воды и растворов сульфата аммония и хлорида натрия. Использованный метод и экспериментальная установка были разработаны болгарскими специалистами (Генадиев, Левков 1967). Результаты измерений представлены *в таблице I* и *на рис. 3. и 4.* Температуры замерзания капель дистиллированной воды и раствора хлористого натрия сравниваются с иностранными результатами *(табл. II—III)*. Совпадение соответствующих данных можно считать хорошим. Для растворов сульфата аммония полученные нами результаты являются новыми. В *табл. IV* сопоставлены наши эмпирические (ΔFT) и теоретические (ΔT) результаты о снижении температуры замерзания капель растворов. В заключение особенности замерзания капель растворов кратко анализируются с точки зрения физики облаков.

*

Introduction

As it is well know, the freezing of the cloud droplets plays an important role in precipitation formation. Our earlier theoretical work (*Bónis*, 1972) shows that, beside the freezing of „large" cloud droplets (about 10 μ in diameter) – which can be taken as pure water droplets – the small solution droplets (about 0,1 μ in diameter) can have also importance. These droplets are inactive for condensation growth but they can become a germ of the ice phase. The small solution droplets come into being on the numerous atmospheric Aitken particles containing or consisting of soluble material; this droplet formation occurs below 100% of relative humidity. After *Mészáros*'s measurements (1968) the atmospheric Aitken nuclei contain mainly sulfate and ammonium ions as water soluble material.

Therefore the solutions investigated were ammonium sulfate and, because of historical reasons, sodium chloride. The small solution droplets to be found in the cloud under our experimental conditions could not be produced. For this reason, the freezing of large solution drops of 2,2 – 2,4 mm in diameters was studied. According to our earlier concentration values calculated on the basis of the measurements of atmospheric aerosol, the following values where used

(*Mészáros*, 1968 and *Bónis* 1972): $x_s = 0{,}003$ and $x_s = 0{,}01$, where x_s is the mole fraction of the salt in the solution.

Technique and apparatus

The experimental method and the necessary equipment have been worked out by *Genadiev* and *Levkov* (1967). The block-scheme of the experimental arrangement will be seen in *Fig. 1.*

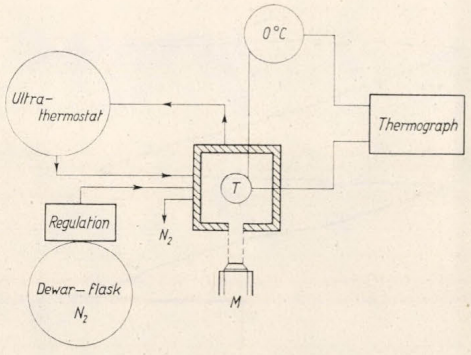


Fig. 1: The block-scheme of the experimental arrangement. *T:* the thermo-element in the middle of the micro-chamber. On the left (down) is the open circulation system of cooling (Dewar + regulation); on the upper left: the closed circulation system of rewarming (ultrathermostat); on the upper right: the system for temperature registration. *M:* microscope

The *micro-chamber*, of 20 cm³ inside volume, consisting of copper, has a good thermal isolation from the outer air. The *cooling* of the chamber was fulfilled by the circulation of liquid nitrogen streaming out from the Dewar flask through a valve. The periodical opening and closing of the valve and also its timing was carried out by an electrical regulator. So one can use any demanded cooling rate in the range of 0,5 – 30 of °C/min. In our case the cooling rate varied between 2 – 5 degree/min. In the cooling tubes of the chamber's wall the liquid nitrogen evaporates and leaves the system. For *rewarming* the chamber an other closed circulation system connects it with an ultrathermostat by means of which aqueous solution of etylene glycol kept at a temperature of 30 °C is circulated. The freezing temperature of this solution is lower than the lowest one used for freezing the droplets.

The temperature of the droplets investigated has been measured by a copper-constantan *thermo-element* holding the drop. Both the copper and constantan wires have diameters of 0,05 mm and the glass tube to cover them has an outer diameter of 0,4 mm *(Guénadiev*, 1970). The drop of 2,2 – 2,4 mm in diameter has consistently been placed to the tip of the tube. The drops had, in a good approximation, spherical forms. By *Guénadiev and Levkov*'s measurements (1967) the presence of the thermo-element does not influence the freezing temperature of the drop – at least in the temperature range investigated.

The reference point of the *temperature measurement* is the temperature of a mixture of melting ice and water. The droplet temperature, more correctly the thermo-voltage, is registered continuously by an EZ 4-type thermograph (compensograph). In our case the maximal measurable thermo-voltage is 2 mV, which is adequate about 50 degrees of temperature difference. The calibration of the thermoelements was carried out by measuring the values of voltages belonging to well defined temperatures: the melting point of ice and the eutectic point of the aqueous solution of sodium chloride (– 21,2 °C; *Erdey-Grúz*, 1963).

The accuracy of the temperature measurements is $\pm 0{,}1$ °C. The usual way to measure the freezing temperature *(FT)* has happened in six steps:

1. registration of the reference point,
2. the attachment of drop to the thermo-element,
3. the placement of them into the warm chamber,
4. the cooling of the system,
5. the registration of the *FT* by noticing the sudden rise of the recorded temperature and
6. the rewarming of the chamber.

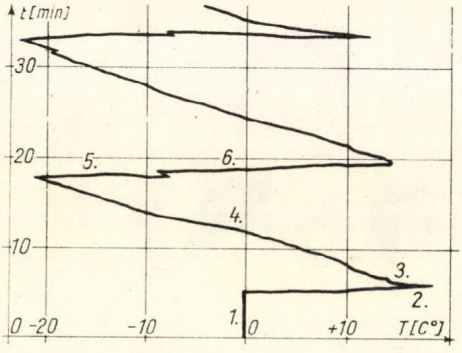


Fig. 2: A part of the temperature registration. The six steps of the cycle of freezing temperature measurements are detailed in the text

This procedure has been repeated with a new drop again.

For example, one of our record chart is seen in *Fig. 2*. In addition to the freezing detection by temperature registration an optical observation is also possible.

The *distilled water* used was produced by ion change columns and had conductivity values of $2-4$ μS. This water was filtered through Millipore filter and was also used for the preparation of solutions. The salt had an analytical purity in each case and the solution was filtered as well.

The *drops* were obtained by means of a capillary tube and their diameters have been calculated by weighing a great number of drops. It was assumed in the calculation that the drops took the shape of a sphere at the tip of the thermo-element. More exactly, the drops containing the end of it, are deformed to a small extent but this fact causes an error less than 2%.

Experimental results

By means of the equipment described above the following measurements were made:

1. The determination of the *FT*-s of distilled water drops,
2. that of the FT of the aqueous solutions of ammonium sulfate for concentrations $x_s = 0{,}003$ and $x_s = 0{,}01$ and
3. that of the FT of sodium chloride for concentration $x_s = 0{,}01$.

The values of *FT* both for drops of distilled water and solutions were found to spread in an interval of about 15 degrees. The distributions are not symmetrical, the relation of the mean, median and mode of the *FT*-s is the following in all of our cases:

$$\text{mean} > \text{median} > \text{mode}$$

that is the values of skewness are positive ones. The cumulative frequencies of the FT-s in cases of distilled water and ammonium sulfate solutions for two concentrations; and those for distilled water and sodium chloride solution, respectively, are shown in *Fig. 3* and *Fig. 4*. The numerical results and some characteristic data of the measurements are collected in *Table 1.*

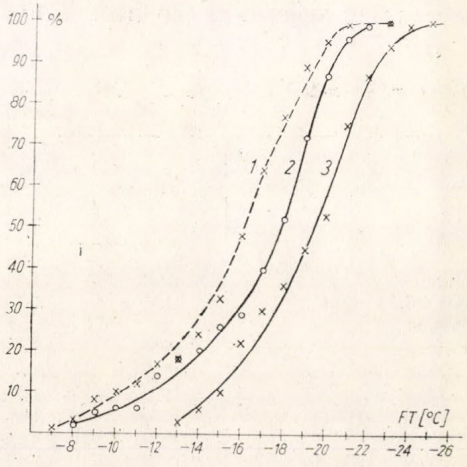


Fig. 3: The cumulative frequency of the *FT*-s for drops of 1. distilled water, and solutions of ammonium sulfates, with 2. $x_s = 0{,}003$ and 3. $x_s = 0{,}01$ concentration

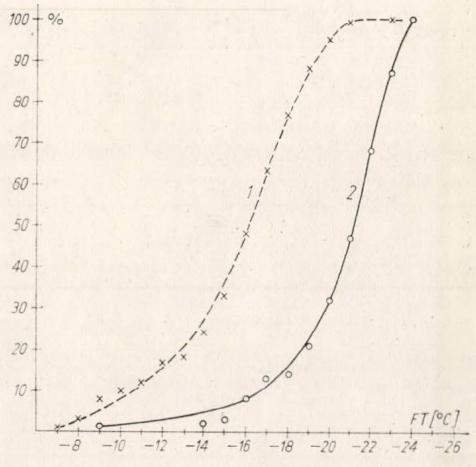


Fig. 4: The cumulative frequency of the *FT*-s for drops of 1. distilled water, 2. solution of sodium chloride ($x_s = 0{,}01$)

TABLE I

Results of the FT measurements. in °C σ(T) *is the standard deviation of the distribution of freezing temperatures,* ΔFT *is the difference between the median* FT-*s of each solution and that of distilled water*

the drops consist of	number of the drops	mean FT	median FT	σ (T)	Δ FT median
distilled water	200	−15,5	−16,2	3,3	—
solution of $(NH_4)_2SO_4$ $x_s = 0{,}003$	100	−16,8	−17,8	3,5	−1,6
solution of $(NH_{4/2}SO_4$ $x_s = 0{,}01$	100	−18,8	−19,4	2,9	−3,2
solution of NaCl $x_s = 0{,}01$	100	−20,5	−21,2	2,6	−5,0

It is seen from the table that the values of the standard deviation [σ(T)] are in the same order of magnitude than the absolute values of the difference between the median *FT*-s of the solutions and the distilled water. Furthermore the significance of the difference between each distributions of FT-s for the distilled water and that of the different solutions has been investigated. It was found that all four FT distributions measured by us differ significantly from each other at least at the level of 99,9%.

TABLE II

The experimental FT *data for distilled water drops by different authors. [* 10% (and 90%) of the droplets freeze to this temperature]*

author	date	FT in °C	droplet diameter in mm	the droplet is placed
Bigg	1953	−23,8 median	1,0	between two liquids
Kiryukhin and Pevsner	1956	−17,0 mean	2,0	in oil
Lafargue	1958	−15,4 10%* −20,8 90%	3,4	in silicone
Pena et al.	1962	−23,5 median	1,2	in silicone
Pruppacher and Neiburger	1963	−23,9 median	2,2	between two liquids
Gabarashvili and Karcivadze	1964	−15,1	0,8	on a hair
Genadiev and Levkov	1967	−16,7 mean	2,5	on a thermoelement
Present study	1972	−16,2 median	2,3	on a thermoelement

In *Table II* our results are compared with the experimental data published earlier by different authors for the freezing temperatures of distilled water droplets with diameters of about 2 mm. All experiments agree in that they do not represent homogeneous droplet freezing. The rather big differences in *FT*-s are caused partly by the various method used, partly by the different purity of distilled water. For comparison, the spontaneous, homogeneous freezing temperature of pute water drops of 2 mm in diameter, from thermodynamical considerations, is −32,5 °C *(Mason*, 1971).

Similarly the results of our measurements of *FT* for solution droplets of sodium chloride are compared in *Table III* with the findings of earlier investigations. The *FT* of ammonium sulfate solution drops could not be compared because lack of data. There are informations only for ammonium chloride solutions, as for example in a paper of *Mason* (1954). He reports a 6,5 °C rise in *FT* of drops, 1 mm in size containing ammonium chloride in a concentration of 0,055 M (mole per liter solution), comparing it with that of the pure water drops of the same size. A similar result was obtained by *Lafargue* (1958) for drops of 3,4 mm in diameter and of 0,01 M concentration of ammonium chloride: the *FT*-difference from that of the pure water *(ΔFT)* had been + 6,4 degrees. The explanation of these surprising results was given by *Pruppacher* (1963). As he pointed out, insoluble particles in the salt solution should have caused the increase of the *FT*. The phenomenon could be avoided by a careful filtration of the solution, as it had been shown by his experiment: the *ΔFT* found to be −3,3 °C for ammonium chloride solution droplets of 2 mm diameter and 1 M concentration. The same explanation regards to the *ΔFT* of sodium chloride droplets, measured by *Lafargue* (1958) as well.

TABLE III

*The measured ΔFT for solution droplets of various concentration of sodium chloride by different authors. ΔFT gives the difference between the freezing temperature of solution droplets and pure water ones. (*in the work of* Mason, 1954, ** *saturated at* 0° C)

author	date	concentration in M (molality)	droplet diameter in mm	Δ FT in C°
Bigg*	1953	0,56	1,0	−3,1
Kiryukhin and Pevsner	1956	6,11**	2,2	−15,4
Lafargue	1958	0,01	3,4	+6,7
Pena et al.	1962	0,001	1,2	−0,7
		0,01	1,2	−0,4
		0,1	1,2	−0,3
Pruppacher and	1963	0,01	2,0	−0,7
Neiburger		0,1	2,0	−1,6
		1,0	2,0	−4,6
Gabarashvili and	1964	0,17	0,8	−0,7
Karcivadze		0,51	0,8	−3,9
		0,86	0,8	−6,9
Present study	1972	0,56	2,3	−5,0

The conclusion of the comparison of these data is that our results as to the *FT*-s of distilled water and sodium chloride solution drops fit well into the series of earlier measurements.

Comparison between experimental results and theory

From thermodynamical considerations, *Kaishev and Mutafchiev* (1962) have shown that the freezing temperature of pure water droplets (T_w) can be expressed by the following equation:

$$\ln \frac{T_\infty}{T_w} = \frac{2\,T\sigma_{iw}\,v_i}{L_f\,r_i} + \frac{2\,T\sigma_{wv}\,(v_i - v_w)}{L_f\,r_w} \qquad (1)$$

where $T_\infty = 273$ °K, $T\sigma_{iw}$ and $T\sigma_{wv}$ are the surface free energies between the crystal germ and water, and water and vapor surfaces; v_w and v_i are the volume of one molecule of water and ice; r_w and r_i are the radii of the water droplet and the ice crystal in it, respectively; L_f is the heat of freezing of one water molecule. For the crystal germ being generally much smaller than the drop itself, the freezing temperature of the latter will depend mostly on the first member on the right. On the other hand, the second member will play a growing role with the decrease of the size of the droplet.

In extending this theory to the freezing of small solution droplets it is deduced an expression containing the thermodynamical and physico-chemical characteristics of the system (*Dufour* and *Defay*, 1963 and *Bónis*, 1971) as follows:

$$\ln \frac{T_\infty}{T_s} = \frac{2\sigma_{is}\,v_i}{L_f\,r_i} + \frac{2\sigma_{sv}\,(v_i - v_s)}{L_f\,r_s} - \frac{g_w\,kT}{L_f} \ln x_w \qquad (2)$$

where T_s is the freezing temperature of the solution droplet; the index s regards to the solution instead of pure water; g_w is the racional osmotic coefficient of water, k is the Boltzmann constant, x_w is the mole fraction of water in the solu-

tion. For numerical calculation the next connection is used: $x_w + \nu x_s = 1$, where ν is the number of dissociated ions of one salt molecule and x_s is the mole fraction of the salt in the solution.

The last term on the right hand side of this expression contains the effect of the salt to the decrease in the theoretical freezing temperature of solution droplets. In our case, the sizes of the drops both of pure water and solutions were large enough (2 mm in diameter) to suppose that the sum of the first two members on the right in equations (1) and (2) are equal. With this approximation, one can calculate the depression of freezing temperatures, which can, by definition, be expressed as:

$$\Delta T = T_s - T_w \tag{3}$$

determining the difference between the freezing temperatures of solution and pure water droplets of equal size. The results of the computations *(ΔT)* will be compared with those obtained from our experimental measurements *(ΔFT)* in *Table IV*.

TABLE IV

The comparison of measured and calculated freezing temperature depression of different solutions

solution	mole fraction of salt (x_s)	measured Δ FT	calculated Δ T
$(NH_4)_2SO_4$	0,003	−1,6	−0,7
$(NH_4)_2SO_4$	0,01	−3,2	−1,9
NaCl	0,01	−5,0	−2,7

It is seen that the measured ΔFT-s are all absolutely larger than the values that we would expect from theoretical considerations. A similar fact was noticed also by *Hoffer* (1961). He concluded that the ionic properties of certain dissociated salts (sodium, potassium and magnesium chlorides and sulfates) had influenced the solutions to deviate them from being ideal ones.

Later *Pruppacher* (1963) detected that the decrease of the theoretical freezing temperature, deduced from Raoult's law, was not valid for the aqueous solutions of alkali halogenides. *Pruppacher* found that

$$-\Delta FT \text{ (measured)} = -\Delta T \text{ (theoretical)} + \delta$$

where $$\Delta T \text{ (theor)} = K \cdot \nu \cdot M$$

and K is the cryoscopic constant, M is the molality of the solution and δ depends on the size of the dissolved ions. For large ions, δ has a greater positive value and for small ions, δ is zero or negative. This departure from the theoretically assumed behavior of solutions – which is symbolized in δ – is caused by various interactions between the water molecules and ions of the salt. It is based mainly on the different electric fields and different sizes of ions from those of water molecule. Consequently, the salt ions cause a modification of the water structure. Therefore, in such solutions the ice crystal formation is hindered and can occur only at lower temperatures.

In our case, there are Na^+ and NH_4^+ cations and Cl^- and SO_4^{--} anions in the aqueous solutions. According to *Pruppacher* (1963), both the Na^+ and Cl^- ions strongly affect the water structure. The Na^+ ions have a strong electric field, while the Cl^- ions are much larger than the water molecules; both of them cause a breakdown of the water structure. The aberration from the theoretical freezing point depression is important. Interpreting the freezing of ammonium-

sulfate solution, the NH_4^+ ions are structurally inert, their size is similar to that of water molecules, and fit well into the water structure by their strong tendency to form hydrogen bonds, too. We suppose on the basis of *Pruppacher*'s finding that the SO_4^{--} ions modify the water structure because of their large size. Therefore, in the case of this solution the aberration from the theoretical freezing temperature decreasing is moderate.

Cloud physical considerations

The laboratory investigations show the ammonium sulfate solution droplets to be more able to freeze than the sodium chloride ones of the same size and concentration. Taking into account the high concentration of ammonium sulfate particles in the *Aitken* range in continental air, as it mentioned before, this conclusion seems to bear some significance from the view of cloud physics. However, it is to be noted that in this investigation, the active role of the very small insoluble particles in the freezing of small solution droplets (*Bónis*, 1972), have not been taken into account.

Acknowledgements

The author wishes to express her sincere thanks to *Prof. L. Krastanov* and *Dr. N. Genadiev* (Geophysical Institute of the Bulgarian Academy of Sciences, Sofia) for the presentation of the freezing apparatus and also for the valuable personal help and advices during the investigations.

REFERENCES

Bigg, E. K. 1953: The supercooling of water. *Proc. Phys. Soc., B 66* 688–694.

Bónis, K. 1971: On the thermodynamics of the crystal formation in small solution droplets. *Gerlands Beitr. Geophysik, 80* 1–12.

Bónis, K. 1972: On the thermodynamics of the freezing of small solution droplets containing insoluble particles. *Gerlands Beitr. Geophysik, 81* 31–41.

Dufour, L. and *Defay, R.* 1963: *Thermodynamics of clouds.* Academic Press, New York, London.

Erdey-Grúz, T. 1963: *A fizikai kémia alapjai.* Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

Gabarashvili, T. G. and *Karcivadze, A. I.* 1964: К вопросы замерзания капель водных растворов солей. *Сообщения Акад. Наук Грузинской ССР 36* 63—67.

Genadiev, N. and *Levkov, L.* 1967: Изследоване на температурата на замръзване на преохладени водни капки (Investigations on the freezing temperature of supercooled water drops) — in Bulgarian — *Bulletin de l'Institut de Géophysique de l'Académie Bulgare des Sciences 11* 9–21.

Guénadiev, N. 1970: Sur le mécanisme de congélation des gouttes d'eau sous l'influence d'un aérosol d'iodure d'argent. *J. Recherches Atm., 4* 2e année 81–91.

Hoffer, T. E. 1961: A laboratory investigation of droplet freezing. *J. Meteor. 18* 766–778.

Kaishev, P. and *Mutafchiev, B.* 1962: Zur Thermodynamik der Kristallkeimbildung in kleinen Tropfen. *Proc. First Nat. Conf. on Aerosols*, Liblice 293–296.

Kiryukhin, B. V. and *Pevsner, S. I.* 1956: Температура замерзания взвещенных в масле капель воды и растворов солей. *Труды Главной Геофиз. Обс., 57* 101–107.

Lafargue, C. 1958: Sur le rôle joué par les ions dans le phénomène de la surfusion de l'eau. *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences* (Paris) *246* 1894–1896.

Mason, B. J. 1954: Progress in cloud physics research. A progress report on recent investigations at Imperial College, London. *Archiv Met. Geophys. Bioklim, A 6* 1–52.

Mason, B. J. 1971: *The physics of clouds.* Clarendon Press, Oxford.

Mészáros, E. 1968: On the size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Tellus 20* 443–448.

Pena, R. G. et al. 1962: The freezing of supercooled droplets of electrolyte solutions. *J. Atmos. Sci. 19* 302–308.

Pruppacher, H. R. 1963: Some relations between the supercooling and the structure of aqueous solutions. *J. Chem. Phys. 39* 1586–1594.

Pruppacher, H. R. and *Neiburger, M.* 1963: The effect of water soluble substances on the supercooling of water drops. *J. Atmos. Sci. 20* 376–385.

Cumuluswolkenstrassen im nordatlantischen Raum*

G. GÖTZ und G. SZALAY, *Zentralinstitut für Vorhersage, Budapest*

Felhőutak az észak-atlanti térségben. A dolgozat az észak-atlanti térségben a felhőutak kialakulásának néhány sajátosságát vizsgálja az ESSA 8 mesterséges hold 1970-ben felvett APT-képei és a térségben működő időjárási hajók déli aerológiai megfigyelései alapján. A vizsgált esetek többségében a felhőalap alatt a vertikális hőmérsékleti gradiens közel áll a száraz-adiabatikus értékhez: átlagosan 1,02°/100 m. A konvekciós réteg közepes magassága 1820 m, e labilis rétegződésű és magas vízgőztartalmú réteg fölött általában igen száraz levegő található. A konvekciós rétegben a közepes vertikális szélnyírás eléri a 10 m/sec értéket, a közepes szélfordulás 15 fok. A felhőutak orientációja a legszorosabb kapcsolatot a konvekciós réteg felső határán mért szél irányával mutatja.

*

Траектории облаков в Северной Атлантике. На основе снимков АРТ полученных со спутника ESSA 8 в 1970 г., а также аэрологических наблюдений с кораблей погоды, курсирующих на этой акватории, анализируются особенности путей перемещения облаков в Северной Атлантике. В большинстве случаев значение вертикального градиента температуры под основанием облака почти достигает сухоадиабатического: в среднем 1,02/100 м. Средняя высота слоя конвекции — 1820 м, выше этого слоя с неустойчивой стратификацией и высоким содержанием водяного пара находятся, как правило, очень сухие воздушные массы. В слое конвекции средний вертикальный сдвиг ветра достигает 10 м/сек, а среднее вращение ветра —15°. Найдена самая тесная связь между направлением движения облаков и направлением ветра, измеренным на верхней границе слоя конвекции.

*

Wolkenaufnahmen von meteorologischen Satelliten beweisen, dass in Gebieten mit homogener Erwärmung der Atmosphäre von der Erdoberfläche her und bei Existenz einer Inversion, die eine nicht zu mächtige Konvektionsschicht von 1 bis 3 km begrenzt, Zellularkonvektion eine ebenso typische Form der Instabilitätszirkulation ist wie hochreichende (penetrative) Konvektion, die über sich ungleich erwärmenden Raumteilen unter dem Einfluss eines auslösenden Impulses entsteht.

Die für die Bildung der Zellularkonvektion notwendige gleichmässige Erwärmung ist in erster Linie über dem freien Ozean gewährleistet. Bevorzugt ist dabei die Rückseite von Zyklonen der gemässigten Zone und die Vorderseite der subtropischen Antizyklonen, wo kalte Luft polarer Herkunft über einer warmen Wasseroberfläche nach Süden strömt. In diesen Bereichen zeigen die Wolkenaufnahmen der Wettersatelliten dort derartige mesoskale Anordnungen konvektiver Bewölkung, wo die vertikale Windscherung gering ist. Die Oberfläche des Ozeans wird in diesem Fall von Cumuluswolken — die in regelmässigen Zellen angeordnet sind — mit einer Ausdehnung in der Grössenordnung von 10^6 km^2 bedeckt *(Abb. 1)*. In den Gebieten, wo der Wind sich stärker mit der Höhe ändert, deformieren sich diese Konvektionszellen und gehen in Cumuluswolkenstrassen über *(Abb. 2)*.

Die theoretischen Prüfungen beweisen, dass in der Atmosphäre die mit Zellularkonvektion verbundenen Bewegungsvorgänge von denselben Ursachen und Mechanismen hervorgerufen werden wie die im Labor erzeugten *Bénard*-Zellen. Wenn die Intensität der turbulenten Wärmeleitung nicht effektiv genug ist, um Instabilität zu verhindern, dann kommt es zu einem anderen Vorgang des Wärmeaustausches in Form der Zirkulation, die mit Zellularkonvektion

* Vortrag am Internationalen Symposium für Kosmische Meteorologie am 4—6. Mai 1972 in Budapest

verbunden ist. Trotz dieser Analogie sind die Charakteristika der im Labor erzeugten und der sich in der Atmosphäre bildenden Zellen in vieler Hinsicht verschieden. In einer früheren Arbeit sind diese Unterschiede und die Charakteristika der atmosphärischen Zellularkonvektion ausführlich dargelegt [1].

Das Ziel dieser Arbeit ist es, einige Charakteristika für die Bildung von Wolkenstrassen zu zeigen. Für diese Untersuchung wurden die 1970 vom nordatlantischen Raum aufgenommenen APT-Bilder von ESSA 8 mit den aerologischen Aufstiegen von 12 Uhr GMT der in diesem Raum befindlichen Wetterschiffe verglichen.

Die Untersuchungen zeigen in erster Linie, dass die Zellenstruktur und die

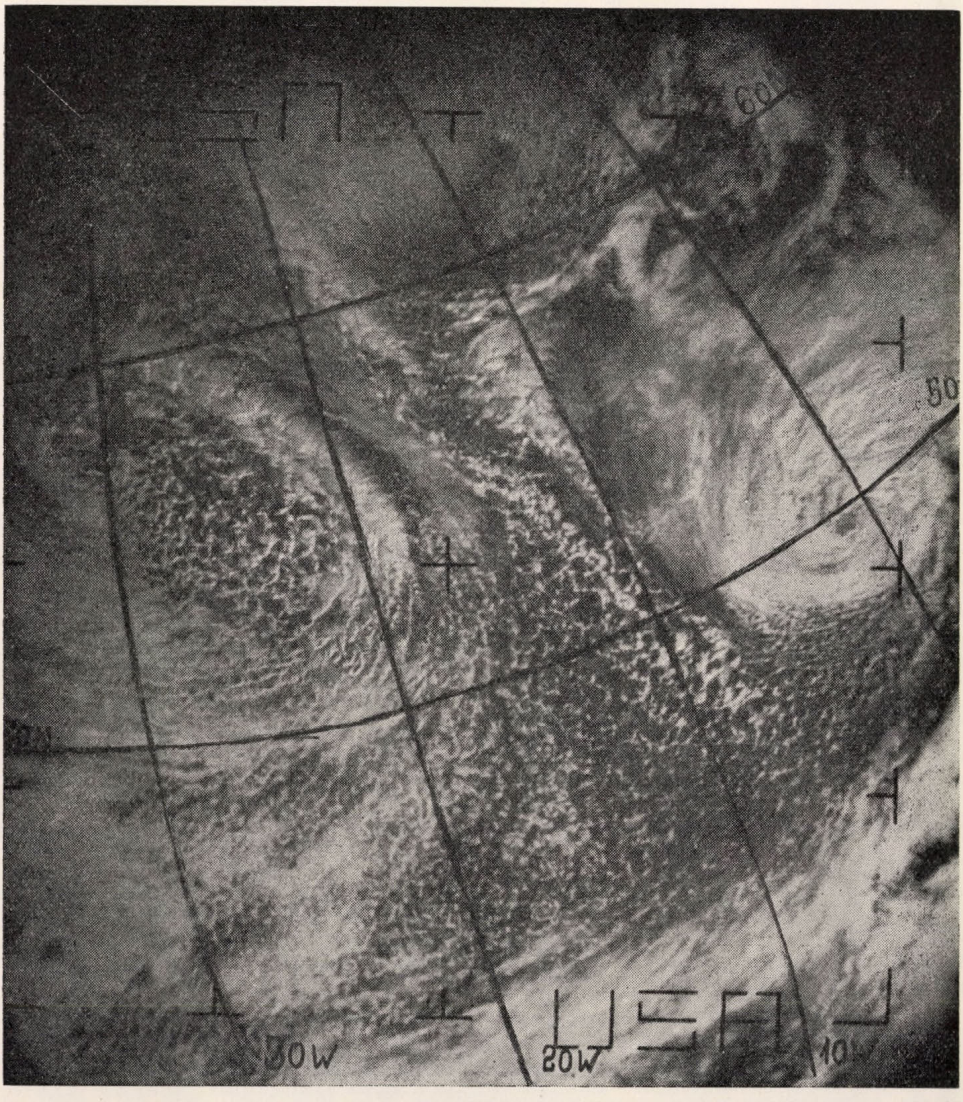


Abb. 1.: *Zellularkonvektion im nordatlantischen Raum am* 12. *Februar* 1970 (ESSA 8, Umlauf 5320)

1. ábra. Cellás konvekció az észak-atlanti térségben 1970. február 12-én (ESSA 8, 5320 pálya)

Strassen von den gleichen thermodynamischen Verhältnissen verursacht werden. In 57% der Fälle weist der Radiosondenaufstieg in der Umgebung der Wolkenstrassen eine für die Zellularkonvektion charakteristische vertikale Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung auf: Eine deutlich ausgeprägte Inversion trennt sehr trockene Luft in der Höhe von einer einige Kilometer mächtigen instabilen Schicht mit hohem Wasserdampfgehalt. In 24% der geprüften Fälle existierte eine stabile, trockene Schicht im oberen Teil der Konvektionsschicht. In den anderen 19% der Fälle war keine signifikante Änderung in der vertikalen Verteilung von Temperatur und Feuchtigkeit anzutreffen. Nach der Untersuchung der Autoren verursacht in diesen Fällen die Vermischung mit der Umgebung eine obere Grenze für die Bildung konvektiver Wolken.



Abb. 2.: *Cumuluswolkenstrassen im nordatlantischen Raum am* 16. *Januar* 1969 *(Aufnahme von* W. A. Schatalow *vom Bord des Raumschiffes* Sojus 4)

2. ábra: Felhőutak az észak-atlanti térségben 1969. január 16-án *(V. A. Satalov* felvétele a Szojuz 4 űrhajó fedélzetéről)

Für die Wolkenstrassen ist es darüber hinaus charakteristisch, dass unter der Wolkenuntergrenze der vertikale Temperaturgradient γ nahezu trockenadiabatisch ist. Im Durchschnitt der geprüften 20 Fälle betrug der Mittelwert von γ im Bereich unter den Wolken 1,02°/100 m. Es ergab sich auch ein Fall, bei dem in der Schicht bis 200 m ein überadiabatischer Gradient von 1,90°/100 m erreicht wurde.

Die mittlere Höhe der die freie Konvektion begrenzenden Inversion war im Falle von Wolkenstrassen 1820 m, die niedrigste Höhe 800 m und die grösste 3150 m. Diese Werte entsprechen auch etwa den typischen Werten für die Zellularkonvektion.

Im Bereich von Wolkenstrassen betrug die mittlere Windgeschwindigkeit in Bodennähe 11,3 m/s. Dieser Wert ist kaum höher als der für Zellularanordnungen charakteristische Wert von 10,9 m/s.

Bei den aerologischen Bedingungen für die Bildung von Zellularkonvektion und Wolkenstrassen zeigt sich der Grundunterschied in der vertikalen Struktur des Windfeldes. Der Unterschied zwischen der in Bodennähe und der über der Konvektionsschicht gemessenen Windgeschwindigkeit erreicht bei Wolkenstrassen 8,6 m/s, was beinahe dreimal so hoch ist wie die Änderung der mittleren Windgeschwindigkeit bei Zellularkonvektion. Die durchschnittliche vektorielle vertikale Windscherung beträgt für die Konvektionsschicht 315°/9,8 m s^{-1}. In dieser Schicht dreht der Wind in 53% der Fälle nach rechts, in 41% nach links, während in 6% keine eindeutige Winddrehung des Windes erfolgt. Die durchschnittliche Drehung des Windes beträgt ungefähr 15° in der Konvektionsschicht.

Die Korrelation zwischen der Orientierung der Wolkenstrassen und der Windrichtung ist am besten an der oberen Grenze der Konvektionsschicht mit einem Korrelationsfaktor von 0,82. Zwischen der Orientierung der Wolkenstrassen und der in der Konvektionsschicht beobachteten vertikalen vektoriellen Windscherung bzw. der Richtung des am Boden gemessenen Windes ergab sich jeweils ein Korrelationsfaktor von 0,73.

LITERATUR

[1] *Амбрози, П.—Н. Ф. Вельтищев—Г. Гётц—Х. Ноймайстер—Т. Рункану— В. Г. Шаров:* Использование данных о мезомасштабных особенностях облачности в анализе погоды. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1973. *(Unter Veröffentlichung)*

A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai

ANTAL EMÁNUEL, POSZA ISTVÁN, TÓTH ERZSÉBET, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Агрометеорологические основы орошения кукурузы. Опираясь на агрометеорологические наблюдения и на наблюдения, проведенные при помощи измерителя суммарного испарения за период с 1963 по 1970 гг., автор обсуждает вопросы о тепловом балансе, водопотреблении и потребности кукурузы в воде для орошения. Как видно из *рис. 1*, в 1963 г. 51% от всего радиационного баланса расходовался на испарение, а 48% — на нагревание воздуха. Расход воды, определяемый измерителями суммарного испарения системы Thornthwaite Mather, рассматривается авторами как водопотребление культуры; его величины для каждого из 8 лет представлены на *рис 2*. Водопотребление за период от посева до уборки составляло в среднем 475 мм. Годовой ход водопотребления показан на *рис. 3*. В *таблице* II содержатся данные о влиянии глубины уровня грунтовых вод и плотности посева на суммарное испарение. Годовые величины суммарного испарения кукурузы приведены на *рис. 4*. для культуры вне баков. На *рисунках* 5 и 6 представлены величины составляющих водиного баланса. Многолетние средние величины потребности в воде для орошения (водопотребление минус эффективное суммарное испарение) вычислялись по климатологическим данным 54 метеорологических станций за период 1901—1950 гг. и представлены в виде карты *(рис. 7)*. Для иллюстрации временного изменения потребности в воде для орошения по данным 3 метеорологических станций для каждого вегетационного периода за 1901—1965 гг. были вычислены величины потребности кукурузы в воде для орошения *(рис. 8)* и построены эмпирические функции распределения этих величин *(рис. 9)*. Потребность кукурузы в воде для орошения (без технических потерь) колебалось в Венгрии в пределах от 0 до 400 мм за 65 лет и составляет в среднем 150 мм.

*

A mezőgazdaság belterjes irányú fejlesztését előíró tervek szerint fokozatosan növekszik a termesztett növénykultúrák öntözött területe. Így az öntözött kukorica vetésterülete 1985-ben eléri a 257 ezer hektárt, ez a terület majd az öntözött szántók mintegy 26%-a lesz.

Minthogy öntözővíz-készleteink korlátozottak, és az öntözőrendszerek kiépítése jelentős beruházást igényel, az öntözéses gazdálkodás tudományos megalapozása szükséges ahhoz, hogy az anyagi ráfordítás és a terméshozam növekedése között helyes arány alakuljon ki.

A különböző növénykultúrák öntözővíz-szükségletének meghatározására kidolgozott számos eljárás közül a gyakorlati tapasztalatok szerint jól és aránylag könnyen alkalmazhatók az agrometeorológiai módszerek. Ezeket az eljárásokat hosszú időn keresztül folytatott szántóföldi kísérletek, sugárzás-, hő- és vízháztartási vizsgálatok alapján dolgozzák ki. A kutatások végső céljaként olyan formulákat igyekeznek előállítani, hogy a továbbiakban már a meteorológiai állomáshálózatban gyüjtött egyszerű klimatológiai elemek helyettesítésével lehetővé váljék az optimális evapotranspiráció vagy vízszükséglet (*ETopt*), a tényleges evapotranspiráció vagy tényleges vízfogyasztás (*ET*) és az öntözővíz-szükséglet (*Ö*) meghatározása. (Vizsgálataink során az öntözővíz kijuttatásakor keletkező veszteségeket nem vettük figyelembe, tekintve, hogy a különböző öntözési módok más-más értékű veszteséggel járnak).

Jelen tanulmány a szarvasi Agrometeorológiai Kutató Állomáson 1963—1970 között végzett sugárzás-, hő- és vízháztartási vizsgálatok eredményeire, valamint evapotranspirométeres mérésekre támaszkodva foglalkozik a kukorica hőháztartásával, fontosabb vízháztartási komponenseivel. Az öntözővíz-szükséglet térbeli eloszlását 54, időbeli változékonyságát, illetve annak

különböző valószínűséggel várható értékeit 3 klímaállomás adatai alapján tárgyalja.

A kukorica a hő- és vízigényes növények közé tartozik. A hőmérsékleti viszonyok, hazánk mezőgazdasági művelés alatt álló területein elterjedésének általában nem szabnak határt. A természetes csapadék azonban az évek többségében nem fedezi a kukorica vízigényét. A hiányzó víz mennyisége, a csapadékellátottságtól függően az egyes években egymástól igen eltérő lehet.

A hazai mezőgazdasági kísérletek szerint *(Láng*, 1966, *Kovács*, 1968) a legjobb kukoricatermő vidék a július havi 22 C°-os izotermával határolható körül, nagy terméshozam pedig akkor várható, ha júniusban és júliusban a havonkénti csapadékmennyiség eléri a 80—90 mm-t.

A kukoricatermés számára kedvező vagy kedvezőtlen évek hozzávetőleges elbírálása, azok ismétlődési valószínűségének becslése megtehető a hő- és nedvességellátottság összetettebb figyelembevételével is. A hőellátottság mutatójaként alkalmazhatjuk a hónapra, fejlődési fázisra vagy tenyészidőszakra vonatkozó hőmérsékleti összegeket, a nedvességellátottság mutatójaként pedig a higrotermikus koefficienst (csapadékösszeg osztva a hőmérsékleti összeg tizedrészével). Ez utóbbi mutatónak az az előnye, hogy nem csupán a vízbevételt jellemzi, hanem bizonyos mértékig a kiadást, az evapotranspirációt is, miután az szoros kapcsolatban van a léghőmérséklet alakulásával.

Az *I. táblázatban* a hőmérséklet és a csapadék, valamint a hőmérsékleti összeg és a higrotermikus koefficiens adatai szerepelnek Szarvas-Bikazug térségére, a 8 évi vizsgálati periódusban. Minthogy Magyarországon a kukoricát általában április közepétől május közepéig vetik, a betakarítás optimális ideje pedig szeptemberre és októberre esik, ezért táblázatunk az április—október közötti időszakra tartalmazza az adatokat. Figyelembe véve a termesztésben alkalmazott rövidebb és hosszabb tenyészidejű fajtákat, vegetációs periódusként két intervallumot jelöltünk meg, nevezetesen a május—szeptember és április—október időszakot. Külön feltüntettük a kukorica tenyészidejében kritikus három hónapra (június—augusztus) vonatkozó átlagokat is.

Áttekintve a táblázatban közölt évi adatokat, kitűnik nagy csapadékával és alacsony hőmérsékletével az 1965-ös (ebben az évben egyébként jégkár is érte a kukoricát) és az 1970-es esztendő, amikor a tenyészidőszak (IV—X.) hőmérséklete 1,7, illetve 1,2 fokkal maradt el az átlagtól, a csapadék pedig 104, illetve 71 mm-rel haladta meg az 50 évi átlagot. A legmelegebb és a második legszárazabb év volt 1963., 0,7 fokkal magasabb hőmérsékleti középpel és 57 mm-rel kevesebb csapadékkal. A nyolc év 16 június és júliusából 4-ben mértek 80 mm-nél több csapadékot, ám 5 esetben 40 mm alatt maradt az egy hónap alatt lehullott csapadék mennyisége.

A táblázat utolsó részében közölt higrotermikus koefficiensekkel kapcsolatban megjegyezzük, hogy noha azok növekvő értékei általában jó nedvességellátottságra utalnak, egy bizonyos határon túli növekedésük már nem vonta magával a terméshozam emelkedését, mivel a hőmérsékleti összeg is korlátozó tényezőként léphet fel.

A vizsgált 8 évben az átlaghőmérséklet mind a kritikus 3 nyári hónapban, mind pedig az 5, illetve a 7 havi vegetációs periódusban néhány tized fokkal (0,5, 0,4, 0,3) az 50 évi átlag alatt maradt, a csapadék viszont meghaladta az 50 évi átlagot (34—34, illetve 10 mm-rel.)A higrotermikus koefficiens ebből következően mindhárom intervallumban az 50 évi átlag fölött volt. Végeredményben tehát az 1963 és 1970 közötti 8 év figyelembe vett időszaka az átlagosnál valamivel hűvösebb és nedvesebb volt az egyik legjelentősebb kukorica-

I. TÁBLÁZAT — TABLE I.

A hőmérséklet, a csapadék, a hőmérsékleti összeg és a higrotermikus koefficiens alakulása Szarvas—Bikazugban

Temperature, precipitation, summarized temperature and hygrothermal coefficient at Szarvas—Bikazug

	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	VI—VIII.	V—IX.	IV—X.
Hőmérséklet [C°]										
1963	12,3	17,5	20,9	23,2	21,9	17,7	10,7	22,0	20,2	17,7
1964	11,6	15,2	22,7	21,7	19,7	16,3	11,0	21,4	19,1	16,9
1965	9,1	14,1	18,8	20,5	18,3	17,1	9,5	19,2	17,8	15,3
1966	12,7	16,2	18,9	20,8	20,3	16,2	15,1	20,0	18,5	17,2
1967	10,3	16,1	18,9	23,1	21,2	18,5	12,7	21,1	19,6	17,3
1968	13,3	17,7	21,0	20,7	19,3	16,1	10,6	20,3	19,0	17,0
1969	10,0	18,2	18,2	20,7	19,7	16,6	10,7	19,5	18,7	16,3
1970	10,6	14,4	19,6	20,8	20,1	15,5	9,5	20,2	18,1	15,8
1963—1970	11,2	16,2	19,9	21,4	20,1	16,8	11,2	20,5	18,9	16,7
1901—1950	11,0	16,5	19,8	22,1	21,2	17,0	11,3	21,0	19,3	17,0
Csapadék [mm]										
1963	17,6	42,4	27,2	40,6	43,4	67,6	23,5	111,2	221,2	262,3
1964	19,0	25,0	48,3	14,2	55,5	24,0	65,5	118,0	167,0	251,5
1965	51,2	82,7	97,9	105,0	71,3	13,1	2,1	274,2	370,0	423,3
1966	63,7	53,8	45,7	54,2	55,8	10,0	60,1	155,7	219,5	343,3
1967	55,8	68,2	45,0	15,1	25,1	72,3	15,0	85,2	225,7	296,5
1968	42,7	20,7	54,6	40,0	69,4	132,3	0,5	164,0	317,0	360,2
1969	17,3	14,1	142,8	39,2	57,9	20,2	15,0	239,9	274,2	306,5
1970	23,7	53,4	128,2	38,1	124,5	6,8	15,6	290,8	351,0	390,3
1963—1970	36	45	74	43	63	43	25	180	268	329
1901—1950	42	51	54	46	46	37	43	146	234	319
Hőmérsékleti összeg										
1963	369	542	627	719	679	531	332	2025	3098	3799
1964	348	471	681	673	611	489	341	1965	2925	3614
1965	273	437	564	636	567	513	294	1767	2717	3284
1966	381	502	567	645	629	486	468	1841	2829	3678
1967	309	499	567	716	657	555	394	1940	2994	3697
1968	399	549	630	642	598	483	329	1870	2902	3630
1969	300	564	546	642	611	498	332	1799	2861	3493
1970	318	446	588	645	623	465	294	1856	2767	3379
1963—1970	337	501	596	664	622	502	348	1882	2885	3570
1901—1950	330	512	594	685	657	510	350	1936	2958	3638
Higrotermikus koefficiens										
1963	0,48	0,78	0,43	0,57	0,64	1,27	0,71	0,55	0,71	0,69
1964	0,55	0,53	0,71	0,21	0,91	0,49	1,92	0,60	0,57	0,70
1965	1,88	1,89	1,74	1,65	1,26	0,26	0,07	1,55	1,36	1,29
1966	1,67	1,07	0,81	0,84	0,89	0,21	1,29	0,84	0,75	0,93
1967	1,80	1,36	0,80	0,21	0,38	1,30	0,38	0,44	0,75	0,80
1968	1,07	0,37	0,87	0,62	1,16	2,74	0,01	0,88	1,09	0,99
1969	0,58	0,25	2,61	0,61	0,95	0,40	0,45	1,33	0,96	0,88
1970	0,75	1,20	2,19	0,59	2,00	0,15	0,53	1,57	1,27	1,15
1963—1970	1,07	0,88	1,28	0,65	1,01	0,87	0,72	0,97	0,94	0,93
1901—1950	1,27	1,00	0,91	0,67	0,70	0,72	1,23	0,76	0,79	0,88

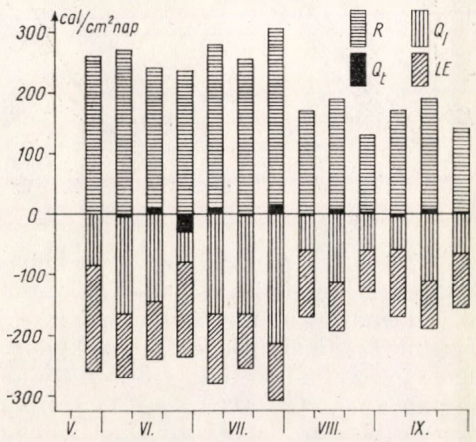
termő vidékünkön, az Alföldön. Ezt a körülményt kutatási és kísérleti eredményeink általánosításakor figyelembe kellett vennünk.

A kukoricaállomány hőháztartási komponenseinek részletes vizsgálatát az 1963-ban végzett mérések tették lehetővé. Ebben az évben a tenyészidőszakra előállítottuk valamennyi hőháztartási komponens naponkénti értékeit.

A hőháztartás

$$R + LE + Q_t + Q_l = 0 \qquad (1)$$

egyenletéből az R sugárzási egyenleg rövidhullámú komponenseit közvetlen mérésekkel (*Janisevszkij*-féle sugárzásmérőkkel), a hosszúhullámú egyenleget pedig közvetett mérésekkel és számításokkal határoztuk meg. A párolgásra



1. ábra: A kukorica hőháztartási komponenseinek változása az 1963. év tenyészidőszakában

Fig. 1. *Variation of the components of heat balance for maize in the growing season of 1963.*

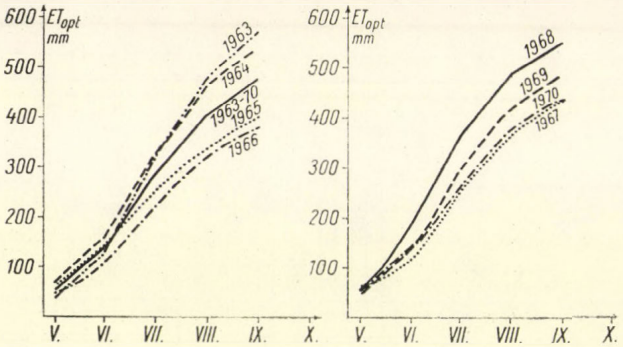
fordított hőt (LE) egy korábban bevezetett formulával (*Antal*, 1968) számítottuk, míg a talaj hőforgalmát a termőréteg hőtartalmának változásából vezettük le, a talajhőmérsékleti adatok és a hőkapacitás ismeretében.

A levegő hőforgalmát pedig (Q_l) maradéktagként kaptuk, elhanyagolva az advekciós hőt. Hőháztartási számításaink eredményeit, a komponensek dekádátlagait az *1. ábrán* tüntettük fel, cal/cm² nap egységekben. A talajhőforgalom a 13 dekádban hol pozitív (a felszín számára nyereség), hol negatív (a felszín számára hőveszteség) előjelű. A Q_l és a LE azonban mindig energiafogyasztó volt. A párolgás rendelkezésére álló vízkészlettől függően azonban a LE vagy meghaladta, vagy alatta maradt a Q_l értékének. Az egész tenyészidőszakban a következőképpen alakult a kukoricaállomány hőbevétele és kiadása:
$R = 27239$; $LE = -13960$; $Q_t = 291$ és $Q_l = -13570$ cal/cm² tenyészidő. Ebben a száraz és meleg periódusban a sugárzási egyenleg közel egyenlő mértékben oszlott meg a párolgás (51%) és a levegő hőforgalma (49%) között. A talajhőforgalom összege elhanyagolhatóan kicsi volt.

A további években a globálsugárzás és a párolgásra fordított hő alapján végeztük el az összehasonlító értékelést. Adataink szerint a kukoricaállomány tényleges párolgása a globálsugárzás 20–35%-át tette ki átlagosan. A csapadékban szegény periódusokban (pl. 1963-ban és 1964-ben) ez az érték 25% alatt maradt, jó vízellátottságú tenyészidőszakban 30–35% között volt. A 8 év átlagában a globálsugárzásnak 28%-át használta el a kukorica tényleges párolgása.

Kísérleteinkben a növényállomány vízszükségletének meghatározására kompenzációs evapotranspirométert alkalmaztunk, amelyekben a magas talajvíz és az időnként felülről történő öntözés biztosította a kielégítő vízellátást. A jelző növény mind a 8 évben MV-1-es hibrid kukorica volt.

A szántóföldi viszonyok között végzett méréseket úgy állítottuk be, hogy az 5 m² alapterületű és 70 cm mélységű kompenzációs evapotranspirométereket



2. ábra: A kukorica optimális evapotranspirációjának halmozott összegei

Fig. 2. *Summarized values of the optimum evapotranspiration of maize*

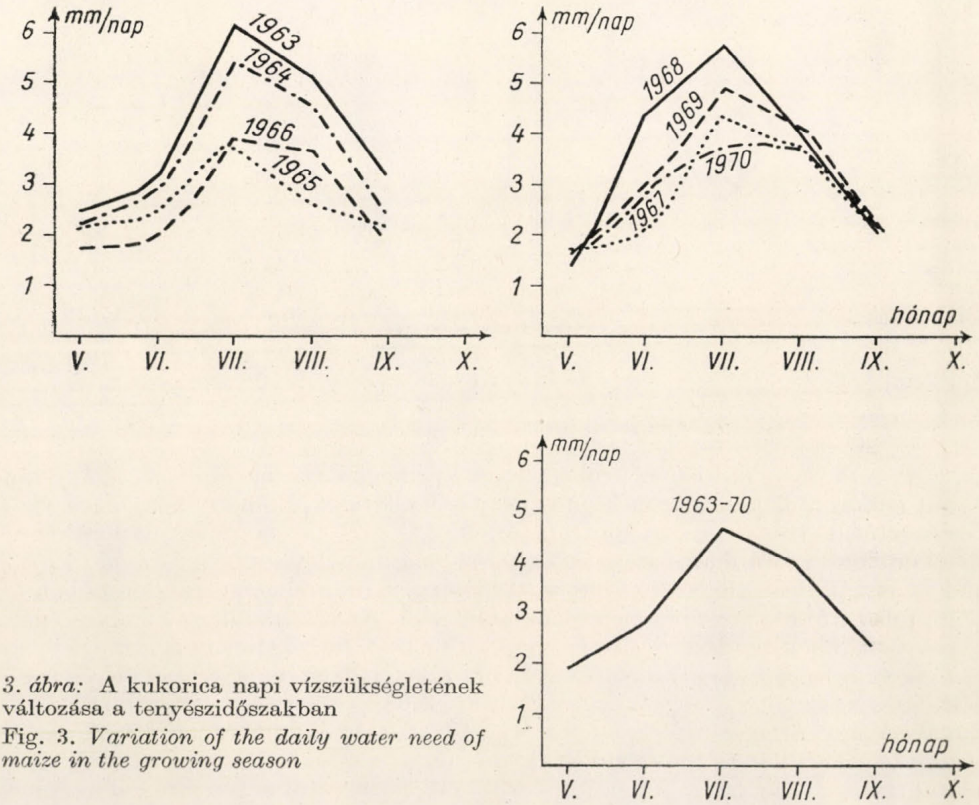
200 – 300 m²-es parcellák közepén helyeztük el. Minthogy a tenyészedényekben a talaj (réti agyag) a csapadékmentes periódusban nedvesebb volt a környező parcelláénál, az időnként alkalmazott esőztető öntözés ellenére is felléphet az ún. oázis hatás, amelynek eredményeképpen az evapotranspirométerből elpárolgott víz egyes esetekben több volt, mint amennyit a sugárzási egyenleg biztosította energia lehetővé tett. Ez esetben a párolgásra fordított többlet hőt az oldalirányból érkező, advektált energiamennyiség fedezte, vagyis ilyen esetben az evapotranspirométer területe „energianyelőnek" tekinthető. Az oázishatással terhelt adatok tehát korrekcióra szorultak. A korrigálást a potenciális evapotranspiráció alapján tettük meg. Hogy a száraz környezetben elhelyezett tenyészedényekben élő kukoricaállomány vízszükségletét (optimális evapotranspirációját) természetes viszonyokra is kiterjeszthessük, az advekciós hő által okozott párolgástöbbletet a tenyészedényekkel mért evapotranspiráció értékeiből levontuk mindazokon a napokon, amikor az oázishatás kimutatható volt.

Az evapotranspirométerekkel a vízfogyasztás mért értékeit egy visszafolyástól visszafolyásig tartó periódusra kaptuk meg. Ezeket a periódusokat a természetes csapadék mellett a tenyészedényekben levő állomány öntözésével sűrítettük. E periódusok mért értékeivel ellentétben az ET_{opt} naponkénti értékeit számítások útján vezettük le. A vizsgált nyolc évben a tenyészedényekből összesen 55 visszafolyás keletkezett, s így ugyanennyi mért ET_{opt} értéket kaptunk. Az említett 55 periódusra végeztük el a mért és számított értékek összehasonlítását. Az egy napra eső mért és számított érték közötti közepes eltérés 0,4 mm.

A *2. ábrán* a kukorica vízszükségletének összeg-görbéit mutatjuk be, a kísérleti időszak minden évére külön-külön. Az ábrán feltüntettük a nyolc évből számított átlagot is. A kukoricaállomány vízszükséglete a május – szeptemberi időszakban az átlagosnál valamivel hűvösebb és nedvesebb időjárás mellett (1963 – 1970) 475 mm volt, ám az időjárástól függően széles határok között változott.

Az ET_{opt} menetét a tenyészidőszakban a *3. ábra* szemlélteti, napi adatok alapján. Ezek a görbék a kukorica vízszükségletének a meteorológiai elemekkel való kapcsolatán túl jelzik az állomány fejlődését is. A bemutatott görbék szerint a kukorica június–augusztus hónapokban igényli a legtöbb vizet szárazanyaga jelentős részének felépítéséhez.

A kukorica vízigényének részletesebb vizsgálatával kapcsolatban 1968-ban beállítottunk olyan kísérleteket is, amelyeknek az volt a célja, hogy meg-



3. ábra: A kukorica napi vízszükségletének változása a tenyészidőszakban

Fig. 3. *Variation of the daily water need of maize in the growing season*

ismerjük a talajvíz magassága és az evapotranspiráció, valamint az állománysűrűség és a vízfogyasztás közötti kapcsolatot. Ennek érdekében az egyes evapotranspirométerekben különböző mélységben tartottuk a talajvízszintet, illetve azonos magasságú vízszintek esetében különböző állománysűrűséget biztosítottunk. E vizsgálatok szerint a vetéstől a betakarítás napjáig a talajfelszín alatt 60 cm-re tartott vízszintű kád kukoricaállománya 576 mm, a 40 cm-es talajvízszintű kádé pedig 622 mm vizet fogyasztott, 5 növény/m² (azaz 50 000 tő/ha) állománysűrűség mellett. A különbség 46 mm (kb. 8%), ami a tenyészidő folyamán a következőképpen alakult: a IV. hónapban 1 mm az eltérés, az V.-ben 2 mm, a VI.-ban 7 mm, a VII.-ben 29 mm, a VIII.-ban 6 mm, a IX.-ben pedig 1 mm. A különbség tehát júliusban, a virágzás idején a legnagyobb, egyébként azonosnak tekinthető a különböző vízszintű növényállomány vízfogyasztása.

Az eltérő növénysűrűség és a vízfogyasztás kapcsolatát a *II. táblázatban* közölt adatok alapján értékelhetjük. Az egyforma vízellátottság (40 cm mély talajvízszint) és a m²-enként 4, 5, 6 és 7 kukoricatő (40 000, 50 000, 60 000, illetve 70 000 tő hektáronként) esetében kapott ET_{opt} értékek szerint a növényállomány-sűrűség 50%-os növekedése esetén az evapotranspirációban 19%-os emelkedés következett be. Ez azt jelenti, hogy 1 hektár területen a 60 000 tő a 40 000-rel szemben optimális vízellátás esetén 1000 m³-rel több vizet fogyasztott.

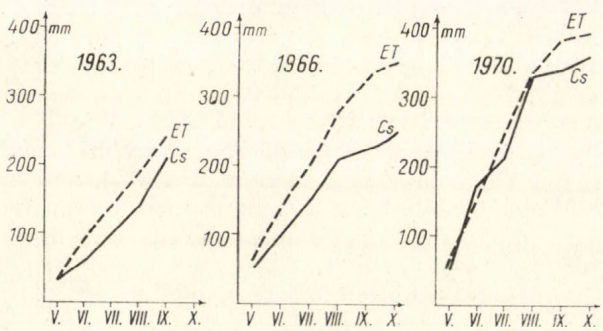
II. TÁBLÁZAT — TABLE II.

Az evapotranspirométerekkel mért vízfogyasztás [mm] *különböző növénysűrűség esetén*
The water use [mm] measured by means of evapotranspirometers at different crop density

Hónap	Növények száma m²-enként			
	4	5	6	7
április	10,1	10,5	10,8	10,8
május	43,1	48,3	53,5	53,5
június	134,6	144,5	154,3	186,8
július	189,4	209,3	229,1	284,3
augusztus	125,6	138,0	150,3	176,4
szeptember	60,8	65,1	69,4	98,6
október	5,2	6,3	7,4	10,6
áprilistól—októberig	568,8	622,0	674,8	821,0

A kukorica öntözővíz-szükségletének meghatározásához az ET_{opt}-on kívül ismernünk kell a természetes csapadékellátású állomány tényleges vízfogyasztását (tényleges evapotranspirációját, *ET*) is, aminek napontkénti értékeit egy korábban, szarvasi adatok alapján levezetett *(Antal,* 1968) párolgásszámítási módszerrel határoztuk meg. Kiinduló pont minden évben a talaj felső 1 m-es rétegében mért vízkészlet volt. Az *ET* számítások helyességét a tenyészidőben rendszeres talajnedvesség-mérésekkel ellenőriztük.

A tényleges evapotranspiráció halmozott értékeit és a csapadék összeggörbéit a vizsgált 8 év egyik legszárazabb (1963), és legcsapadékosabb (1970), továbbá egy átlagosan csapadékos (1966) év tenyészidejére mutatjuk be a *4. ábrán.* Az 1970-es tenyészidőszakban mind a csapadék, mind a tényleges evapotranspiráció vetéstől betakarításig vett összege 150—150 mm-rel haladta meg az 1963. évi összeget. Az optimális evapotranspiráció az említett 3 évből

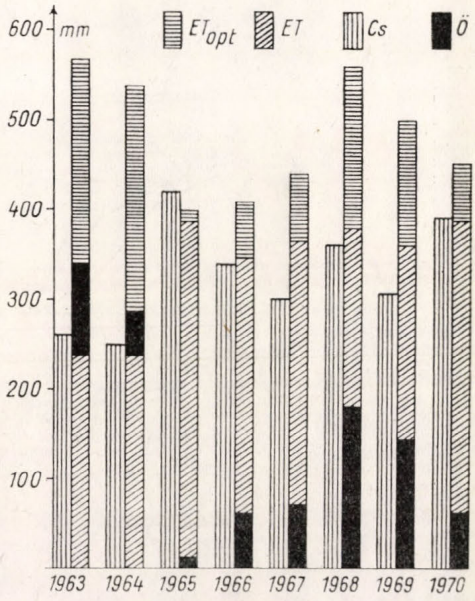


4. ábra: A tényleges evapotranspiráció és a csapadék halmozott összegei eltérő időjárású években

Fig. 4. *Summarized values of the actual evapotranspiration and precipitation in years with various weather*

1963-ban volt a legmagasabb, és 125 mm-rel lépte túl az 1970-es évben kapott értéket. Következésképpen az öntözővíz-szükséglet, amit az optimális és a tényleges vízfogyasztás különbségeként definiálunk, 275 mm-rel volt nagyobb 1963-ban, mint az említett csapadékos évben (334 mm, illetve 59 mm).

Az *5. ábrán* foglaltuk össze az MV-1-es kukorica vízháztartási összetevőit az 1963 és 1970 közötti 8 évre. A jelzett időszakban a kukorica öntözővíz-szükséglete 10 és 340 mm között változott Szarvas térségében. Vízgazdálkodás szempontjából nemcsak a tenyészidőre jutó értékeket kell ismernünk egy összegben, hanem annak időbeli menetét is, ezért a *6. ábrán* a kukorica víz-



5. ábra: A csapadék (*Cs*), az optimális evapotranspiráció (ET_{opt}), a tényleges evapotranspiráció (*ET*) és az öntözővíz-szükséglet (*Ö*) évenkénti változása

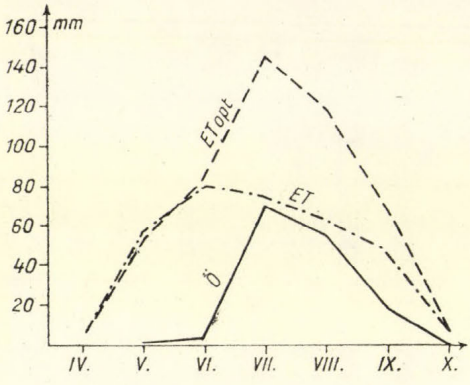
Fig. 5. *Annual variation of precipitation* (Cs), *optimum evapotranspiration* (ET_{opt}), *actual evapotranspiration* (ET) *and the water requirement for irrigation* (Ö)

szükségletének (ET_{opt}), az öntözetlen állomány vízfogyasztásának (*ET*) és öntözővízszükségletének alakulását 8 évi átlagban tüntettük föl a vetéstől a betakarításig terjedő időszakban. A görbék szerint júliusban és augusztusban az MV-1-es kukorica sokévi átlagban kb. 60—60 mm öntözővizet igényel, de egyes száraz években a vízigény ennek kétszeresénél is több lehet.

A kukorica öntözővíz-szükséglete a szarvasi kutatóállomáson 8 év átlagában 150 mm volt. Ez az érték azonban egy az átlagosnál hűvösebb és csapadékosabb periódusra vonatkozik, mivel a kísérleti időszak (8 év) tenyészidejében a csapadék — mint már említettük — 34 mm-rel meghaladta a sokévi átlagot, a léghőmérséklet pedig közel 0,5 fokkal az 1901—1950. évi átlag alatt maradt.

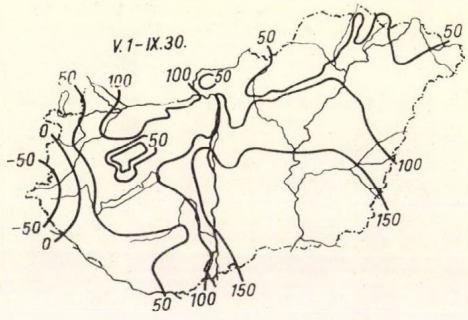
A bevezetőben utaltunk arra, hogy az öntözés agrometeorológiai megalapozását célzó kutatásaink egyik fő feladata olyan számítási módszerek kidolgozása, amelyek lehetővé teszik egyrészt az *átlagos-öntözővízszükséglet* (öntözővíz-norma), másrészt egy adott esztendőben az időjárás által meghatározott *tényleges-öntözővízszükséglet* meghatározását a meteorológiai hálózatban mért adatok alapján is. Az optimális evapotranspiráció közvetlen mérésére alkalmas evapotranspirométerek ugyanis költségesek, ezért a talaj, az éghajlat, a növényfaj és a termesztés számos lehetséges körülményeit figyelembe vevő sűrűségű hálózat kiépítése nem várható, de célszerűtlen is lenne. (Megjegyezzük,

hogy hazánkban az Országos Meteorológiai Szolgálat, a gödöllői Agráregyetem és a VITUKI jelenleg 11 állomásból álló evapotranspirométeres hálózatot tart fenn, aminek számszerű fejlődése már nem várható.) A közvetlen mérések helyett a vízszükséglet egyszerűen számítható a potenciális evapotranspirációból az ún. növénykonstansok szorzótényezőként történő bevonásával (*Antal*, 1968). A *k* együttható (növénykonstans) értéke függ a növény fajától, fajtájától, fejlődési állapotától, az állomány sűrűségétől, a tápanyagellátástól és egyéb agrotechnikai tényezőktől. Meghatározására evapotranspirométeres mérések



6. ábra: Az optimális és a tényleges evapotranspiráció, ill. az öntözővíz-szükséglet változása a tenyészidőszakban, az 1963—1970. évek átlagában

Fig. 6. *Variation of optimum evapotranspiration, the actual evapotranspiration and the water requirement for irrigation in the growing season in average of 1963—1970*



7. ábra: A kukorica öntözővíz-szükségletének területi eloszlása Magyarországon. 1901—1950.

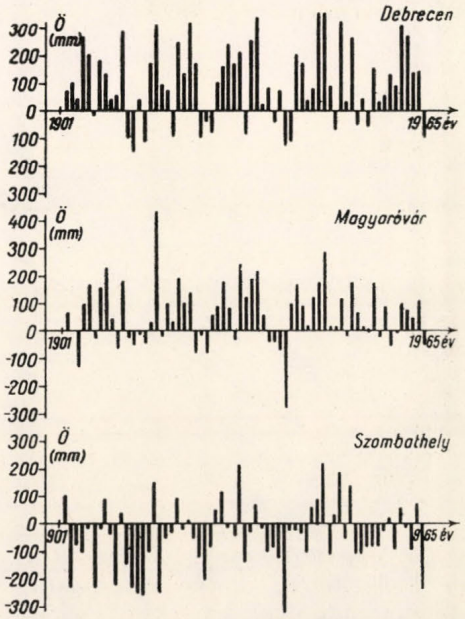
Fig. 7. *The regional distribution of the water requirement for irrigation of maize in Hungary 1901—1950*

szükségesek. A szarvasi kísérletek során eddig 6 növényfajra, köztük a kukoricára vezették le (*Antal*, *Posza*, 1970) a növénykonstans dekádértékeit, s ez lehetővé teszi a vízszükséglet számítását meteorológiai adatok alapján, az ország bármely részére.

A tényleges evapotranspiráció számítása az előbbinél bonyolultabb, mivel itt jelentős szerepet játszik a talaj nedvességtartalma is. A 8 éve folyó szarvasi kísérleteink azonban lehetővé tették a tényleges evapotranspiráció számításához szükséges összefüggés levezetését is (*Antal*, 1968), amit sikeresen alkalmaztak három különböző növényfajta tényleges vízfogyasztásának kiszámítására klimatológiai adatok alapján (*Posza*, *Tóth*, 1970).

A fent említett módszerekkel 54 meteorológiai állomásnak az 1901—1950. évi klimatológiai normálértékei alapján számítottuk ki a kukorica vízszükségletét, tényleges evapotranspirációját, s ezek különbségét, az öntözővíz-szükségletet. Számításaink eredményét a *7. ábrán* mutatjuk be. A térkép szerint a sokévi átlagos öntözővíz-szükséglet Magyarország jelentősebb kukoricatermő vidékén meghaladja a 150 mm-t. (Megjegyezzük, hogy a térképen bemutatott

értékek nem tartalmazzák az öntözés során keletkező öntözővíz veszteségeket.) Szarvas térségében a sokévi átlagos érték 185 mm-nek adódott, szemben az 1963—1970-re bemutatott 150 mm-rel. Ennek magyarázatát az alábbi számértékek szolgáltatják:



8. ábra: Az (ET_{opt}-*Cs*) alakulása az 1901—1965. periódusban

Fig. 8. *The values of* (ET_{opt}-Cs) *in the period of 1901—1965*

Öntözővíz szükséglet:		Csapadék:	
1963—1970. között:	150 mm	1963—1970:	268 mm
1901—1950. között:	185 mm	1901—1950:	234 mm
különbség:	—35 mm	különbség:	—34 mm

A kísérleti 8 év tehát 34 mm-rel csapadékosabb volt, mint a sokévi átlag, nyilván ennyivel volt kevesebb ugyanazon időszakra az öntözővíz-szükséglet.

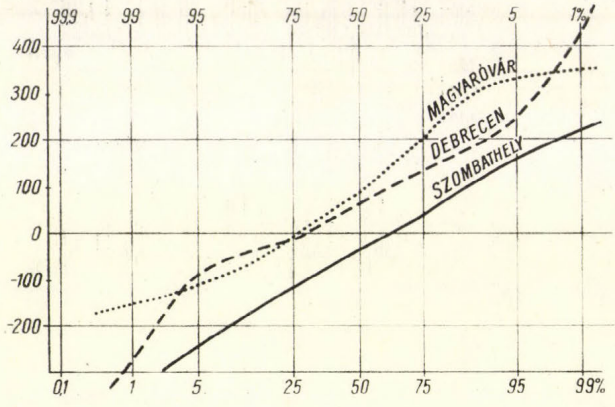
Figyelemre méltó, hogy sokévi átlagban a nyugati országrészeken nincs szükség a kukorica öntözésére, sőt az Alpok-alján gyakori a vízfölösleg előfordulása is. Egyes években azonban még itt is nélkülözhetetlen az öntözés.

Az öntözővízszükséglet egy-egy hosszabb időszakra (pl. tenyészidőre) első közelítésben számítható az

$$\ddot{O} = ET_{opt} - Cs \pm K \qquad (2)$$

formulával is, ahol K a termőréteg vízkészletváltozása a vetéstől a betakarításig tartó időszakban. Elhanyagolva a vízkészletváltozásból származó bevételt, és feltételezve, hogy ez az érték közelítőleg egyenlő az öntözések során fellépő veszteségek mennyiségével, viszonylag egyszerű klimatológiai számítási eljáráshoz jutunk. E feltételezésünk alapján a rövidített (2) formulával a veszteségekkel megnövelt öntözővíz-szükséglet értékeit kapjuk meg. A számítási munka redukálása érdekében megalkudva ezzel a pontatlansággal, az öntözővíz-szük-

séglet idősorát Debrecen, Mosonmagyaróvár és Szombathely állomásokra vezettük le az 1901—1965 közötti esztendők 65 tenyészidőszakára. A kapott adatokat a *8. ábrán* közöltük, majd az ezekből előállított empirikus eloszlásfüggvényt a *9. ábrán* adjuk meg mindhárom éghajlati körzetre. A vízszintes tengelyen mindkét irányban logaritmikus léptékű beosztást alkalmaztunk, így a szélső értékek szemléletesek.



9. ábra: Az öntözővíz-szükséglet empirikus eloszlási görbéi különböző éghajlati körzetekben

Fig. 9. *The curves of empirical distribution of the water requirement for irrigation in different climatological zones*

A *8. ábráról* leolvasható, hogy az 1901—1965-ös időszakban Debrecenben 16, Magyaróváron 21, Szombathelyen pedig 46 évben volt annyi csapadék, ami kielégítette, illetve meghaladta a kukoricaállomány vízszükségletét. A fennmaradó évek tenyészidőszakában az ($ET_{opt} - Cs$) értékek mindhárom állomáson széles határok között változtak, s egyes években a sokévi átlagos öntözővíz-mennyiségnek a háromszorosát is meghaladták.

A gyakorlat számára áttekinthetőbb és a vízgazdálkodási tervezésekhez jól hasznosítható eligazítást nyújtanak a *8. ábrán* bemutatott öntözővízszükséglet empirikus eloszlásfüggvényének görbéi. Feltételezve, hogy a 65 évi adatsor elegendő támpontot szolgáltat az öntözővízszükséglettel kapcsolatos általános következtetések levonásához, az állomásainkkal reprezentált három eltérő éghajlati körzetre az eloszlási görbékből az alábbi példa szerint tehetők megállapítások: ha 90%-os biztonsággal kívánjuk kielégíteni a kukorica vízszükségletét, Szombathelyen 120, Magyaróvárott 190 és Debrecenben 310 mm öntözővízről kell gondoskodnunk egy tenyészidőszakban. Ha megelégszünk a 75%-os biztonsággal, akkor Szombathelyen évenként már csak egyszeri öntözővízadag (40 mm), Magyaróváron 135 mm, Debrecen térségében pedig 200 mm az öntözővízigény. Ezeket az értékeket az ábra alján levő gyakorisági százalékokból és a függőleges oszlopon hozzátartozó értékekből olvashatjuk le. Az ábra felső részén levő %-os értékek azt adják meg, hogy mi a valószínűsége annak, hogy egy adott öntözővíz-szükségletnél nagyobb értékek lépjenek föl. Debrecenben pl. csak 25%-os valószínűséggel számíthatunk 200 mm-nél nagyobb öntözővíz-szükségletre.

Az ábrán közölt görbékről az 1 és a 99% között levő valamennyi értékhez tartozó ($ET_{opt} - Cs$) adat leolvasható és az öntözéses gazdálkodással kapcsolatos tervezésekhez felhasználható. Ilyen és ehhez hasonló empirikus görbéket készíthetünk Magyarország bármely éghajlati körzetére, ha hosszúsorozatú klímaállomás adatai rendelkezésünkre állanak.

IRODALOM

Antal E. 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés.*

Antal E. és Posza I. 1970: A különböző növényállományok növénykonstansai és változásuk a tenyészidő folyamán. *Orsz. Met. Szolg. Hiv. Kiadv., XXXV. k.*, 452—460

Kovács G. (szerk.) 1968: *Az öntözés kézikönyve.* Budapest, Mezőgazdasági Kiadó.

Láng G. (szerk.) 1966: *A növénytermesztés kézikönyve.* Budapest, Mezőgazdasági Kiadó.

Posza I. és Tóth E. 1970: A potenciális evapotranspiráció, a vízszükséglet, a tényleges evapotranspiráció és az öntözővíz-szükséglet alakulása Magyarországon. *Orsz. Met. Szolg. Hiv. Kiadv. XXXV. k.*, 434—451.

*

The Meteorological Bases of the Irrigation of Maize

This paper deals with the heat balance, the water need and the water requirement for irrigation ($\ddot{O}$) of maize using the results of investigations of net radiation, heat- and water balance as well as the measurements made by *Thornthwaite-Mather* evapotranspirometers which were carried out at Szarvas Agricultural Research Unit in the period of 1963—1970.

The *Table I.* contents the mean values of temperature and precipitation (*Cs*) averaged over 8 year period as well as the values of the summarized temperatures and hygrothermal coefficients for the growing season of maize.

The *Fig. 1.* illustrates the components of heat balance for maize in the growing season of 1963, according to that the latent heat flux was 51% and the sensible heat flux was 48% of the net radiation. The heat used for evapotranspiration amounted 28% of the solar radiation in average of 8 year period.

The crop used for experiment was maize (sort MV-1) in every year. The authors defined the water use of the crop in the evapotranspirometers as optimum evapotranspiration (ET_{opt}) and its summarized values are shown in *Fig. 2.* for each of the 8 years. The mean water need was 475 mm but the annual values were quite different from each other. The annual variation of the daily water need for maize is plotted on the *Fig. 3.*

The paper presents the effect of the ground water table and the density of crop on the evapotranspiration (*Table II.*). The actual evapotranspiration (*ET*) of maize for years with various weather are shown on *Fig. 4.*

The *Fig. 5.* gives the values of ET_{opt}, *ET*, *Cs* and $\ddot{O}$ by means of column-diagram for every growing season and the annual course is plotted on *Fig. 6.*

The mean water requirement for irrigation was calculated as the difference between ET_{opt} and *ET* on the basis of climatological data measured in 54 Hungarian meteorological station in the period of 1901—1950 (*Fig. 7.*). To illustrate the variation of $\ddot{O}$ in time the water requirement for irrigation of maize was calculated for every growing season of the period 1901—1950 on the basis of 3 meteorological station (*Fig. 8.*), then the empirical distribution-functions were determined from these data for 3 climatological zone. (*Fig. 9.*).

According to this investigation the water requirement for irrigation of maize varies between 0—400 mm in Hungary considering data of 65 years, while in average it is 150 mm on the main maize-growing zone of the country.

Felhőrendszerek horizontális kiterjedése műholdfelvételek alapján

TÄNCZER TIBOR, *Központi Előrejelző Intézet, Budapest*

Horizontal Extension of Cloud Systems Determined on Satellite Pictures. A rapid objective method is presented for the calculation of the horizontal dimensions of cloud systems. The diagram is based on the following parameters: height of the orbit of the satellite, 1450 km; dimensions of the pictures taken, 20,3 cm; view angle of the television camera, 90°. However for other values of these parameters, can readily be reconstructed. For a simple way of attaining these techniques, examples for the calculation of the following quantities are given; diameter of a cloud vortex, length and width of a frontal cloud zone, diameter of convective cells, length of wave clouds and extension of thunderstorm clouds.

*

Горизонтальное протяжение облачных систем на основе спутниковых снимков. Автором предлагается объективный и быстрый метод расчета горизонтальных размеров облачных систем. Диаграмма для расчета построена на следующих параметрах: высота орбиты спутника 1450 км, размера снимков 20,3 см, угол эрения телевизионной камеры 90°, однако, легко построить диаграммы и для других значений этих параметров. Для простого усвоения техники расчетов даются примеры определения диаметра облачного вихра, длины и широты облачности фронта, диаметра конвективных ячеек, длины волновых облаков и размеров грозовых облаков.

*

Korábbi munkánkban [1] módszert mutattunk be, hogyan lehet gyorsan és pontosan meghatározni a felhők horizontális kiterjedését. Akkor a felhőképen csupán a radiális irányú torzulást vettük figyelembe, amely körszimmetrikus. Ezért az ott közölt diagram kizárólag radiális irányítottságú felhők esetében ad pontos értéket. Jelen dolgozatban a számítási eljárást tetszőleges irányítottságú felhőre terjesztjük ki azáltal, hogy számításba vesszük a normális irányú torzulást is. A dolgozat további részében a műholdképen megfigyelhető főbb felhőrendszerek horizontális méreteinek a kiszámítására mutatunk be egy-egy példát.

A műholdképen bármilyen távolság visszavezethető egyrészt sugárirányú, ún. radiális távolságra *(x)*, másrészt a sugárra merőleges, ún. normális távolságra *(x')*. Határesetben, ha a sugár zérusra redukálódik, a normális távolság radiális távolságba megy át. Míg a radiális távolság a valóságban teljes gömbi körön fekszik, addig a normális távolság a Föld felszínén kis körívet alkot. Ezt mutatja be az *1. ábra*, ahol $s\,(=\widehat{NP})$ a radiális, $s'\,(=\widehat{PP'})$ a normális távolságnak megfelelő földi ívhossz, $h\,(=\overline{NM})$ a műhold magassága, $R\,(=\overline{OP})$ a Föld sugara.

Minthogy a normális távolság határesetben $(\Theta = 0$ esetén$)$ magába foglalja a radiális távolságot, számításainkat csupán a normális távolságra végezzük el. A normális távolság és a valóságos földi ívhossz között [1] (27) formulája értelmében a következő összefüggés áll fenn:

$$x' = \frac{K}{2}\,\frac{\sin \varphi'_c}{C' - \cos \varphi'_c}\,\sec \Theta. \tag{1}$$

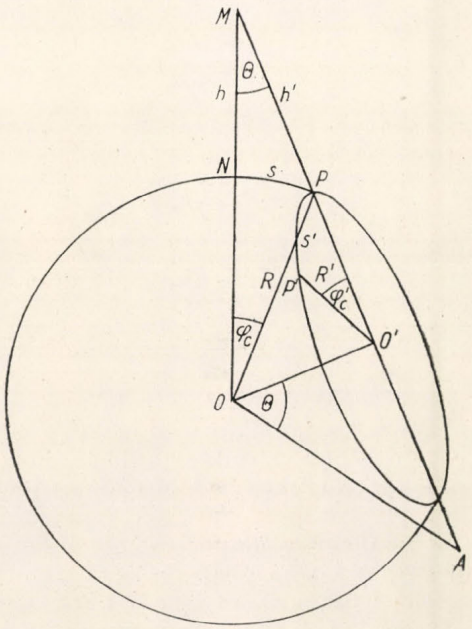
Itt K a műholdkép szélessége, $C' = \dfrac{h'}{R'} + 1$, $\varphi'_c = \dfrac{s'}{R'}$, az *1. ábráról* pedig $h' = \overline{MP}$ és $R' = \overline{O'P'}\,(\equiv \overline{O'P})$. Abban az esetben, ha $\Theta = 0$, akkor $\varphi'_c = \varphi_c =$

$= \frac{s}{R}$ és $C' = C = \frac{h}{R} + 1$, azaz a radiális távolságra vonatkozó összefüggésre, [1] (12)-re jutunk.

A felhők kiterjedésének kiszámítását [1]-ben differenciális mennyiségekre történő áttéréssel oldottuk meg. Ezt az utat követve, képezzük a ds'/dx' differenciálhányadost:

$$\frac{ds'}{dx'} = \frac{R'}{5K} \frac{(C' - \cos^2 \varphi'_c)^2}{C' \cos \varphi'_c - 1} \cos \Theta \quad [\text{km/mm}]. \tag{2}$$

$\Theta = 0$ esetén a radiális irányú ds/dx értékeket kapjuk meg.



1. ábra. A radiális és normális távolságnak megfelelő földi ívhosszak geometriai értelmezése

A nadirpontban (N) $\varphi_c = 0$ helyettesítéssel:

$$\left(\frac{ds}{dx}\right)_0 = \frac{h}{5K}$$

Míg $\varphi'_c = 0$ helyettesítéssel a sugarak mentén azokra merőleges irányú (normális) differenciálhányadosra jutunk, amely

$$\left(\frac{ds'}{dx'}\right)_0 = \frac{h'}{5K} \cos \Theta$$

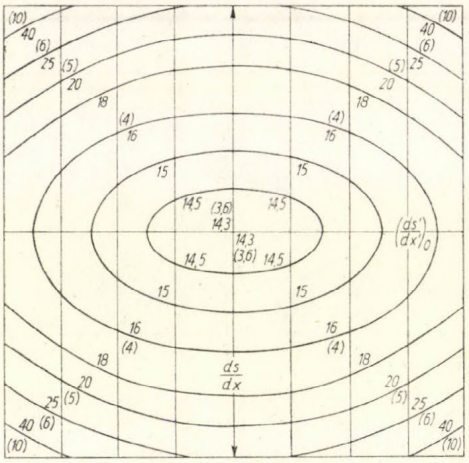
alakot veszi fel.

Ha a radiális irányt egy derékszögű x, y koordinátarendszer y tengelyében rögzítjük, a (2) alapján számított összetartozó ds'/dx' értékek olyan koncentrikus ellipsziseket alkotnak, amelyeknek kistengelyeit a ds/dx, nagytengelyeit pedig a $(ds'/dx')_0$ határozza meg.

A gyakorlati számítás érdekében célszerű adott műholdmagassághoz átlátszó lemezre a felhőkép méretével megegyező ds'/dx' diagramot készíteni.

A *2. ábrán* a $h = 1450$ km magas műholdpályához és $K = 20{,}3$ cm-es felhőképre szerkesztett ds'/dx' diagramot mutatjuk be. A ds'/dx' értékeit km/mm-ben tüntettük fel, és a viszonylag egyenlő távolságra futó izogörbéket húztuk ki.

A számítás alapelve az, hogy a diagramról leolvassuk a felhőre vonatkozó ds'/dx' értéket és azt megszorozzuk a felhőnek a műholdképen mm-ben mért hosszával. A diagramnak az ábrán feltüntetett alaphelyzete csak a ds/dx ten-



2. ábra. A $h = 1450$ km magas műholdpályára vonatkozó, $K = 20{,}3$ cm-es felhőképre szerkesztett ds'/dx' diagram

gellyel megegyező futású felhők esetén alkalmazható, ezért a diagramot mindig el kell forgatnunk oly módon, hogy a mért felhőhossz a ds/dx iránnyal megegyezzék. E célból húztuk be a diagramon a ds/dx tengellyel párhuzamos segédegyeneseket. Nagykiterjedésű felhőzet esetén a számítási műveletet szakaszonként kell elvégeznünk.

A diagram alaphelyzete nagyon alkalmas a televíziós kamera felbontóképességének a meghatározására, minthogy a soros letapogatás éppen felülről-lefelé, tehát a ds/dx tengely irányában történik. Minthogy a televíziós kamera a teljes képet 800 sorban tapogatja le, az egy sornak, vagyis $K/800$-nak megfelelő σ földi távolság (felbontóképesség) éppen:

$$\sigma = \frac{K}{800} \frac{ds'}{dx'} \qquad [\text{km/sor}].$$

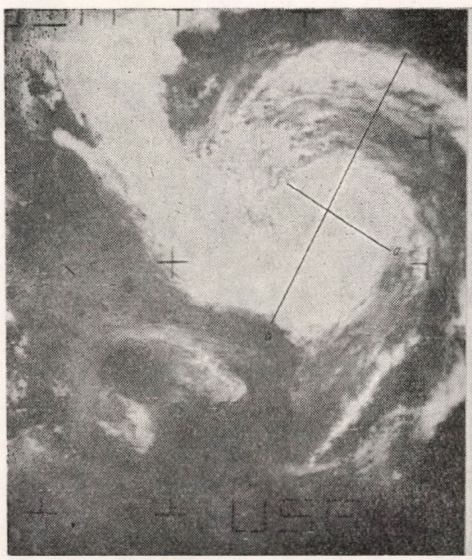
A felbontóképességnek így kiszámított értékeit a ds'/dx' diagramon zárójelben tüntettük fel.

A továbbiakban példákat mutatunk be a műholdképen megfigyelhető fő felhőrendszerek horizontális kiterjedésének a kiszámítására. A műholdképeket az eredetinek 40%-ára kicsinyítettük le.

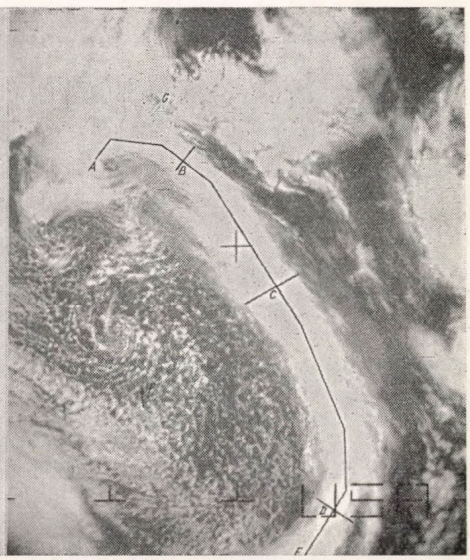
1. Mindenek előtt a felhőörvény átmérőjének a meghatározásával foglalkozunk. Az első felhőképen *(3. ábra)* egy Ukrajna fölötti ciklon örvényszerű, spirális felhőzete látható. A felhőörvénynek a képen megjelölt belső és külső átmérőjét (a, b) számítjuk ki. A ds/dx irányítottságú egyeneseket tehát egyeztetjük az átmérőkkel, majd az átmérők mm-ben mért hosszait megszorozzuk az átmérőre vonatkozó ds'/dx' értékekkel. Minthogy eléggé nagy távolságokról van szó, ds'/dx'-t kisebb szakaszokra bontással állapítjuk meg. Így az a mentén

ds'/dx'-re 15,5 km/mm-t, a b mentén 17,3 km/mm-t kaptunk, míg azok hosszát a műholdképen 40 mm-nek, illetve 99 mm-nek mértük. Úgyhogy a keresett átmérők valóságos kiterjedése 620 km, illetve 1713 km.

2. Most fordítsuk figyelmünket a *4. ábrán* látható időjárási front hosszan elnyúló felhőrendszerére, amely Izland nyugati partjaitól közel észak-déli irányban húzódik az Atlanti-óceán fölött. Első feladatként meghatározzuk a front képen látható hosszát, vagyis a front menti $\overline{AE}$ távolságot. Ezt oly mó-



3. ábra. Felhőörvény Ukrajna fölött. ESSA 8 felvétele, 1970. augusztus 14.



4. ábra. Időjárási front felhőzete (AE), konvektív cellák (F) és hullámfelhők (G) az Atlanti-óceán fölött. ESSA 8 felv. 1972. május 5.

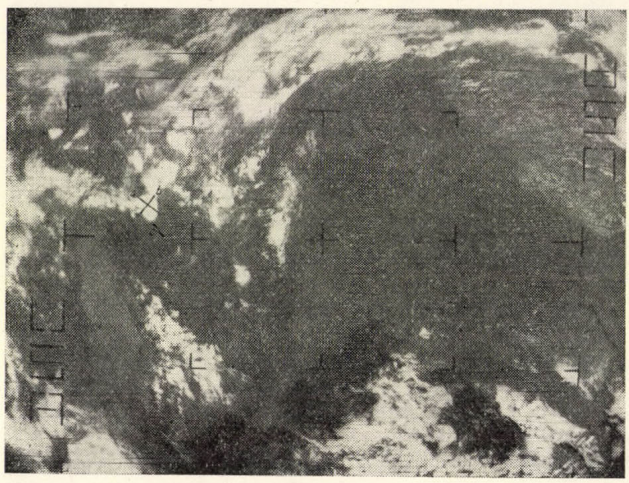
don végezzük el, hogy a frontot a felhőképen bejelölt egyenes szakaszokra bontjuk, rektifikáljuk, és a szakaszokra vonatkozó közepes ds'/dx' differenciálhányadosok értékeivel megszorozzuk azoknak a képen mm-ben mért hosszát. Ennek során a ds/dx irányt rendre egyeztetjük az egyenesszakaszokkal és a kapott távolságokat összegezzük. Így a front felhőzetének látható kiterjedésére közel 3000 (2944) km adódott.

Következő feladatként kiszámítjuk a frontfelhőzet szélességét a front mentén a B, C, D pontokban. Ekkor a ds/dx egyeneseket a frontra merőlegesen állítjuk be és a már ismertetett módon elvégezzük a számítást. A ds'/dx' értékeit 14,5, 14,4 és 19,8 km/mm-nek olvastuk le, a képen mért x' hosszakra pedig 10, 19 és 14 mm-t mértünk, úgyhogy a front felhőzetének szélessége a B, C, D pontokban 145, 273 és 277 km.

A ciklon, illetve frontjainak felhőrendszere nagykiterjedésű. Méreteikhez képest a számítási hiba viszonylag kicsi, 1–3%-os.

A következőkben a mezoméretű felhőrendszerek horizontális méreteinek kiszámítására térünk rá. Itt a mérések pontosságának már a televíziós kamera felbontóképessége is határt szab. A hiba relatív nagysága megnő, felülmúlhatja a 10%-ot is.

3. Először a gomolyos felhőzetnek az óceánok fölötti egyik megnyilvánulási fajtáját, a sejtszerű felépítésű konvektív cellákat tárgyaljuk. Ilyen cellák figyelhetők meg a *4. ábrán* a postfrontális területeken. A cellák egyik jellemző paramétere az átmérő értéke és a felhős terület szélessége. A számítást az F-fel jelölt cellára végezzük el. Tekintettel arra, hogy a cellák legtöbbször nem szabályosak, az átmérőt több irányban célszerű meghatározni. Jelen esetben a radiális és a rá merőleges irányítottságú átmérőt számítjuk ki. A ds/dx irányt tehát először keresztül vezetjük a cellán, majd 90 fokkal elfordítjuk. A megfelelő



5. ábra. Zivatarfelhők Közép-Európában. NOAA 1 felvétele, 1971. május 19.

ds'/dx' értékek 16, illetve 14,8 km/mm, és x' nagysága 4,2 illetve 3,5 mm. A keresett átmérők hossza ilyen módon 67, illetve 52 km lesz. Hasonló módon a felhőfal vastagságára 6 km körüli értéket nyertünk. A konvektív cellák méreteinek statisztikai értékelését az általunk szerkesztett diagram felhasználásával *Götz és Szalay* [2] végezték el.

4. Az orografikus lee-hullámok hullámhossza számítható a műholdképen jól azonosítható hullámfelhők alapján. Ilyen hullámfelhők láthatók a *4. ábrán* Izland fölött (G). A számításnál a ds/dx irányt most a hullámfelhőre merőlegesen állítjuk be. Célszerű a pontosságot oly módon növelni, hogy egyidejűleg több hullámot számlálunk le. Jelen esetben a közel radiálisan rendeződő hullám hosszát számítjuk ki. A ds'/dx' közepes értékére 15,9 km/mm-t olvastunk le, míg a három hullám együttes hossza a képen 4 mm-t tett ki. Igy egy hullám hossza 21,2 km. Látható az is, hogy a hullámok felszálló ága (felhős terület) szélesebb, kb. 15 – 16 km, míg a leszálló ág (felhőtlen terület) csak 5 – 6 km körüli. Hullámhossz számítást az általunk összeállított diagrammal korábban *Ambrózy* [3] végzett.

5. Végül a műholdképen jól azonosítható zivatarfelhők kiterjedésének a kiszámítására mutatunk be példát. Meg kell itt jegyeznünk, hogy a felhőképen legtöbbször zivatarcsoportosulásokat figyelhetünk meg. Az egyedi zivatarok üllője rendszerint összeolvad és egyetlen zivatarnak tűnik, másrészről a közöttes felhőtlen terület is sokszor a televíziós kamera felbontóképessége alatt marad. Példánkban az *5. ábrán* az Ausztria fölött elhelyezkedő, A-val jelzett zivatartömb szélességének a kiszámítását tűzzük ki célul, a bejelölt (a, b) irányokban. A ds/dx egyeneseket a megfelelő irányba forgatva az átlagos ds'/dx'-re 16,0

illetve 15,2 km/mm értéket kapunk. A hozzátartozó képtávolságok 8,5 illetve 7 mm, úgyhogy a zivatarfelhő valóságos oldalirányú kiterjedése 136 illetve 104,5 km. A balatoni viharjelző szolgálat szempontjából fontos lehet adott esetben a zivatarfelhő Balatontól való távolságának az ismerete. Esetünkben ez könnyen kimérhető, mert a felhőképen a Balaton is jól látszik. A számítási eljárás alkalmazásával a kérdéses (*c*) távolságra 100 km-t nyertünk.

Befejezésül még azzal a kérdéssel foglalkozunk, hogyan lehet a ds'/dx' diagram felhasználásával a felhőzet mennyiségét bizonyos területen belül a műholdképről meghatároznunk. Az időjárás dinamikus előrejelzésénél rácspontokkal dolgozunk. Ha tehát az előrejelzésbe a felhőzetet is be kívánjuk vonni, a rácspontokra vonatkozó felhőmennyiségekkel kell számolnunk. Tekintettel azonban arra, hogy a légkörben a számításokat véges differenciákkal végezzük el, a felhőzet mennyiségét is nem egy pontra, hanem nagyobb területre, pl. a rácstávolsággal mint átmérővel a pont köré írt körre vonatkoztatjuk.

Attól függően azonban, hogy a rácspont a felhőkép melyik részére esik, a felhőképen más-más nagyságú területen belül kell képeznünk a felhőzet mennyiségét. A valóságos körnek a műholdképen kistengelyével radiálisan elhelyezkedő, kifelé egyre torzuló ellipszisszerű idom felel meg. Nem túlságosan nagy rácstávolság esetén és a kép centrális részein azonban nem vétünk nagy hibát, ha az említett idom kis és nagytengelyének matematikai átlagával, mint átmérővel szerkesztett körökre képezzük a felhőzet mennyiségét. Ezt az eljárást követtük egyik korábbi dolgozatunkban [4], amelyben a felhőmennyiségek és a légköri paraméterek közötti kapcsolatot vizsgáltuk.

IRODALOM

[1] *Tänczer T.:* The evaluation of cloud sizes on satellite (APT) pictures. Időjárás, 73. 3. 129. 1969.

[2] *Götz G. – Szalay G.:* Cellás konvekció a légkörben és néhány sajátossága az észak-atlanti térségben. (Kézirat)

[3] *Ambrózy P.:* Lee-hullámok hosszának számítása és összehasonlítása a műholdak felhőképeiről vett hullámhosszal. Időjárás, 74. 3–4. 251. 1970.

[4] *Tänczer T.:* Összefüggés a műholddal megfigyelt felhőzet és a légköri karakterisztikák között. Beszámolók az 1971-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSZ Hivatalos Kiadványai. (Megjelenés alatt)

Rövid idő alatti maximális csapadékok Magyarországon

PÉCZELY GYÖRGY, *Központi Meteorológiai Intézet, Budapest*

Maximum Precipitation Amounts Occurring Within a Short Time Period in Hungary. In this paper, the areal pattern and the values that can be expected with various degrees of probability of the maximum precipitation amounts occurring during 10, 15, 30 minutes, 1 and 3 hours and a day are investigated on the basis of the observations executed in the period 1931—1970. For this period, the locations with maximum annual precipitation amounts are presented *(Fig. 1, 2 and 3).* and it is demonstrated, that the distribution of these over the territory of this country is a *random* one, that is, their apparent concentration over some areas is caused by the peculiar density of the observation network rather than by any physical-geographical factors. In *Table III*, the maximum precipitation amounts for this country are presented. The values corresponding to the probability level P = 0.5% could be regarded as the values of the *climatologically possible* maximum precipitations in Hungary.

*

Максимальные количества осадков за короткие промежутки времени в Венгрии. В работе анализируются территориальное распределение и ожидаемые с различной вероятностью количества осадков за промежутки времени 10, 15, 30 мин, 1, 3 часа и 1 сутки, по данным наблюдений за период с 1931 по 1970 гг. Выделяются места с максимальным количеством осадков за указанные промежутки времени *(рис. 1, 2, 3)*, причем делается вывод о *случайном характере* распределения максимального количества осадков по территории страны. Кажущееся сгущение в отдельных районах связано с плотностью станций, а не с физико-географическими факторами. В *таблице III.* приведены вероятные величины максимумов осадков по стране. Величины, приуроченные к уровню вероятности P = 0,5%, могут считаться *климатологически возможными* максимумами осадков на территории Венгрии.

*

A rövid idő alatt lehulló csapadékok maximális hozamainak ismerete — számos gyakorlati vonatkozása miatt — kiemelkedő fontosságú. Különböző műszaki feladatok megoldásához például valamely bázisidőszakra (rendszerint év) vonatkozó maximális csapadékok

$$P(x > x_a) = F(x) \tag{1}$$

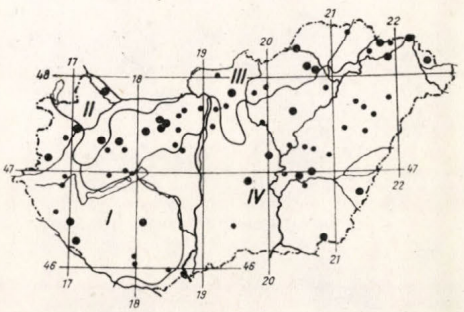
valószínűségi eloszlásfüggvényét kell előállítanunk, ahol x jelenti egy adott észlelőhelyen egy adott időtartam alatt az évente előfordult legnagyobb csapadékhozam értékeit, P a megoldandó feladat igényeitől függő valószínűségi szint, x_a pedig e valószínűségi szinthez tartozó évi mértékadó csapadékmaximum. Megjegyezzük, hogy a műszaki gyakorlatban „rövid idejű" maximális csapadékon az 1 napnál kisebb időtartamok maximális hozamait értik.

A fentiekben definiált x_a mértékadó csapadékmaximumoknak $T < 1$ nap időtartamra történő meghatározásához csapadékregisztrátumok *hosszú idősorainak* valószínűségszámítási feldolgozása szükséges. Ez az oka annak, hogy a rövid időtartamok mértékadó csapadékmaximumait csak kevés hazai állomásunkról ismerjük [1, 2], s e kevés megfigyelőhelynek általában 3—4 évtizednél nem hosszabb ombrográf anyagából szerfölött bizonytalan a kicsiny túllépési valószínűségekhez (pl. 0,5%, 1%) tartozó, tehát az éghajlatilag egyáltalán lehetséges szélső értékekhez közeli x_a maximumok levezetése, még inkább azok területi rendszerének feltárása.

Jelen vizsgálatunk során a *Magyarország területén feljegyzett évi legnagyobb* 10, 15, 30, 60 perces, 3 órás és 1 napos csapadékmennyiségek idősorait elemezzük az 1931—1970 közötti 40 év csapadék-megfigyelései alapján. Elsőbben arra

keresünk választ, hogy vannak-e országunknak olyan tájai, ahol számottevően nagyobb e rövid idejű nagy csapadékok gyakorisága, másodsorban pedig az (1) összefüggés analógiájára előállítjuk a különböző P valószínűségi szintekhez tartozó X_a maximumokat, ahol értelmezésük szerint X az ország területén *bárhol előfordult* évi legnagyobb 10, 15, 30, 60 perces, 3 órás, 1 napos csapadékhozamokat jelenti.

Feldolgozásunk alapanyagát az Orsz. Meteorológiai Szolgálat által összeállított és 1960-ig az Évkönyvekben közölt maximális intenzitású csapadékok



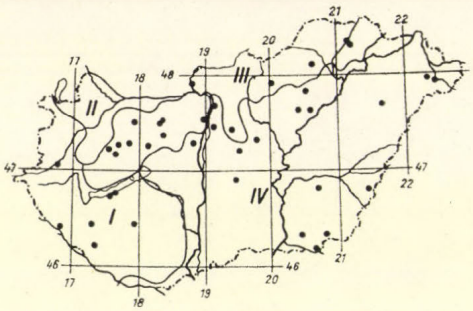
1. ábra: A 10—15—30 perc időtartam alatti országos csapadékmaximumok területi eloszlása

kimutatásaiból merítettük. Tekintve, hogy e kimutatások adatai — főként a feldolgozott időszak első felében — nagyobbrészt ombrográf nélküli állomások feljegyzéseiből származnak, különös figyelmet fordítottunk az adatok logikai ellenőrzésére. Ennek lényege az volt, hogy valamely T időtartamra megállapított X csapadékmaximum esetén T/n időtartamra csak azt az $X\,(T/n)$ csapadékmaximumot fogadtuk el, amelyre fennállt, hogy $X\,(T/n) > X/n$. Egy példa az elmondottakra. Az 1 napos csapadékösszeg abszolút maximumát Dad községben jegyezték fel: 1953. június 9-én 260 mm hullott le [3]. Ez a csapadék több részletben esett, az eső szüneteiben elvégzett részletmérések szerint $15-16^{30}$ óra között 214 mm volt a mennyisége, ezen másfél órás hozam időarányos elosztása 1 órára 143 mm-t ad. Az állomáson ombrográf nem lévén, ezt a mennyiséget kellett 1 órás maximumnak elfogadnunk, s hasonló meggondolás alapján ebből számítottuk a 30 perces maximumot is. Nagyon valószínű, hogy az eső intenzitása a szóban forgó másfél óra alatt nem volt egyenletes, így mind az 1 órás, mind pedig a 30 perces figyelembe vett csapadékmennyiség az előfordulhatott tényleges maximális hozamnak az *alsó becslése*. E szükségszerű logikai kontroll által elkövetett hiba tehát a maximális hozamok alábecslésében nyilvánulhat meg.

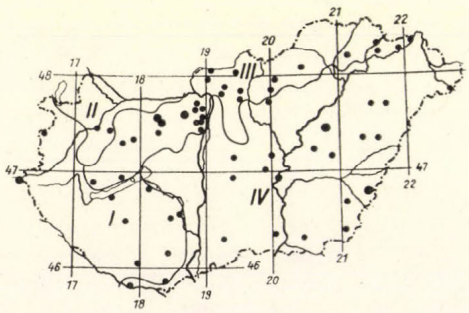
A rövid időtartamok évente észlelt országos csapadékmaximumainak előfordulási helyeit térképezve, megvizsgáljuk azok területi rendszerét. Az előfordulási helyekről három gyűjtőtérképet szerkesztettünk, külön feltüntetve a 10—15—30 perces, 1—3 órás és az 1 napos országos maximumok bekövetkezésének helyét *(1., 2., 3. ábrák)*. A térképeken Magyarország természeti-földrajzi tájbeosztása alapján [4] négy területet különböztettünk meg: I. Nyugatmagyarországi peremvidék + Dunántúli dombvidékek, II. Kisalföld, III. Dunántúli-középhegység + Északi-középhegység, IV. Alföld. A térképeken az előfordulási helyeket jelző karikák közül a nagyobbak azokat az állomásokat jelzik, ahol a vizsgált időszakban 2 vagy több alkalommal is országos maximumot észleltek.

Az előfordulási helyek térbeli elrendeződése meglehetősen szabálytalannak tűnik, a csapadékszegény alföldi tájakon éppúgy bekövetkezhet 1 napnál rövidebb időtartamú országos csapadékmaximum, mint a csapadékosabb hegyvidéki és dombsági területeken.

Miután a térbeli elrendeződésből közvetlen szemlélettel észrevehető markáns rendszer nem olvasható ki, az alábbi valószínűségszámítási kontrollal keresünk választ kérdésünkre.



2. ábra: Az 1—3 óra időtartam alatti országos csapadékmaximumok területi eloszlása



3 ábra: Az 1 nap időtartam alatti országos csapadékmaximumok területi eloszlása

Ha feltételezzük, hogy az ország területén évente feljegyzett maximális csapadékok eloszlásában területi rendszer nincsen, nyilvánvaló, hogy tájankénti megoszlásuk relatív gyakorisága arányos lenne e tájak területével. Ez azonban csak akkor lenne így, ha az állomáshálózat sűrűsége az ország egész területén azonos volna. Miután hegyvidékeinken már kezdettől fogva sűrűbb csapadékmérő hálózat működött mint az Alföldön, a tájak területének részaránya nem azonos az állomások számának részarányával. Négy körzetünk területét az ország területéhez viszonyítva, s ugyanúgy az állomások egyes körzetekbe eső számát az ország összes csapadékmérő állomásához arányítva, a következő százalékos megoszlást kapjuk (zárójelben az állomások számának részaránya): I. 20 (20), II. 6 (5), III. 20 (34), IV. 54 (41). Az állomások részaránya az 1970-es állapotot tükrözi s bár számuk közel kétszerese az 1931. évinek, a *területi arány* a vizsgált időszak során lényegesen nem változott.

Nyilvánvaló tehát, hogy a területarány helyett az állomásszám-aránnyal kell számolnunk. Jelöljük p-vel az állomások előfordulási valószínűségét (részarányát) az egyes körzetekben, n a megfigyelések száma (esetünkben 40 évet dolgoztunk föl, tehát a 10—15—30 perces összevonásnál $n = 120$, 1—3 óránál 80, 1 napnál pedig 40), k pedig az országos maximumok előfordulásának

I. TÁBLÁZAT

Országos csapadékmaximum relatív gyakorisága (k/n) *és a hozzátartozó véletlen ingadozások értékköze* [%]

Körzet	10—15—30 perc		1—3 óra		1 nap	
	k/n	ingadozás	k/n	ingadozás	k/n	ingadozás
I.	18	9—32	15	7—35	18	3—42
II.	4	0—12	3	0—14	0	0—19
III.	38	21—48	39	20—51	40	12—58
VI.	40	28—55	43	25—58	42	18—65

körzetenkénti gyakorisága. Ismeretes, hogy p valószínűséggel bekövetkező független eseménynél annak W_k valószínűsége, hogy n esetből k-szor kapjuk a p valószínűségű eseményt, binomiális eloszlást követ:

$$W_k = \binom{n}{k} p^k \cdot \left(1 - p\right)^{n-k}$$

Mindazon esetben, ha $W_k < \varepsilon$ (ε szignifikancia szint, vizsgálatunknál értékét a háromszoros szórásnak megfelelő 0,0027-nek választottuk), elvethetjük azt a hipotézist, hogy a csapadékmaximumoknak területi rendszere nincsen, ellenkező esetben viszont fenntartható az az állítás, hogy a maximális hozamok egyes körzetekbe esésének gyakoriságát pusztán az állomáshálózat sűrűsége, nem pedig fizikai-földrajzi tényezők szabják meg.

Az *I. táblázat*ban feltüntettük a maximális hozamok k/n relatív gyakoriságát az egyes körzetekben, valamint e relatív gyakoriságoknak az állomások részaránya szerint számított $W_k < 0{,}0027$ valószínűséghez tartozó alsó és felső értékével határolt értéktartományát. Megállapítható, hogy *a maximális hozamok relatív gyakorisága egyik körzetben sem esik kívül a véletlen ingadozások értékközén*, vagyis igazolható az a feltevés, hogy a rövid idejű maximális csapadékoknak Magyarország területén *földrajzi rendszere nincsen*, az ország bármely táján előfordulhat egy adott évben a legnagyobb érték bekövetkezése.

II. TÁBLÁZAT

Országos csapadékmaximumok havonkénti relatív gyakorisága [%]

perc	J	F	M	Á	M	J	J	A	SZ	O	N	D	Máj—Aug.
10	—	—	—	—	17	18	35	15	13	—	2	—	85
15	—	—	—	2	28	18	32	13	7	—	—	—	91
30	—	—	—	—	23	22	20	30	5	—	—	—	95
óra													
1	—	—	—	2	15	33	35	13	2	—	—	—	96
3	—	—	—	2	13	33	32	10	10	—	—	—	88
nap													
1	—	—	—	2	8	30	22	25	13	—	—	—	85

További valószínűségszámítási ellenőrzést alkalmaztunk annak eldöntésére, hogy a 10—15—30 perces maximális hozamok látszólagos sűrűsödése a *Dunántúli-középhegység* területén *(1. ábra)* szignifikánsnak tekinthető-e. A Dunántúli-középhegység területén van összes állomásaink 15%-a, s $n = 120$ esetből 30-szor fordult itt elő a maximális hozam. Így a k/n relatív gyakoriság 25%, míg a véletlen ingadozás értékközének határai 6% és 26%, tehát ez a viszonylag nagyobb relatív gyakoriság is az állomáshálózat ottani *sűrűbb voltának* tudható be.

Kimutatást készítettünk az országos maximumok havonkénti megoszlásáról is, amelynek végeredményét a *II. táblázat* tartalmazza. A konvektív aktivi-

III. TÁBLÁZAT

Az országos csapadékmaximumok különböző valószínűségű mennyiségei [mm]

P %	perc					óra					nap
	10	15	20	30	45	1	2	3	6	12	1
0,5	44	57	68	87	115	144	212	237	255	267	273
1	42	54	65	82	106	131	184	211	231	243	252
2	40	51	61	76	93	112	155	183	208	222	230
5	36	47	56	69	83	96	126	148	176	192	201
10	33	42	50	62	73	83	106	123	147	165	178
25	28	36	41	49	57	65	81	91	111	129	145
50	25	33	38	45	52	56	66	72	85	100	117
75	21	27	32	40	45	50	58	63	72	84	97
90	18	23	29	36	42	46	53	58	66	76	84
95	15	20	25	33	38	44	51	56	63	72	79
átlag	26	33	40	48	56	62	75	83	97	111	125
észlelt maximum	41	52	—	85	—	143	—	215	—	—	260

tás évi alakulásának megfelelően a rövid idejű nagy csapadékok túlnyomó része a *május—augusztus közötti időszakra* koncentrálódik, így e négy hónap csapadék adataiból kiválasztott legnagyobb értékeket már kellő biztonsággal évi maximumoknak tekinthetjük.

Következőkben bemutatjuk a Magyarország területén előfordult évi legnagyobb csapadékhozamok idősorából meghatározott X_a mértékadó értékeket. Adatsorainkból meghatároztuk a *Pearson-III* típusú függvény paramétereit, miután ez az elméleti eloszlásfüggvény jó illeszkedést biztosít a csapadékmaximumok empirikus eloszlásához [5], s e függvény alapján számítottuk az X_a értékeket. A mértékadó országos maximumokat a *III. táblázat*ban közöljük. A feldolgozásban nem szereplő közbülső időtartamokra az adatokat grafikus interpoláció útján határoztuk meg.

Adatainkat úgy tekinthetjük, hogy azok jól megközelítik a Magyarország területén *éghajlatilag lehetséges* csapadékmaximumokat, amelyek megbecslésére egyes állomások rendelkezésünkre álló rövid ombrográf-adatsorainak elemzése jóformán semmi támpontot sem ad, s hasonló bizonytalansággal járna a lehetséges csapadékmaximumok dinamikus modellek alapján történő kiszámítása.

Annak illusztrálására, hogy egyes állomások ombrográf-adataiból meghatározott mértékadó csapadékmaximumok hogyan aránylanak az országos maximumok mértékadó értékeihez, 5 állomás (Sopron, Pécs, Budapest, Túrkeve, Nyíregyháza) 0,5, 1, 2, 5 és 10 százalékos csapadékmaximumának átlagát

képeztük, s annak egységében fejeztük ki a 10 perc, 30 perc, 1 óra, 3 óra, 1 nap időtartamok fenti valószínűségű országos maximumait. Az arányszámokat a *IV. táblázat* tartalmazza. Mint látható, az időtartamtól és a valószínűségi

IV. TÁBLÁZAT

Az országos és pontszerű csapadékmaximumok aránya

P %	perc		a		
	10	30	1		1
0,5	1,57	1,89	2,48	3,15	2,83
1	1,68	1,95	2,47	3,12	2,83
2	1,74	2,00	2,35	3,00	2,85
5	1,80	2,03	2,35	2,85	2,90
10	1,94	2,20	2,36	2,72	2,98

szinttől függő, 1,6—3 közötti szorzótényező alkalmazásával kapnánk meg a 30—40 éves adatsorú állomások mértékadó csapadékmaximumaiból a lehetséges maximumok értékét, amelyek fentiek szerint elvileg az ország bármely körzetében felléphetnek. Különös biztonságot igénylő tervezéseknél ezért indokolt lehet a *III. táblázat* adatainak figyelembevétele.

IRODALOM

[1] *Péczely Gy.—Salamin P.—Winter J.* (1969): A rövid időtartamú, nagy intenzitású esők vizsgálatának módszereiről (Szakvélemény).

[2] *Goda L.—Péczely Gy.—Salamin P.—Winter J.* (1971): Rövid idejű nagy csapadékok feldolgozása (Szakvélemény).

[3] *Kakas J.—Ozorai Z.* (1955): A 24 órai csapadék abszolút maximuma Magyarországon. Időjárás 59. évf. 6. sz. pp. 344—350.

[4] *Pécsi M. (szerk.)* Magyarország tájföldrajza 1. A dunai Alföld. p. 12. Akadémiai Kiadó, Budapest 1967.

[5] *Goda L.* (1966): A többnapos nagycsapadékok gyakorisága. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet. Tanulmányok és Kutatási eredmények 20 sz. Budapest.

Magasságszámítás ellenőrzése TEMP táviratoknál

OZORAI ZOLTÁN, *Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*

Control of the Calculation of the Altitudes Included in TEMP Messages. Applying some minor omissions a relation is derived, by use of which the altitudes of the standard pressure levels included in a TEMP message can be easily controlled with the aid of a computer on the basis of the values of temperature, dew-point depression and station elevation. A criterion is laid down, by use of which it can be determined whether the data given in the message, i. e. the temperature, the dew-point depression and the geopotential resp. are in contradiction with each other or not. Finally it is investigated in how far the quantity of the calculated altitude changes if the temperature value is erroneous by one degree centigrade.

*

Контроль расчета данных высоты содержанных в телеграммах TEMP С незначительными упрощениями выводится формула с помощью которой с применением ЭВМ можно легко контролировать высоты стандартных изобарических поверхностей, полученных из телеграмм TEMP, на основе температуры, депрессии точки росы и высоты станции над уровнем моря. Дается критерий для установления возможных противоречий между данными (температуры, депрессии точки росы или геопотенциала) содержащимися в телеграммах. Наконец, исследуется, насколько изменяется расчитанная высота при ошибке температуры на 1°.

*

1. Az alapegyenletek levezetése

A TEMP táviratok számítógépes felhasználását meg kell előznie egy ellenőrzésnek, amely elsősorban a belső ellentmondások alapján kiszűri a hibás adatokat. A jelen sorokban a TEMP táviratokban közölt főszintek magasságának ellenőrzését írjuk le a megadott hőmérséklet és harmatpont-depresszió értékek felhasználásával. Egyúttal rámutatunk arra is, hogy milyen hőmérsékleti eltérések ütköznek ki a magasságszámítás során.

A statika alapegyenletéből indulunk ki:

$$dp = -g\varrho\, dz \tag{1}$$

ahol dp = a dz emelkedés közben észlelt nyomásváltozás,
g = a nehézségi gyorsulás és
ϱ = a dz vastagságú levegőréteg sűrűsége.

Az utóbbit kifejezhetjük az általános gázegyenletből:

$$p = R\,\varrho\, T_v \tag{2}$$

ahol R = a száraz levegőre vonatkoztatott gázállandó,
T_v = a levegő virtuális hőmérséklete (K fokokban).

Amennyiben a levegő fajlagos nedvessége csökken, a léghőmérséklet és a virtuális hőmérséklet különbsége elhanyagolhatóvá válik. (A gyakorlat azt mutatta, hogy az 500 mb-on felüli szinteken Közép-Európában nincs szükség a virtuális hőmérséklet kiszámítására, mert olyan kicsiny a léghőmérséklet és a virtuális hőmérséklet különbsége, hogy az utóbbi az előbbivel helyettesíthető.)

Az (1) és (2) egyenletből kapjuk a következő ismert összefüggést:

$$dz = -\frac{R}{g} T_v \frac{dp}{p} \tag{3}$$

A (3) differenciálegyenlet integrálható, ha T_v megadható, mint p függvénye. Mint ismeretes, ha T_v valamely rétegben egyenletesen csökken, és a réteg nem túlságosan vastag (pl. nem haladja meg két, egymásutáni főszint egymástól

való távolságát), akkor izotermnek veszik fel ezt a réteget, amelynek hőmérséklete a réteg alján, ill. tetején észlelt hőmérsékletek számtani középértéke (T_{vk}). Ebben az esetben a p_1 és p_2 ($p_1 > p_2$) nyomási szintek közötti magasságkülönbség:

$$z_2 - z_1 = -\frac{R}{g} T_{vk} \ln \frac{p_2}{p_1} \tag{4}$$

A képlet alkalmazásához szükségünk van a virtuális hőmérséklet megállapítására.

Ismeretes, hogy a virtuális hőmérsékletet megkapjuk a következő formulából:

$$T_v = T\,(1 + 0{,}604\, s), \tag{5}$$

ahol s – a fajlagos nedvesség gr/gr egységekben.

Ismeretes az is, hogy

$$s = 0{,}622\, e\, (p - 0{,}378e)^{-1} \tag{6}$$

ahol e – a tényleges páranyomás (mb-okban) és
p – a légnyomás (mb-okban).

Az (5) és (6) egyenletből:

$$T_v = T\left(1 + \frac{0{,}604 \cdot 0{,}622\, e}{p - 0{,}387\, e}\right),$$

amiből kisebb elhanyagolásokkal a következő összefüggést kaphatjuk meg:

$$T_v - T = 0{,}378 \frac{e}{p} T \tag{7}$$

Anélkül, hogy durva hibát követnénk el, további egyszerűsítést érhetünk el, ha a (7) egyenlet jobb oldalán felhasználjuk a standard atmoszféra egyenletét:

$$p = 1013{,}2 \left(\frac{T}{288}\right)^{5{,}256}$$

Ebből

$$T = 77{,}18531\, p^{0{,}190259} \tag{8}$$

Tudjuk, hogy ezt az egyenletet a sztratoszféráig tartják érvényesnek, azaz 11 km magasságig. De – mint említettük – a gyakorlat szerint Közép-Európában az 500 mb-os szint felett elhanyagolható a léghőmérséklet és a virtuális hőmérséklet közötti különbség. Hibát tehát csak azzal követünk el, hogy a tényleges hőmérsékleteloszlás helyett az átlagos eloszlást használjuk fel olyan helyen, ahol az eltérés elhanyagolása nem okoz lényegesebb hibát.

A (8) egyenletet behelyettesítve a (7)-be és bevezetve az

$$A = A(p) = \frac{29{,}17605}{p^{0{,}809741}}$$

jelölést, a TEMP táviratokban szereplő összes fő-izobárszintre előre kiszámítható:

$$T_v - T = Ae \tag{7.1}$$

vagy

$$T_v = T + Ae \tag{7.2}$$

A értékeit a fő-izobárszintekre az *I. táblázat*ban adjuk meg.

I. TÁBLÁZAT

$A = A(p) = \frac{29{,}17605}{p^{0{,}809741}}$ *értéke a főszinteken*

p	1000	900	850	800	700	600	500
A	0,108624	0,118297	0,123900	0,130135	0,144993	0,164268	0,190400
p	400	300	250	200	150	100	–
A	0,228105	0,287937	0,333739	0,399833	0,504711	0,700836	–

Ki kell számítanunk még e-t, a tényleges páranyomást. Minthogy a TEMP távirat a hőmérsékletet és a harmatpont-depressziót adja meg (mindkettőt C fokokban), kézen fekvő, hogy ezeket használjuk fel számításunkhoz. A páranyomást megadó *Magnus*, vagy *Tetens* formula alkalmatlan operatív használatra, ezért másodfokú *Csebisev* polinommal közelítettük meg a keresett értéket:

$$e = 0{,}013\ (t - D)^2 + 0{,}5(t - D) + 6{,}1 \qquad (9)$$

ahol t – valamely szinten észlelt léghőmérséklet (C fokban) és
D – ugyanezen a szinten észlelt harmatpont-depresszió (C fokban),
e – a tényleges páranyomás.

Annak illusztrálására, hogy a (9) egyenlet adta értékek mennyire közelítik meg a páranyomás valódi értékeit, a *II. táblázatban* feltüntetjük mindkét adatot a leggyakrabban előforduló hőmérsékletek (harmatpontok) tartományában, -20 és $+20$ °C között öt fokonként.

II. TÁBLÁZAT

A páranyomás valódi és közelítő értékei. (I. *A Robitzsch-féle táblázatból kivett érték* [1], II. *A (9) képlet szolgáltatta közelítő adatok)*

t °C (t_d °C)	−20	−15	−10	−5	0	5	10	15	20
I.	1,25	1,90	2,86	4,21	6,11	8,72	12,28	17,05	23,37
II.	1,30	1,53	2,40	3,93	6,10	8,93	12,40	16,53	21,30

A (7.1) és (9) egyenlet alapján

$$T_v - T' = t_v - t = A[0{,}013(t - D)^2 + 0{,}5(t - D) + 6{,}1] \qquad (10)$$

Miután a (10) egyenlet segítségével minden nyomásszinten t és D alapján kiszámítottuk a virtuális hőmérsékletet, áttérhetünk a magasság-számítás ellenőrzésére.

2. Az 1000 mb-os szint magasságának (H_{1000}) ellenőrzése

Jelöljük a következőkben a talajszinten észlelt, ill. az arra kiszámított értékeket „0" indexszel.

Két eset lehetséges: *a)* az 1000 mb-os szint a talajszint alatt fekszik ($1000 > p_0$); *b)* az 1000 mb-os szint a talajszint felett van ($1000 < p_0$).

Tárgyalásainkat az *a)* esettel kezdjük. A (4) egyenletből indulunk ki.

Ekkor

$z_2 = H_0$ – az állomás magassága a tengerszint felett geopotenciális méterekben (megtalálható a WMO Publ. No. 9. TP. 4. Vol. A-ban a H_p rovatban),

$z_1 = H_{1000}$ – az 1000 mb-os szint magassága a tengerszint felett gpm-ekben,

$p_2 = p_0$ – a talajon észlelt légnyomás,

$p_1 = 1000$ mb.

De

$$p_0 = 1000 - (1000 - p_0),$$

tehát

$$\ln \frac{p_0}{p_1} = \ln \left(1 - - \frac{1000 - p_0}{1000}\right),$$

illetve sorbafejtve s a másodrendű tagot elhanyagolva:

$$\ln \frac{p_0}{1000} = \frac{1000 - p_0}{1000} \tag{11}$$

Szükséges még T_{vk} ismerete. A talaj és az 1000 mb-os szint között a nem létező légrétegben a virtuális hőmérsékletre érvényesnek vesszük az átlagos hőmérsékleti gradienst.

Így:

$$T_{v,\,1000} = T_{v,\,0} + 0{,}0065\,(H_0 - H_{1000}).$$

Ebből

$$T_{vk} = \frac{1}{2}(T_{v,\,1000} + T_{v,\,0}) = T_{v,\,0} + 0{,}00325(H_0 - H_{1000}). \tag{12}$$

A (4), (11) és (12) egyenlet alapján:

$$H_0 - H_{1000} = \frac{R}{g} \frac{1000 - p_0}{1000} [T_{v,\,0} + 0{,}00325(H_0 - H_{1000})],$$

átrendezve

$$(H_0 - H_{1000}) \left[1 - \frac{R}{g} 10^{-3}\,(1000 - p_0)\;0{,}00325\right] =$$

$$= \frac{R}{g} 10^{-3}\,(1000 - p_0)\,T_{v,\,0} \tag{13}$$

Behelyettesítve R és g ismert értékét, valamint tekintettel arra, hogy $1 \geqslant 0{,}00325\ 10^{-3}\,(1000 - p_0)\,\frac{R}{g}$, azt kapjuk, hogy

$$H_{1000} = H_0 - 0{,}029257\,T_{v,\,0}\,(1000 - p_0) \tag{14}$$

Ez a képlet is ismert az irodalomból ([2]). Levezetését csak azért adtuk meg, hogy reámutathassunk arra, hogy T_v változásától az adott rétegben eltekinthetünk, minthogy a (13) képlet baloldalán szögletes zárójelben levő tényező éppen T_v változásának figyelembe vétele miatt lépett fel. A (14) egyenletbe H-t gpm-ben, $T_{v,\,0}$-t K fokokban, p_0-t mb-okban kell behelyettesíteni.

A *b)* esetben, azaz, ha az 1000 mb-os szint a talaj felett van, ugyanezt a képletet használhatjuk, de ebben az esetben a T_{vk} meghatározható, mert mind T_{1000}, mind T_0 a megfelelő harmatpont-depressziókkal együtt ismert.

3. *A fő-izobárszintek relatív magassága*

A TEMP táviratokban a főszintek megadott magasságát úgy ellenőrizzük, hogy két, egymásután következő főszint relatív magasságát (a rétegvastagságot) számítjuk ki, és a táviratban közölt magasságok különbségével hasonlítjuk össze. Ennek a módszernek az az előnye, hogy rétegről rétegre haladva az egyes relatív magasságoknál kisebb eltérést engedhetünk meg, azaz szigorúbb kritériumokat állíthatunk fel, mintha a rétegvastagságok összegét ellenőrizzük, hiszen az egyes rétegeknél fellépő hibák összegeződhetnek, s így a magasabb szinteken lényegesebb eltérések is felléphetnek.

A (4) egyenletet felírva az n-edik és $n + 1$-edik főszintre és bevezetve az

$$F_n^{n+1} = -\frac{R}{g} \ln \frac{p_{n+1}}{p_n}$$

jelölést, az n-edik és $n + 1$-edik főszint által határolt réteg vastagsága:

$$\Delta z_n^{n+1} = z_{n+1} - z_n = F_n^{n+1} \, T_{vk} \tag{15}$$

ahol T_{vk} az említett réteg közepes virtuális hőmérséklete (a kettős indexeket az egyszerűség miatt hagytuk el). Az egyes rétegekre vonatkozó F értékeket előre kiszámítottuk, és a *III. táblázatba* foglaltuk.

III. TÁBLÁZAT

F értékei a főszintek határolta rétegre

p_n	1000	850	700	500	400
p_{n+1}	850	700	500	400	300
F	4,75483	5,68047	9,84449	6,52863	8,41696
p_n	300	250	200	150	–
p_{n+1}	250	200	150	100	
F	5,33420	6,52863	8,41696	11,86283	–

Az eddig leírtak alapján a számítás menete a következő:

1. A főszintekre megadott t léghőmérsékletek, D harmatpont-depressziók alapján a (10) egyenlet és az *I. táblázat* segítségével kiszámítjuk a virtuális hőmérsékletet (t_v °C).

2. Az egymást követő főszintekre kiszámított virtuális hőmérsékletekből meghatározzuk a t_{vk}-t. Ehhez 273-at hozzáadva megkapjuk a T_{vk}-t. Amennyiben 500 mb-on, vagy ez alatt valamely szinten hiányzik a harmatpont-depresszió, illetve a 400 mb-os szinttől felfelé, a virtuális hőmérséklet helyett a léghőmérsékletet vesszük.

3. A kiszámított T_{vk}-t megszorozva a *III. táblázat*ból kivett megfelelő F értékkel, megkapjuk a két, szomszédos főszint egymástól vett távolságát.

Külön kell említést tenni a legalsó réteg vastagságának, vagyis az 1000 és a 850 mb-os szint magasságkülönbségének meghatározásáról.

4. Ha az 1000 mb-os szint az állomás felett van, eljárásunk megegyezik a fent leírtakkal, hiszen 1000 mb-ról minden szükséges adat rendelkezésre áll.

5. Ha az 1000 mb-os szint a talaj alatt van, az 1000 mb-os szint hőmérsékletét és harmatpont-depresszióját a talajon mért értékkel helyettesítjük, külön-

ben az eljárás nem változik. A rétegvastagságot az előzetesen ellenőrzött H_{1000}-hez adjuk hozzá, hogy a 850 mb-os szint magasságát kiszámítsuk.

Az utóbbi két megjegyzéstől eltekintve a számítási eljárás egyetlen képletbe is sűríthető. Az n-edik és $n + 1$-edik főszint relatív magassága:

$$\Delta z_n^{n+1} = F_n^{n+1} \left\{ \frac{t_{n+1} + t_n}{2} + \frac{A_n}{2} \left[0{,}013(t_n - D_n)^2 + \right.\right.$$

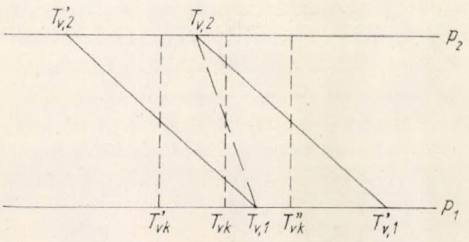
$$\left. + 0{,}5(t_n - D_n) + 6{,}1 \right] + \frac{A_{n+1}}{2} \left[0{,}013(t_{n+1} - D_{n+1})^2 + \right.$$

$$\left.\left. + 0{,}5(t_{n+1} - D_{n+1}) + 6{,}1 \right] + 273 \right\}. \qquad (16)$$

Ezt a képletet a későbbiekre való tekintettel írtuk fel, mert számítás-technikailag célszerűbb a szukcesszív eljárás.

4. A megengedhető maximális hiba becslése

A fent leírt számítási módszerrel meghatározott és a TEMP-ben megadott magasságkülönbség természetesen többé-kevésbé eltér egymástól, még akkor is, ha a felszállásból készített TEMP távirat helyes. Ennek több oka lehet, amelyek közül kettőt kiemelünk.



1. ábra

1. Az egyes szolgálatok nem egységes módon számítják a magasságokat.

2. Az itt lefektetett számítási módszer nem veszi figyelembe a főszintek közötti markáns pontokat. Az utóbbi hibaforrás kiküszöbölése ugyanis jelentősen megnövelné az ellenőrzés időtartamát, s feleslegesen terhelné a számítógépet.

Hibaforrásként szerepel – a számítástechnikán kívül – a rádiószonda sugárzási hibája, amelyet a felszállást végző szolgálat sem minden esetben vesz figyelembe. Ez pedig nagyobb hibát okozhat, mint a markáns pontok elhanyagolása.

Indokolt tehát, hogy az ellenőrzés során eltérések mutatkoznak az egyes rétegvastagságok között. Csupán az a kérdés, hogy mekkora relatív hibát tekintsünk megengedhetőnek. Reálisnak látszó felső határt az alábbi megfontolásokkal próbáltuk megbecsülni.

Tegyük fel, hogy inverzió van egy rétegben. Ennek következtében a tényleges közepes virtuális hőmérséklet nem azonos az alsó és a felső szint virtuális hőmérsékletének számtani középértékével. Szélsőséges esetben a markáns pont úgy helyezkedik el, hogy felette vagy alatta a hőmérsékleti gradiens 1 °C/100 m. Két eset lehetséges: *a)* a p_1 főszint feletti sekély rétegben van az inverzió, amelyben a virtuális hőmérséklet a főszinten talált $T_{v,1}$ értékről $T'_{v,1}$ értékre ugrik fel.

Ettől kezdve a virtuális hőmérséklet 1 °C/100 m gradienssel csökken a p_2 főszint $T_{v,2}$ hőmérsékletéig. *b)* A hőmérséklet $T_{v,1}$-ről csökken a szélsőséges gradienssel közvetlenül a p_2 szintig, eközben a $T'_{v,2}$ hőmérsékletet éri el, s innen indul ki az inverzió a $T_{v,2}$-ig (l. az *1. ábrát*). Az eredeti adatok alapján számított T_{vk}-n kívül így kapunk még két, szélsőséges középhőmérsékletet (T'_{vk}-t, ill. T''_{vk}-t), valamint három, számított rétegvastagságot (Δz-t, $\Delta z'$-t, ill $\Delta z''$-t). Felhasználva a (15) képletet, amelyben F indexeit egyszerűség okából elhagyjuk, továbbá elhanyagolva $F/200$ magasabb fokú hatványait, a következő eredményeket kapjuk:

$$\Delta z' = F \cdot T_{v,1} \left(1 - \frac{F}{200}\right), \text{ ill.}$$

$$\Delta z'' = F \cdot T_{v,2} \left(1 + \frac{F}{200}\right),$$

amiből

$$\Delta z'' - \Delta z' = F \left[\frac{\Delta z}{100} - (T_{v,1} - T_{v,2})\right],$$

ha figyelembe vesszük, hogy $\frac{F}{2}(T_{v,1} + T_{v,2}) = \Delta z$.

A két, szélsőséges rétegvastagság különbsége függ tehát a főszinteken észlelt hőmérsékletek különbségétől. Ez a különbség zérus lesz, ha $T_{v,2} = T_{v,1} - \Delta z/100$, azaz ha a rétegben a gradiens 1 °C/100 m. De ez egyértelmű azzal, hogy nincs benne inverzió. Ha ugyanis mégis lenne benne inverzió, akkor olyan résznek is kellene benne lenni, amelyben a gradiens nagyobb, mint 1 °C/100 m. Ez azonban nem valószínű.

Másik határnak fogadjuk el a $T_{v,1} = T_{v,2}$ esetet, mivel igen kiterjedt és erős inverziónak kellene fellépnie ahhoz, hogy a felsőbb főszinten magasabb hőmérséklet uralkodjék, mint az alatta levőn. Ebben az esetben

$$\Delta z'' - \Delta z' = \frac{F \cdot \Delta z}{100}.$$

Ennek a szélsőséges, igen ritkán előforduló értéknek legfeljebb csak a fele tekinthető reálisnak, ezért a következő kritériumot állíthatjuk fel:

$$\Delta z - \frac{F \cdot \Delta z}{400} \leq \Delta z_t \leq \Delta z + \frac{F \cdot \Delta z}{400}$$

ahol Δz_t a táviratozott rétegvastagság.

Tekintetbe véve a *III. táblázat* alapján F lehetséges értékeit – s megfontolva azt, hogy a sztratoszférában nem fordul elő „adiabatikus gradiensű" réteg – a „reálisnak tekinthető" eltérés értékére $\pm 2\%$ adódik.

Néhány konkrét esetet kiszámítva azt kaptuk, hogy az eltérés ritkán haladta meg még az 1%-ot is, tehát a fenti kritérium még szigorítható. Ehhez azonban több konkrét adatra lenne szükségünk.

5. Az észlelési adatok hibáinak felderítése

A TEMP táviratban közölt magassági adatok ellenőrzése tulajdonképpen azt a célt szolgálja, hogy rámutasson a TEMP táviratokban rejlő belső ellentmondásokra. Ha a számított és a táviratozott rétegvastagság különbsége a

megengedett mértéknél nagyobb, feltehető, hogy a hőmérséklet, a harmatpont-depresszió, ill. a rétegvastagság közül valamelyik hibás. Annak az eldöntése, hogy hol a hiba, csak egy esetben lehetséges: ha két, egymás felett fekvő réteg vastagsága hibásnak adódik, és az eltérés egyirányú (tehát mindkettő vastagabb, vagy mindkettő vékonyabb a jelentettnél). Ilyenkor az a legvalószínűbb, hogy a közbülső főszinten mért hőmérséklet, vagy harmatpont-depresszió adata hibás. Kimutatható, hogy ebben az esetben

$$F_{n-1}^{n} : F_{n}^{n+1} = d_{n-1}^{n} : d_{n}^{n+1},$$

ahol d_{n-1}^{n}, ill. d_{n}^{n+1} az alsó, ill. a felső réteg vastagságának eltérése a jelentett értéktől. Ha a fenti kritérium közelítőleg sem teljesül, a hiba máshol keresendő. Más esetekben dönteni azonban csak akkor lehet, ha a szomszédos állomások adatait vetjük össze.

A következőkben azt fogjuk vizsgálni, hogy egy hibás hőmérséklet, vagy harmatpont-depresszió milyen mértékben változtatja meg a rétegvastagságot. A rétegvastagság teljes megváltozása:

$$d\Delta z_{n-1}^{n} = \frac{\partial z_{n}^{n+1}}{\partial t_n}\, dt_n + \frac{\partial z_{n}^{n+1}}{\partial t_{n+1}}\, dt_{n+1} + \frac{\partial z_{n}^{n+1}}{\partial D_n}\, dD_n + \frac{\partial z_{n}^{n+1}}{\partial D_{n+1}}\, dD_{n+1} \qquad (18)$$

A parciális differenciálhányadosokat a (16) egyenletből kaphatjuk meg aránylag egyszerű alakban. Mégis szükségtelen felírni a (18) kifejtett alakját, mert minket csak az érdekel jelenleg, hogy egy-egy változó (mérési adat) egységnyi megváltozása hány százalékkal módosítja a rétegvastagságot, tehát tulajdonképpen a

$$\frac{100 \cdot d\Delta z_{n}^{n+1}}{\Delta z_{n}^{n+1}}$$

értéket akarjuk meghatározni, ha $dt_n = 1$, de $dt_{n+1} = dD_n = dD_{n+1} = 0$, s.i.t.

A relatív hiba fenti képlete általános esetben nem egyszerűsíthető. Ezért a problémát úgy kerültük meg, hogy átlagértékekkel számoltunk, amelyeket azonos időpontból származó kilenc közép-európai TEMP felszállásból állítottuk össze.

Számításaink eredményét – tájékozódásul – a következőkben foglalhatjuk össze:

t_n és t_{n+1}	egységnyi megváltozása átlagosan	0,2%,
D_n		0,012%,
D_{n+1}		0,005%

hibát okoz. Az egyedi értékek szórása a fenti értékektől elhanyagolhatóan kicsiny. A fenti összeállításból következik, hogy ha a magasságkülönbségnél az 1%-os hibát tartjuk megengedhetőnek, 5 foknyi hőmérsékleti, ill. kb. 10 foknyi harmatpont-depressziós hiba mutatható csak ki. A rétegvastagság ellenőrzése nem eléggé érzékeny a hőmérsékleti adatok hibáinak felderítésére. Az utóbbiak minőségellenőrzését tehát más módon kell megoldani.

IRODALOM

[1] *M. Robitzsch:* Ausführliche Tafeln zur Berechnung der Luftfeuchtigkeit. Verl. W. Keller, Leipzig, 1941.

[2] *G. A. Bull:* Objective Analysis in the Numerical Weather Forecasting System. Met. Off. Forecasting Techniques Branch Memorandum, N° 10. 1966.

Orográfiai hatások elemzése a hasznosítható potenciális- és kinetikai energia változásában

CSÁSZÁR MARGIT, *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest*

Analysis of Orographical Influences on the Variation of the Available Potential and the Kinetic Energy. The maintenance and the intensity of the general circulation depend on the equilibrium existing between the productions and the dissipation of the kinetic energy. Therefore the establishment of diagnostic and prognostic equations describing the atmospheric processes cannot lack some information on the mechanism of the large-scale energy transformations. The energy transformation occurring in a confined area cannot be separated from the energetic processes of the Earth-Atmosphere system. If we are able to determine the influence of a confined area on the general circulation and with the aid of this to demonstrate the "contributions" of the influences crossing the boundaries of this region, we may estimate the direction and the measure of the changes taking place within the boundaries of the region. There is a number of papers in which the authors demonstrated, that the different regions of the atmosphere of the Earth influence in very different manner the global energy balance. In our paper we analyse the equations determining the local variations of the kinetic energy and the available potential energy by adopting the conventional coordinate system x, y, p. Later we attempt to evaluate numerically the terrestrial effects arising from the mutual interaction between the orography and the different circulation systems.

*

Анализ орографических влияний на изменение доступной потенциальной энергии и кинетической энергии. Сохранение и интенсивность общей циркуляции зависит от баланса между возникновением и диссипацией кинетической энергии. Поэтому для составления диагностических и прогностических уравнений, описывающих атмосферные процессы, необходима информация о макромасштабных преобразованиях энергии. Преобразование энергии на определенной территории неотделимо от энергетических процессов во всей системе Земля — атмосфера. Если мы сможем определить влияние этой определенной территории на общую циркуляцию и тем самым показать «вклады» влияний, пересекающих границы этой области, мы сможем определить направление и размеры изменений, имеющих место внутри этой области. Многие авторы показывают, что разные области атмосферы самым различным образом повлияют на глобальный баланс энергии. В настоящей работе подвергаются анализу (в общепринятой системе координат x, y, p) уравнения, определяющие локальные изменения кинетической энергии и доступной потенциальной энергии. Кроме того автор деляет попытку численного определения эффектов земной поверхности, возникающих вследствие взаимодействия орографии и различных циркуляционных систем.

*

A légkör energiaciklusát alapvetően meghatározza a kinetikai energia termelése és disszipációja. A kinetikai energia forrása a légkörben a potenciális és belső energia meghatározott készlete. A potenciális és belső energia összege, az ún. *teljes potenciális energia* (*Margules* [1] labilitási energiának nevezte), azonban nem megfelelő mértékszám a kinetikai energiába való átalakulásra felhasználható energia összegének.

Induljunk ki abból a fizikai elvből, miszerint ha egy rendszer egyidejűleg több erőhatásnak van kitéve, a különböző közeghatásokhoz tartozó intenzitásparaméterek (erők) arra törekednek, hogy ismét visszavezessék a rendszert az egyensúlyi állapotba. Ha a súrlódástól eltekintünk és a makroléptékű mozgások szempontjából vizsgáljuk a kérdést, a légköri mozgásokat a nyomáserő, a gravitációs erő és a *Coriolis*-erő kölcsönhatása határozza meg. Az egyensúlyra való törekvés során mozgások lépnek fel, melyhez a szükséges energiát a rendszer a teljes potenciális energiából átalakulás révén nyeri. Az átalakulásra rendelkezésre álló készlet a légkör horizontális izentróp felületekkel jellemzett, stati-

kailag stabilis egyensúlyi állapotában, az ún. *referencia állapotban* zérus értéket ér el.

Lorenz [2] ebből a tényből kiindulva vezette be a hasznosítható potenciális energia fogalmát, amely egyenlő a teljes potenciális energia azon mennyiségével, amely felszabadulna, ha a légkör tömege izentrop változásokkal úgy rendeződik át, hogy stabilis rétegződéssel vízszintes izentrop felületek alakulnak ki.

A hasznosítható potenciális energia (a továbbiakban A) a fenti definíció szerint a kiinduló állapot és az egyensúlyt reprezentáló referencia-állapot teljes potenciális energiája közti különbség:

$$A = c_p \int_M \frac{p^k - p_r^k}{p_{00}^k} \Theta \, dM = c_p \int_M \frac{p^k - p_r^k}{p^k} T \, dM, \tag{1}$$

ahol T a hőmérséklet, Θ a potenciális hőmérséklet, p a nyomás, p_r a referencia nyomás, $p_{00} = 1000$ mb, $k = R/c_p$, R gázállandó, c_p állandó nyomáson vett fajhő és M a légkör teljes tömege

Ez az általánosan használt egzakt formula, amely a referencia nyomást implicite tartalmazza. Mivel $p > 0$, $k > 0$, p_r pedig p (Θ) átlagos értéke, $p - p_r > 0$ esetén, A pozitív definit minden izobárfelületre. Az (1) formula szerint A nagyságát a referencia nyomástól való eltérés értéke szabja meg.

Lorenz [2] a hasznosítható potenciális energia meghatározására egy számításokra alkalmasabb közelítő formulát is adott, amellyel leggyakrabban találkozunk az A értékének becslésére vonatkozó dolgozatokban:

$$A = \frac{1}{2} \int_0^\infty \frac{\gamma_d}{\gamma_d - \gamma} \left(\frac{T'}{\bar{T}}\right)^2 dp, \tag{2}$$

ahol γ_d a hőmérséklet szárazadiabatikus gradiense, $\gamma = \dfrac{\partial T}{\partial p}$ függőleges hőmérsékleti gradiens, $\bar{T}$ az izobárfelület átlagos hőmérséklete és T' az attól való eltérés. Ez a forma a statikai stabilitás mérőszámán, valamint a hőmérsékletnek az izobárfelületek mentén számított varianciáján keresztül közelíti meg A értékét. *Gates* [3], kiszámítva az egyes hónapokra a statikai stabilitás értékeit a légkör eléggé részletezett vertikális szelvénye mentén, azt találta, hogy $\gamma_d - \gamma$ nagy varianciával rendelkezik minden egyes hónapban, maximális értékét pedig a talajközeli szintekben és a hegyek körzetében éri el. *Dutton* és *Johnson* [4], figyelembe véve a változó statikai stabilitás hatását a hasznosítható potenciális energia értékére, azt találták, hogy ott, ahol a hőmérséklet vertikális gradiense megközelíti a szárazadiabatikusat, a hozzájárulás egy vagy két nagyságrenddel nagyobb lesz, mint a magas statikai stabilitású területeken.

Jelentős *Smith* [5] vizsgálata is, akinek érdeklődése elsősorban arra irányult, hogy A meghatározását egy olyan korlátozott tartományra terjessze ki, amely kifejezés a referencia nyomást implicite tartalmazza, ugyanakkor módunkban álljon megbecsülni egy korlátozott tartomány hozzájárulását a teljes légkör hasznosítható potenciális energiájához. A referencia nyomás értékére alkalmasnak tartja *Lorenz* [6] ábráját vagy *Dutton* és *Johnson* [4] táblázatát, amelyet a 75° nyugati meridián mentén számoltak ki január és július hónapokra. Ha A_j-vel jelöljük egy korlátozott tartomány hasznosítható potenciális energiáját, A_j lokális változását az (1) t szerinti deriválásával *Smith*-hez hasonlóan az alábbi összefüggésből határozzuk meg:

$$\frac{\partial A_j}{\partial t} = \frac{1}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0} \frac{p^k - p_r^k}{p^k}\dot{Q}\,dp\,dS + \frac{1}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0} \alpha\omega\,dp\,dS -$$

$$- \frac{c_p}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0} \nabla\left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k}T.\boldsymbol{v}\right)dp\,dS - \frac{c_p}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0}\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k}T\omega\right)dp\,dS +$$

$$+ \frac{c_p}{g}\int_S\left(\frac{p_0^k - p_{r0}^k}{p_0^k}T_0\frac{\partial p_0}{\partial t} - \frac{p_t^k - p_{rt}^k}{p_t^k}T_t\frac{\partial p_t}{\partial t}\right)dS, \qquad (3)$$

ahol $\dot{Q}$ az egységnyi tömeg diabatikus melegedése (hűlése), $\omega = dp/dt$ vertikális sebesség, $\alpha = \frac{1}{\varrho}$ specifikus térfogat, $\boldsymbol{v}$ horizontális sebességvektor, T abszolút hőmérséklet, ∇ gradiens operátor, T_0, p_{r0}, $\partial p_0/\partial t$, és T_t, p_{rt}, $\partial p_t/\partial t$ a p_0, illetve p_t szintek hőmérséklete, referencia nyomása és lokális nyomásváltozása. Ha p_0, illetve p_t rögzített nyomásszintek, $\partial p_0/\partial t = \partial p_t/\partial t = 0$.

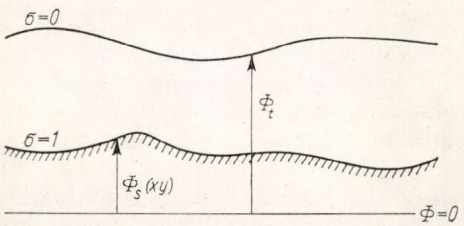
A (3) egyenlet első tagja a diabatikus folyamatok következtében létrejött hasznosítható potenciális energia értékét írja le. E faktor határozza meg azokat a helyeket, ahol a keletkező hasznosítható potenciális energia részére leghatékonyabb a hő hozzáadás vagy elvonás. A második tag A_j azon változását jelenti, amely a tömeg térfogaton belüli újrarendeződése következtében keletkezik. A harmadik és negyedik tag a tömeg horizontális és vertikális átvitelét jelenti. E tagok jelentik a korlátozott tartományú terület hozzájárulását a teljes energiaháztartáshoz, amelyben a vertikális kiáramlás módosító hatású, míg a vízszintes kiáramlás elsősorban a jet-stream szintjében lehet jelentős. Az ötödik tag a tartomány vertikális határainak változását tükrözi, és 0-val egyenlő, ha határként rögzített nyomási szinteket veszünk. Az egyenletben szereplő $\frac{p^k - p_r^k}{p^k}$ kifejezést *Lorenz* [7], illetve *Dutton* és *Johnson* [4] hatásfaktornak nevezte. A $\frac{p^k - p_r^k}{p^k}$ lényegében a referencia állapottól való eltérést reprezentálja, amely $p_r < p$ esetén pozitív, $p_r > p$ esetén negatív előjelű az A változását meghatározó (3) egyenlet megfelelő tagjainál. A hatásfaktor előjele döntően meghatározza, hogy A_j növekedését melegedés vagy lehűlés, a horizontális és vertikális folyamatoknál pedig a tartományba való beáramlás vagy kiáramlás segíti elő.

A kinetikai energia lokális változásával való összehasonlítás céljából megadjuk e tartomány kinetikai energia egyenletét is, amely az alábbi formában írható fel:

$$\frac{\partial k_j}{\partial t} = \frac{1}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0}\boldsymbol{v}\boldsymbol{F}\,dp\,dS - \frac{1}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0}\boldsymbol{v}\nabla\Phi\,dp\,dS - \frac{1}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0}\nabla\boldsymbol{v}k\,dp\,dS - \frac{1}{g}\int_S\int_{p_t}^{p_0}\frac{\partial\omega k}{\partial p}\,dp\,dS \qquad (4)$$

ahol Φ a geopotenciál, $\boldsymbol{F}$ a súrlódási erő, $k = \frac{u^2 + v^2}{2}$ az egységnyi tömeg kinetikai energiája. A (4) egyenlet jobboldalának első tagja a kinetikai energia súrlódási veszteségét írja le, a második tag k_j azon változását jelenti, amely keresztizobárikus áramlás folyamán keletkezik. A kinetikai energia vizsgálat hasznosságát a $-\boldsymbol{v}\nabla\Phi$ közvetlen becslése alapján *Smith* [8] már korábban meg-

állapította; *Holopainen* [9] és *Kung* [10, 11] számításai azt bizonyítják, hogy a képződési érték majdnem állandóan pozitív az alsó troposzférában. Ez indokolt, minthogy az izobárt keresztező áramlási komponens az alsó troposzférá-



1. ábra

ban a nyomás gradienssel ellenkező irányú a súrlódás folytán, ami $-\boldsymbol{v}\nabla\Phi$-nek pozitív értéket ad. A harmadik és negyedik tag a kinetikai energia horizontális és vertikális átvitelét jelenti. Az ötödik tag itt is, mint (3)-ban, a korlátozott tartomány vertikális határainak változását tükrözi.

Megfontolva, hogy

$$-\boldsymbol{v}\nabla\Phi = -\nabla\boldsymbol{v}\Phi + \Phi\nabla\boldsymbol{v} = -\nabla\boldsymbol{v}\Phi - \Phi\frac{\partial\omega}{\partial p} =$$

$$= -\nabla\boldsymbol{v}\Phi - \frac{\partial\Phi\omega}{\partial p} + \omega\frac{\partial\Phi}{\partial p} = -\nabla\Phi\boldsymbol{v} - \frac{\partial\Phi\omega}{\partial p} - \alpha\omega \qquad (5)$$

az $\alpha\omega$-tag (3)-ban és (5)-ben (ellentétes előjellel) az átalakulást reprezentálja, α és ω térbeli korrelációjával kapcsolatos, ezért erősen függ attól, hogy ω-t hogyan sikerült megbecsülni a műveletileg simított és módosított adatokból. A meleg levegő felszállása, ill. a hideg levegő leszállása a kinetikai energiába való átalakulást segíti elő, azaz A_j értékének negatív, k_j értékének pozitív előjelet kölcsönöz. Azokon a helyeken, ahol a domborzati akadály miatt a luv oldalon az előrenyomuló hideg levegő felszállásra, vagy ahol a meleg levegő a lee oldalon leszállásra kényszerül, az átalakulás csökkenése várható. A hegységnek ütköző hideg levegőben a hegy felülete mentén fellépő súrlódás folytán hőmérséklet emelkedés következik be, a (3) képlet alapján a hasznosítható potenciális energia rombolását jelenti, míg a fentebb leírt folyamatok az átalakulást mérséklik. Energetikailag e kettős negatív korreláció okozza a frontok és ciklonok gyengülését, ha azok egy hegység előterébe kerülnek.

Brown-nak [12] a troposzférikus diabatikus felmelegedés diagnosztikai tanulmányozása és a hasznosítható potenciális energia keletkezésével kapcsolatban végzett számításai azt mutatják, hogy a domborzat és a súrlódási effektusok figyelembevételével helyileg kisebb értéket kapunk a hasznosítható potenciális energia örvényes keletkezésére. Ezt már *Lorenz* [13] is megemlíti: „. . . az örvényes hasznosítható potenciális energia egy hányadát valószínűleg szétrombolják a diabatikus folyamatok abban a relációban, hogy azok a légtömegek, amelyek eredetileg viszonylag melegek voltak, lehűlnek, és a viszonylag hidegek felmelegednek".

Fejtegetéseinkből most már látszik, hogy a hasznosítható potenciális energia és kinetikai energia változását leíró egyenletek melyik tagjánál jelentkezik az orográfia módosító hatása, bár ezt nagyságrendileg az eddigiek során még nem elemeztük. (3)-ban és (4)-ben az ötödik tag a vertikális határok változását tükrözi, ezért, ha rögzített p- nyomásszintet veszünk alsó határként, a dombor-

zatilag tagolt terep befolyását nem tudjuk figyelembe venni, a nagy hegymasszívumok területén egy nem létező összeggel járulunk hozzá mindkét érték változásához, ami jelentős hibát eredményez. A hibák kiküszöbölése érdekében egyenleteinket p-rendszerből a *Phillips* [14] által javasolt σ-rendszerbe transzformáljuk *(1. ábra)*.

Miután nem konstans izobárfelülettel határoltuk el a légoszlop alsó határát, először meg kell határoznunk a választott rácspontok simított tengerszint feletti magasságát. Ezután minden egyes rácspontra a szinoptikus megfigyelés hőmérséklete és tengerszintre átszámított légnyomási adata alapján fordított redukciós eljárással meghatározzuk a simított magasság nyomását. A rendszerben az integrálási határok is megváltoznak, valamint jelentős komponenst kapunk a vertikális sebesség földfelületi értékére is.

Jelöljük a simított magasság nyomását p_s-sel, míg a felső p_t határ változatlan marad, és a két nyomás különbségére vezessük be a $p_s - p_t = \pi$ jelölést. Ezek figyelembevételével σ-t az alábbi módon definiáljuk:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} = \frac{p - p_t}{\pi}, \tag{6}$$

ahol p a p_s-től p_t-ig futó pont nyomása. Mint látható $\sigma = 1$ a talajnál és $\sigma = 0$ a p_t nyomáson.

A_j és K_j lokális megváltozását σ-rendszerben a következő formában írjuk fel:

$$\left(\frac{\partial A_j}{\partial t}\right)_\sigma = \frac{1}{g}\int_S\int_0^1 \frac{p^k - p_r^k}{p^k}\dot{Q}\pi d\sigma dS + \frac{1}{g}\int_S\int_0^1 \alpha\omega\pi d\sigma dS -$$

$$- \frac{c_p}{g}\int_S\int_0^1 \nabla\left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k}T\cdot\boldsymbol{v}\right)\pi d\sigma dS - \frac{c_p}{g}\int_S\int_0^1 \frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k}T\omega\right)\cdot\pi d\sigma dS +$$

$$+ \frac{1}{g}\int_S c_p T_s \frac{p_s^k - p_{rs}^k}{p_s^k}\frac{\partial p_s}{\partial t}dS \tag{7}$$

és

$$\left(\frac{\partial K_j}{\partial t}\right)_\sigma = \frac{1}{g}\int_S\int_0^1 \boldsymbol{v}\boldsymbol{F}\pi d\sigma dS - \int_S\int_0^1 \alpha\omega\pi d\sigma dS -$$

$$- \int_S\int_0^1 \nabla\,(\boldsymbol{v}\Phi)\,\pi d\sigma dS - \frac{1}{g}\int_S\int_0^1 \nabla\,(\boldsymbol{v}K)\,\pi d\sigma dS + \int_S \Phi_t\omega_t dS +$$

$$+ \int_S K_t\omega_t dS + \frac{1}{g}\int_S\left(\Phi_s + K_s\right)\frac{\partial p_s}{\partial t}\,dS. \tag{8}$$

A (7) és (8) egyenlet jobboldalán az első két tag, valamint az utolsó tag jelentőségét hangsúlyozzuk. A súrlódás következtében fellépő diabatikus melegedés olyan irreverzibilis folyamat, amely ugyan növeli a teljes potenciális energia értékét, mégsem áll a kinetikai energia rendelkezésére. Tekintsük az előnyomuló hideg levegő esetét. Kezdetben azonos szélességen és magasságon jelentős hőmérsékletkülönbség van a két légtömeg között. A hegynek ütköző hideg légtömegben a súrlódási hő miatt az akadály teljes felülete és az érintkező levegő

találkozása mentén hőmérséklet emelkedés tapasztalható, miáltal csökken a horizontális hőmérsékletkülönbség a két légtömeg között azonos szinten és szélességen, ami a hasznosítható potenciális energia értékében csökkenést eredményez. A hegy felülete mentén indukált felszálló mozgások miatt pedig α és ω negatív korrelációba kerül, ami (7) jobboldalának második tagjában negatív előjelet eredményez. Megállapítottuk azonban, hogy a $-\boldsymbol{v}\nabla\Phi$ tag a kinetikai energia keletkezéséhez pozitív értelemben járul hozzá azzal, hogy növeli a kereszt-izobárikus mozgást. Szinoptikus skálájú analízis szempontjából, amikor első közelítésben elhanyagoljuk az orográfiát, a disszipáció és a $-\boldsymbol{v}\nabla\Phi$ hozzávetőleges egyensúlya áll fenn, változatos terepviszonyoknál korlátozott tartományon belül az akadály felületével érintkező szakasz mentén azonban a kinetikai energia készletének gyors kimerülése következik be. Egy korábbi vizsgálatunkban [15] számszerűen bizonyítottuk az orográfia hatását a kinetikai energia lokális változásában, ami az Alpok átlagos 3000 m magas hegytömege esetén mintegy 5000 m magasságig jelentett számottevő csökkenést. Akkor azonban nem tértünk ki az energiaegyenlet elemzésére, mindössze az egyes energiaformák változásának számszerű bemutatása volt a cél.

Fent elemzett tagok a hasznosítható potenciális energia és kinetikai energia változásában a hideg légtömegek és a hegy ütközése folyamán megváltozott cirkuláció miatt okoznak eltérést, míg a $\Phi_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$, $T_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$, és $K_s \frac{\partial p_s}{\partial t}$ tagok méreteikben adnak jelentős hozzájárulást. Ha előállítjuk a K_s és T_s, valamint $\frac{\partial \pi}{\partial t} = \frac{\partial (p_s - p_t)}{\partial t} = \frac{\partial p_s}{\partial t}$ területi átlagokat és képezzük a területi átlagoktól való eltéréseket az egyes pontokban, a megfelelő szorzatok, mint korrelációs szorzatok: $\left(\frac{\partial p'_s}{\partial t}\right)\Phi_s, K'_s \frac{\partial p'_s}{\partial t}$ és $T'_s \frac{\partial p'_s}{\partial t}$ értékek pozitív hozzájárulásként akkor jelentkeznek, amikor a szorzat tagjai azonos előjelűek. Amennyiben a vizsgálandó terület jelentős részén ciklon helyezkedik el, a tendencia értékek nagy szórást mutatnak, így a $K'_s \cdot \frac{\partial p'_s}{\partial t}$, $\Phi'_s \frac{\partial p'_s}{\partial t}$ és $T'_s \cdot \frac{\partial p'_s}{\partial t}$ korrelációs tagokból elsősorban a $\Phi'_s \frac{\partial p'_s}{\partial t}$ és a $T'_s \cdot \frac{\partial p'_s}{\partial t}$ tagoknál találunk nagy szórást. A hasznosítható potenciális energia termeléséhez pozitív hozzájárulás akkor képzelhető el, ha a nyomás süllyedését jelző terület tengerszint feletti magassága az átlagosnál alacsonyabban helyezkedik el, és ha az átlagosnál hidegebb. Mivel $\frac{1}{g}\overline{\Phi_s} = \overline{h_s}$ kiemelkedő szárazföld esetén h'_s nagyobb az átlagosnál, T'_s a hideg légtömeg területén alacsonyabb mint az átlagos felszíni területi hőmérséklet, tehát $\frac{\partial p'_s}{\partial t}$-vel való szorzat pozitív, illetve negatív hozzájárulását a hegység és a ciklon különböző hőmérsékletű légtömege és lokális nyomásváltozásának eloszlása határozza meg. A fenti tagok tehát a kinetikai energia keletkezése szempontjából úgy értelmezendők, hogy ezek a hasznosítható potenciális energia kinetikai energiába való átalakulását erősítik, vagy gyengítik.

Ha a fenti tagokat p-rendszerben vizsgáljuk, jelentéktelen tengerszint feletti magasság esetén jó megközelítését kapjuk az energiaváltozásoknak, illetve a hasznosítható potenciális energia keletkezésének, míg σ-rendszerben a

„korrekciós" tagok a terület összenergia mennyiségéhez viszonyítva jelentős eltérést okoznak. *Radinovic* és *Mesinger* [16] az α, ω és $h_s \frac{\partial p_s}{\partial t}$ tagokat értékelték egy földközi-tengeri ciklon kialakulását nyomon követve. Számítási eredményeik alapján úgy gondoljuk, e problémakörben még további vizsgálatok szükségesek, remélve, hogy a számszerűen kimutatható orográfiai effektusok figyelembevétele a numerikus előrejelzési módszerek sikerességét is támogatják.

IRODALOM

[1] *Margules, M.:* Über die Energie der Stürme. Jahrb. Zentralanst. Meteor., Wien, 1903. 1–26.

[2] *Lorenz, E.:* Available potential energy and maintenance of the general circulation. Tellus, 1955. 7. 157–167.

[3] *Gates, W. L.:* Static stability measures in the atmosphere. J. Meteorol. 18. 526–533. 1961.

[4] *Dutton, J. A. – Johnson, D. R.:* The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics. Advances in Geophysics. Vol. 12. 333–445. 1967.

[5] *Smith, P. J.:* On the contribution of a limited region to the global energy budget. Tellus, 21. 202–207. 1969.

[6] *Lorenz, E.:* The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. J. Meteorol. 18. 526–533. 1961.

[7] *Lorenz, E.:* Generation of available potential energy and the intensity of the general circulation. Department of Met. Univ. of California at Los Angeles. 1955.

[8] *Smith, F. B.:* Geostropic and Ageostropic Wind Analysis. Quarterly Journal of the Roy. Met. Soc., 81. 403–413, 1955.

[9] *Holopainen, E. O.:* On the dissipation of kinetic energy in the atmosphere. Tellus, 15. 26–32. 1963.

[10] *Kung, E. C.:* Large-scale balance of kinetic energy in the atmosphere. Monthly Weather Review, 94. 627–640. 1966.

[11] *Kung, E. C.:* Kinetic energy generation and dissipation in the large- scale atmospheric circulation. Monthly Weather Review, 94. 67–82. 1966.

[12] *Brown, J. A.:* A diagnostic study of tropospheric diabatic heating and the generation of available potential energy. Tellus, 16. 371–388. 1964.

[13] *Lorenz, E.:* Computations of the balance of angular momentum and the poleward transport of heat. Studies of the atmospheric general circulation. Final Report, Part 1, on contract AF19 (122)–153, Massachusetts Institute of Technology, Dept. of Meteorology, 38–71. 1954.

[14] *Phillips, N. A.:* A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. Journal of Meteorology, 14. 184–185. 1957.

[15] *Császár M.:* Domborzati hatások energetikai viszonyok tükrében. Időjárás, 71. 328–333. 1967.

[16] *Radinovic, D. – Mesinger, E.:* Dinamicke i energeticke karakteristike razvoja ciklona od. 24. oktobra 1964, u zapadnom sredozemju. Prorodno Matematicki Fakultet u Beugradu Meteoroloski Zavod. Beograd, 1968.

Természetes és mesterséges eredetű szennyezőanyagok a légkörben

VÁRHELYI GABRIELLA, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

Atmospheric Pollutants from Natural and Man-Made Sources. For the purpuse to take an active part in clean air programs, in the forecast of air pollution and in the planning of air quality it is necessary for the meteorological services to know the quality, quantity of the air pollutants and their interactions in the atmosphere. The paper contains a survey of the concerning references. The natural and man-made sources, and the environmental cycles of air pollutants, mainly of the sulfure and nitrogen compounds are discussed. The quantities of pollutants from natural and man-made sources are compared and the present knowledge on the interactions in the atmosphere is summarised. The mechanism of the formation of the photochemical smog is also presented.

*

Естественные и искусственные загрязнения атмосферы. Для активного участия метеорологических служб в задачах возникающих в связи с охраной окружающей среды, с предсказанием загрязнения и планированием загрязняющих веществ в атмосфере, необходимо знаше качество, каличество загрязняющих веществ и их взаимные реакции. В статье содержится, литературный обзор этой темы. Анализируются естественные и искусственные источники загрязняющих веществ, прежде всего соединений серы и азота, и их круговорот. Сравнивается качество загрязнений, выходящих из естественных и искусственных источников, подытоживаются современные сведения об их взаимодействиях в атмосфере. В заключение рассматриваются механизм образования фотохимического смога.

*

A Föld légköre a levegő természetes alkotói mellett ún. nyomanyagokat – gázokat, folyadékcseppeket és szilárd részecskéket – tartalmaz. Ez utóbbiak vagy emberi tevékenységből származnak, vagy a természetben végbemenő különböző folyamatok termékei. Jelenlétük a levegőben különböző következményekkel járhat: károsíthatják az emberek egészségét, az anyagi javak romlásához vezethetnek.

Ezek alapján azt a levegőt tekintjük szennyezettnek, amely az emberek testi, szellemi, társadalmi vagy biológiai környezetét és tevékenységét kedvezőtlenül, illetve károsan befolyásoló komponenseket tartalmaz.

A levegő természetes összetevőit és azok súly- és térfogatarányát az *I. táblázat*, a szennyeződést okozó leggyakoribb nyomanyagokat pedig a *II. táblázat* tartalmazza.

I. TÁBLÁZAT

A levegő összetétele 0°C *hőmérsékleten,* 760 Hgmm *nyomáson* (* = mg; ** = ml)

A gáz neve	jele	súlya	térfogata	
		grammban	literben	százalék
Nitrogén	N_2	975,80	780,3	78,08
Oxigén	O_2	299,84	209,9	20,99
Argon	Ar	16,76	9,4	0,94
Hidrogén	H_2	10*	100,0**	0,01
Neon	Ne	11*	12,4**	0,0015
Helium	He	0,7*	4,0**	0,00015
Kripton	Kr	0,19*	0,05**	0,0001
Xenon	Xe	0,035*	0,006**	0,00005
Radon	Rn	–	–	–

II. TÁBLÁZAT

Légszennyező anyagok csoportosítása

Szervetlen anyagok		
gázhalmazállapotúak	részecskék	
	folyékony köd	szilárd
Nitrogéntartalmú: NO, NO_2, N_2O, NH_3 Kéntartalmú: SO_2, SO_3, H_2S Széntartalmú: CO, CO_2 Egyéb: Cl_2, HCl, F_2, HF, O_3	kénsav kénessav	por pernye korom fémnyomok (As, Pb)

Szerves anyagok		
Szénhidrogének	Aldehidek és ketonok	Egyéb
Metán, hexán etilén, butadién	formaldehid aceton	alkoholok szénhidrogén származékok

1. Légköri szennyezőanyagok természetes forrásai

A bioszférában végbemenő élettevékenységek és a környezeti folyamatok egyaránt légszennyező anyagok forrásai lehetnek.

A világűrből szakadatlanul áramló *kozmikus por* egyes számítások szerint naponta 600 — 1500 t-val növeli a Föld tömegét.

Por keletkezik a kőzetek, a talaj mállásakor. A sivatagi területek homokja még távoli területek levegőjét is szennyezheti, a Szaharából pl. évente közelítőleg 100 ezer tonna por kerül Európába.

Erdőtüzek alkalmával korommal, füsttel szennyeződik a levegő.

Az előzőknél jelentősen nagyobb mértékű szennyeződést okoznak a működő *vulkánok*. A kikerülő hamu egy-egy nagyobb kitörésnél az egész Földön kimutatható. Az alaszkai Katmai vulkán által kibocsátott porfelhő 15 nap alatt érte el Európát, több hónapon át tartó jelenlétére a légkör csökkent fényáteresztő képességéből következtettek. A vulkánok különféle gázokkal is szennyezik a levegőt: kénhidrogénnel, kéndioxiddal, széndioxiddal, szénmonoxiddal, ammóniával.

A tengerek légszennyező hatása is ismert, az apró vízcseppek beszáradásakor keletkező sószemcsék ún. sóködöt képezhetnek.

Leginkább a különböző élőlények, növényi és állati szervezetek *bomlástermékei* szennyezik a levegőt. Ilyen módon kénhidrogén, ammónia, dinitrogénoxid, metán és kis mennyiségű etilén jut a légkörbe.

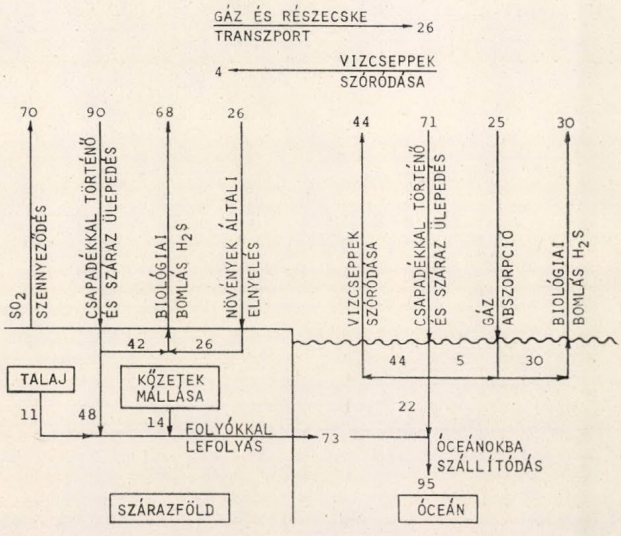
1.1 *Kénvegyületek természetes forrásai*

A kén főképpen három vegyület formájában, kénhidrogén, kéndioxid és szulfát alakban szerepel a levegőben.

A *kénhidrogén* koncentrációja a természetben elég alacsony, de állandó érték. Szulfátvegyületek redukciójakor keletkezik kénhidrogén, szárazföldön és tengerben. Legfőbb forrásai a mocsaras, lápos területek, ahol az anaerob körülmények között elszaporodó baktériumok segítik elő a szerves anyagok bomlását. A Fekete-tenger mélyebb rétegei pl. sok kénhidrogént tartalmaznak. A nagy mélységben, oxigénhiány esetén keletkező kénhidrogén akkor válik észlelhetővé, amikor az oxigénben szegény víztömegekkel a felszínre kerül. Egyes

holland városokban a sok csatorna következtében fellépő kénhidrogén koncentráció meghaladhatja a szaglási küszöböt. Évente 68 millió tonna kénhidrogén emittálódik biológiai bomlásból szárazföldön és 30 millió tonna az óceánokból [9]. Működő vulkánok is bocsátanak ki kénhidrogént.

A *kéndioxid* természeti keletkezésére utal az a tény, hogy vidéki területeken nyáron figyelhetők meg nagyobb koncentrációértékek, a városokban a fűtés következtében tapasztalható téli koncentrációmaximummal szemben. A természetben a kéndioxid elsősorban a kénhidrogén oxidációja útján keletkezik. Másik említésre méltó természetes kéndioxid forrás a vulkáni tevékenység.



1. ábra. Környezeti kénkörforgalom [10^6 t/év]

Szulfátok keletkezhetnek a kéndioxid, kénhidrogén oxidációjakor, vagy egyes légköri gázok – kéndioxid, kénhidrogén, ammónia – reakciójakor. *Jensen* és *Nakai* [3] arra a következtetésre jutott, hogy ipari területeken a szulfátok elsődlegesen a kéndioxid oxidációjából, nem ipari területeken a kénhidrogén oxidációjából keletkeznek. Az előbb említett forrásokon kívül a köd- és felhőcseppek párolgása is szulfát-részecskék keletkezéséhez vezet. Ilyen módon évente 130 millió tonna szulfát keletkezik [3], ennek 10%-a, azaz 13 millió tonna jut el a kontinensekre, a megmaradó 90% óceánok fölött ülepszik le. Tengervízcseppek beszáradásakor is kerülhetnek szulfátok a légkörbe.

Az egyes kénvegyületek előfordulási aránya még nem teljesen tisztázott [1]. Kontinensek fölött általában a kén gázhalmazállapotú vegyületei dominálnak, és csak mindössze 10–20% fordul elő szulfátok formájában.

A különböző kénvegyületek a természetben állandó körfolyamatot alkotnak. Keletkezésük és légkörbe jutásuk, illetve onnan történő kikerülésük – ezzel együtt szárazföldre vagy óceánokba történő szállítódásuk aránya látható az *1. ábrán.*

1.2 *Nitrogénvegyületek természetes forrásai*

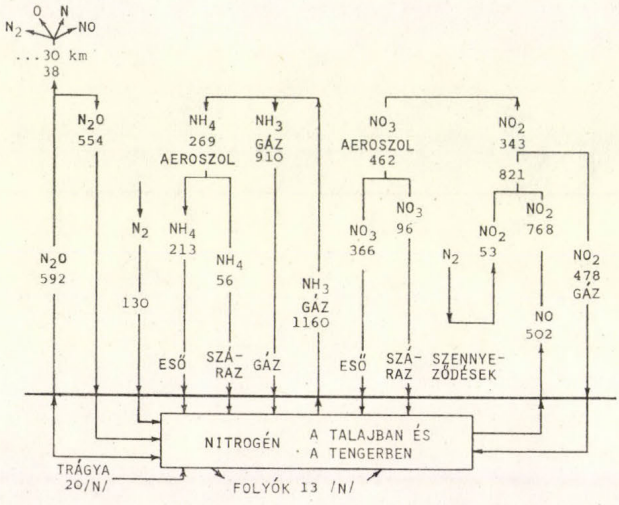
A legfontosabb légkörben előforduló természetes eredetű nitrogénvegyületek a nitrogénoxidok, az ammónia, illetve az ammóniumsók.

A *nitrogénoxidok* közül a dinitrogénoxid, a nitrogénmonoxid és nitrogéndi-

oxid található meg a talajközeli légrétegekben, a többi oxid keletkezése pillanatában disszociál:

$$N_2O_5 \rightarrow N_2O_3 + O_2$$
$$N_2O_3 \rightarrow NO + NO_2$$

A nitrogénoxidok magas hőmérsékleten légköri nitrogénből és oxigénből keletkezhetnek, vagy nitrogéntartalmú vegyületek baktériumok hatására bekövetkező bomlásakor. Utóbbi módon keletkezik a dinitrogénoxid nagy része a talajban. A biológiai folyamatok vizsgálatánál *Arnold* mutatta ki, hogy ammónium- és nitrátvegyületekből N_2O és kis mennyiségű N_2 keletkezett [3]. A dinitrogénoxid másik lehetséges forrása és nyelője az óceán. A sztratoszférában a nitrogéntrioxid fotolízisekor is keletkezik dinitrogénoxid.



2. ábra. Környezeti nitrogénkörforgalom [10^6 t/év]

Nitrogénmonoxid és nitrogéndioxid a talajban levő nitrogénvegyületekből keletkezik. A nitrátok silóban történő bomlásának vizsgálatára végzett kísérletek szerint [3] baktériumok hatására először nitritekké redukálódtak, ezt követte a nitritek salétromossavvá alakulása, amelyből végül NO keletkezett. A folyamat során NO_2 képződését is megfigyelték. *Junge* [3] tapasztalatai szerint salétromossavból savanyú talajokban keletkezik nitrogénmonoxid.

A légköri nitrogénmonoxid és nitrogéndioxid között a körülményektől függő egyensúly áll fenn:

$$2\,NO + O_2 \rightleftarrows 2\,NO_2$$

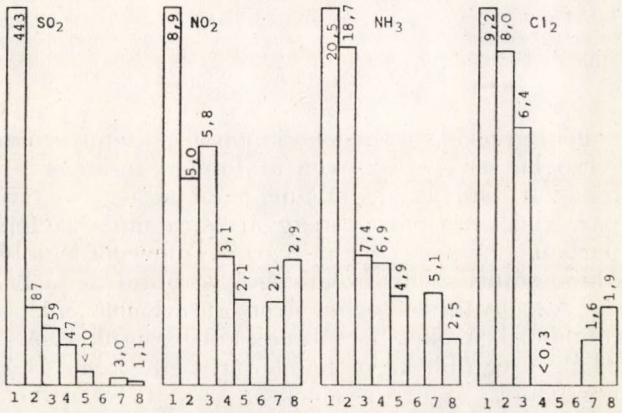
Az *ammónia* ugyancsak fontos szerepet játszik a légköri nitrogénciklusban. A legjelentősebb ammóniaforrások a bioszférában találhatók, az NH_3 természeti keletkezésére utal a nyári–őszi koncentrációmaximum. Az NH_3 legfőbb biológiai forrása a különböző nitrogénvegyületeknek (pl. aminosavaknak) a talajban baktériumok hatására bekövetkező bomlása. A talaj a pH értéktől függően elősegítheti, vagy megakadályozhatja az ammónia kiválását. A talajban kötött nitrogén teljes mennyisége bakteriális tevékenység során kb. 100–1000 napos periódus alatt alakul át [3].

Ammóniaforrásként szerepelhetnek az óceánok is. Valószínűnek látszik, hogy nem a tengervíz esetleges sótartalma, hanem a felszínen levő vékony organikus réteg a forrás.

A dinitrogénoxid, ammónia-ammónium és nitrogén-dioxid-nitrát ciklus látható a *2. ábrán.*

2. *Emberi tevékenység által okozott légszennyezettség*

A természetes források mellett jelentős szerepet játszanak a városok, ipari települések a levegő szennyezésében. A nagyvárosokra, ipartelepekre a koncentráltan fellépő szennyezettség jellemző, átlagosan 5 — 25-szörös gázszennyeződéssel és többszörös porszennyeződéssel a vidéki területekhez képest. A lakott területektől, ipartelepektől távolodva a szennyezettség csökken. A csökkenés



3. ábra. Gázok légköri koncentrációja a helytől függően [mg/m³]

1. FRANKFURT AM MAIN /nov.-márc./
2. FRANKFURT AM MAIN /ápr.-okt./
3. KLEINER FELDBERG /nov.-jan./
4. ZUGSPITZE /aug./
5. SAINT MAURICE /aug./
6. ROUND HILL
7. FLORIDA
8. HAWAII

mértékére következtethetünk a *3. ábra* [1] alapján, a lakott települések és a lakott helyektől távoli területek szennyezettségi viszonyaiból. A frankfurti téli koncentrációértékeket 100%-nak véve, a többi helyen mért koncentrációkat ennek a százalékában tünteti fel az ábra. Az abszolút értékek $\mu g/m^3$ egységben az egyes oszlopokban láthatók.

A legfontosabb mesterséges légszennyező források a háztartási fűtés, az ipar, az erőművek, a közlekedés és a szemétégetés.

A *háztartások* és fűtőművek emittálják Budapesten a kéndioxid szennyeződés 75%-át. A fűtésnek a levegő szennyezettségére gyakorolt kedvezőtlen hatását mérési eredmények mutatják, téli koncentrációátlagra a nyárinak többszörösét adva.

A háztartások a tüzelőanyagok elégetésekor keletkező füsttel, korommal, pernyével, illetve a tüzelőanyagokban levő különböző szennyeződések égéstermékeivel szennyezik a levegőt. A kibocsátott szennyezőanyagok fajtája, mennyisége a tüzelőanyag minőségétől, a tüzelőberendezés fajtájától stb. függ. Légszennyezettségi szempontból legkárosabb a széntüzelés, vaskályha fűtésnél keletkezik a legtöbb szennyezőanyag, központi és tömbfűtésnél előbbinek kb. kétharmada emittálódik. Brikett-tüzelésnél kb. a széntüzelésnél megegyező mennyiségű kéndioxid kerül a levegőbe, a hamuszennyezettség viszont kisebb. Olajtüzeléskor a keletkező kéndioxid mennyisége is csökken, hamuszennyezettség pedig gyakorlatilag nincs. Városi gáz felhasználásánál a kénmennyiség a széntüzelésnek kb. 5%-a, szilárd szennyeződés nincs.

Az egyes *iparágak* a felhasznált alapanyagtól, a technológiától, a vég- és

III. TÁBLÁZAT

A légszennyeződés szempontjából legveszélyesebb ipari létesítmények
(= az előzőkhöz képest kisebb mértékben szennyezők)*

Üzem, gyár	kibocsátott szennyezőanyag
Szénosztályozók, meddőhányók:	por, SO_2
Kokszolóművek:	por, SO_2
Szénlepárlók:	SO_2, H_2S, fenol
Ásványőrlők, ércdúsítók:	toxikus por, fémnyomok
Kohóművek, öntödék:	toxikus por, SO_2, CO, NO_2, H_2S
Vegyiüzemek:	gázok, savak, oldószerek gőzei, NH_3
Cement- és mészművek:	por
Gázgyárak*:	por, SO_2, H_2S, CO, NO_2, NH_3
Brikettgyárak:*	por, korom
Hulladékfeldolgozó üzemek*:	por, bűz, mikroorganizmusok, NH_3

melléktermékektől függően különböző szennyezőanyagokat emittálnak, szennyező hatásuk egész éven át folyamatosan érvényesül. A legveszélyesebb a kohászat, bányászat, hulladékfeldolgozás, a vegyiparon belül a szénfeldolgozóipar, gyógyszeripar, festékgyártás, a műanyagfeldolgozóipar, az építőanyagiparban a mész- és cementgyártás. A levegőt legjobban szennyező iparágakat és a kibocsátott szennyezőanyagokat tünteti fel a *III. táblázat* [4].

Az ugyancsak egész éven át üzemelő *erőművek* port, pernyét, kormot, különböző gázokat bocsátanak környezetükbe. A széntüzelésű erőművek emittálják a legtöbb káros hatású anyagot, kénoxidokat, nitrogénoxidokat, szénmonoxidot, szénhidrogéneket, szilárd részecskéket. Ugyanakkora energiamennyiség termelésekor az olajtüzelésű erőművek lényegesen kevesebb káros anyagot bocsátanak ki, a kénoxid kibocsátás például előbbinek 28%-a, a nitrogénoxid- és szénhidrogén-szennyezettség nagyságrendileg közelítőleg azonos. A földgáztüzelésű erőművek szilárd részecskéket alig, vagy egyáltalán nem, a gázok közül nitrogénoxidokat és aldehideket emittálnak. Az atomerőművek lényegesen előnyösebbek a konvencionális erőművekkel szemben, vegyileg gyakorlatilag nem szennyezik környezetüket. Fajlagos beruházási költségük légszennyezettségi szempontból nagyságrendileg megegyezik a hagyományos erőművekével. Előző adatok alapján a felhasznált energiahordozók mennyiségi megoszlása döntően befolyásolja az okozott légszennyezettség fokát, károsságát. A *közlekedésen* belül a gépkocsik szennyezik leginkább a levegőt, a reggeli és délutáni csúcsforgalom idején jelentősen megemelkedik a közutak mentén a szénmonoxid és nitrogénoxid koncentrációszint. A gépkocsik az üzemállapottól, a keverési aránytól, a vezetés módjától függően szennyeznek. A szénmonoxid a tökéletlen égés terméke, a nitrogénoxidok a magas hőmérsékleten bekövetkező égésnél a levegő nitrogénjéből keletkeznek. A két alapvető motortípus — a Diesel- és benzinüzemű — működésénél keletkező káros anyagok nem teljesen azonosak. A benzinüzemű gépkocsik szénmonoxidot, benzingőzt, ólmot, kormot, a Diesel-üzeműek nitrogénmonoxidot, nitrogéndioxidot, kéndioxidot, kormot, szénhidrogéneket és karcinogén anyagokat — 1,2 benzpirént, illetve 3,4 benzpirént bocsátanak ki.

3. *A természetes és mesterséges eredetű emissziók összehasonlítása*

Ha a természetes és mesterséges forrásokból származó szennyezőanyagok mennyiségét összehasonlítjuk (ld. *IV. táblázat)*, megállapíthatjuk, hogy a természetes eredetű anyagok összmennyisége lényegesen nagyobb. Azonban amíg

ez a mennyiség gyakorlatilag egyenletesen oszlik szét az egész Földön, az aránylag kisebb mértékben emittált mesterséges eredetű szennyezőanyagok kis területre koncentrálódnak, és ebből következik nagyobb veszélyességük.

IV. TÁBLÁZAT

Természetes és mesterséges légszennyező anyag-emissziók [10^9t/év]

	Szén-dioxid	Szén-monoxid	Metán	Szén hidrogének	Kén-hidrogén	Kén-dioxid	Nitrogén-oxidok	Dinitrogén-oxid	Ammónia	Részecskék
Természetes	140	0,1	2,0	0,1	0,1	–	0,5	0,6	1,2	0,2–0,4
Mesterséges	14	0,28	–	0,1	0,003	0,14	0,05	–	–	0,8–2,2

Ha a két félteke szennyezettségi viszonyait vetjük össze, megfigyelhetjük, hogy az északi félteke emberi tevékenységből eredő szennyezettsége többszöröse a déli féltekén észleltnek. Például a kéndioxid emisszió 93%-a származik az északi féltekéről [3]. Ezen belül az iparilag erősen fejlett országok területére koncentrálódik a legnagyobb mértékű szennyezettség. – Az összes kénszennyeződés 14%-át Anglia, Hollandia, Belgium, Franciaország és az NSZK bocsátja ki, ugyanakkor területük a Föld felületének mindössze 0,7%-a [2].

4. *Légköri átalakulások*

A légkörben jelenlevő nyomanyagokat számos fizikai, kémiai hatás éri, amely különböző másodlagos termékek keletkezéséhez vezet. Ezek a termékek egyrészt nem kívánatos, káros hatású anyagok, vagy vegyületkombinációk, de eredetileg káros anyagok semlegesítődhetnek is ezekben a folyamatokban.

A légköri átalakulások vagy – legtöbbször katalizátorok hatására végbemenő – kémiai reakciók, vagy fotokémiai folyamatok.

4.1 *Kénvegyületek légköri reakciói*

4.1.1 *Kéndioxid*

A kéndioxid vízben való oldékonysága 11,28 g/100 ml 20 °C-on. Fotokémiai és katalitikus reakciókban vesz részt a Föld légkörében, a folyamatok végterméke kénsav, illetve szulfátvegyületek.

Alacsonyabb légrétegekben, ha nincs jelen katalizátor, a molekuláris oxigénnel történő oxidáció mértéke elenyészően kicsi, *Gerhard* és *Johnstone* vizsgálatai alapján [8]. Az oxidációs folyamatot egyes nehézfémionok – Mn, Cu, Fe – jelenléte elősegíti, ezek már 1 mg/l koncentrációban is hatékonyan működnek. A pH is befolyásolja az oxidációt, bizonyos pH érték alatt a folyamat teljesen megszűnik, de a pH emelkedésekor, például ammónia abszorpciójakor újra megindul.

A magasabb légrétegekben, ahol a napsugárzás hatása erősebb, fotokémiai reakciók dominálnak [1].

$$SO_2 + h\nu \rightarrow SO_3$$
$$SO_2 + O_2 \rightarrow SO_4$$
$$SO_4 + O_2 \rightarrow SO_3 + O_3$$
$$SO_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4$$

A kéndioxidnak szennyezett levegőben végbemenő valószínűleg legfontosabb reakciója a nitrogénoxid és szénhidrogének jelenlétében bekövetkező fotokémiai oxidációja. *Doyle* kísérletei [3] azt mutatták, hogy kéndioxid, nitrogénoxid és olefinek keveréke napfénnyel történő besugárzáskor nagy kénsavtartalmú aeroszolt képez. Már kis kéndioxid koncentráció (kb. 0,2 mg/m^3) elég volt a kénsavképződés megindulásához. Ez azt jelenti, hogy a reakció a városokban

fellépő kéndioxid koncentrációk esetén is eredményesen végbemehet [3]. Kis mennyiségben jelenlevő olefinek és nitrogénoxidok elősegítik a kéndioxid oxidációját, sebességét többszázszorosára emelve. Köd jelenléte 60 – 70-szeresére, felhőcseppek bizonyos ammóniatartalom mellett kb. 400-szorosára növelik a sebességet. A por és egyéb szilárd légköri aeroszolok hatása a gázok kémiai reakcióira még nem teljesen tisztázott. *Doyle* különböző mechanizmusokat tételezett fel a kéndioxidnak szilárd részecskéken aeroszol formájában levegőből való kikerülésére [3].

A kéndioxid légköri tartózkodási idejére kb. 4 napot állapítottak meg, de bizonyos esetekben ez az érték óra nagyságrendűre csökkenhet. A kéndioxid légkörben való tartózkodási idejét befolyásoló tényezők [5] összefoglalva a következők:

1. Nehézfémionok jelenléte
2. pH érték
3. Kéndioxiddal reakcióba lépő más komponensek jelenléte
4. Nyelők (felhő- és ködcseppek, illetve abszorbeáló felületek) jelenléte
5. Napsugárzás intenzitása (fotokémiai reakcióknál)

Robinson és *Robbins* megállapítása szerint nappal, alacsony nedvességtartalomnál a kéndioxidot, nitrogéndioxidot és szénhidrogéneket tartalmazó rendszerek fotokémiai reakciói elsődleges fontosságúak a kéndioxidnak kénsavaeroszollá való alakulásában. Éjszaka és magas nedvességtartalom esetén a kéndioxid abszorpciója lúgos vízcseppekben és a cseppben való szulfátképződés jól bizonyítható folyamat, a kéndioxid légkörből való kikerülésének jelentős módja [3].

4.1.2 *Kénhidrogén*

Légköri élettartama városi területeken mért 2 órától távoli, nem szennyezett területekre megállapított 2 napig változik [8]. Legfontosabb légköri reakciója az oxidációja, amely során végtermékként szulfát aeroszol keletkezik.

Hales [7] tanulmányozta a kénhidrogénnek ózonnal történő reakcióját, amely a következőképpen megy végbe:

$$H_2S \xrightarrow{O_3} SO_2 + H_2O \xrightarrow{O_3} SO_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4$$

A folyamat akkor eredményes, ha igen nagy ózonmennyiség van jelen. *Cadle* és *Ledford* [7] arra következtetett, hogy NO jelenléte akadályozza a reakciót, mivel az ózonból nitrogénoxid keletkezése közben oxigént képez:

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$$

4.1.3 *Szulfátaeroszolok*

Modellkísérletek alapján [5] az egyik fontos légköri szulfátvegyületnek, az ammóniumszulfátnak ammóniából és kéndioxidból nedvesség jelenlétében való keletkezésére 12% SO_2/óra oxidációs arányt állapítottak meg.

Junge becslése szerint [5] a szulfátaeroszolok 20 – 30 nap légköri élettartammal rendelkeznek. Közelítőleg 80% mosódik ki csapadékokkal, a maradék száraz ülepedéssel kerül a talajra.

4.2 *Nitrogénvegyületek légköri reakciói*

4.2.1 *Nitrogénoxidok*

A dinitrogénoxid stabil vegyület, a légkör talajközeli részében nem bomlik Élettartama kb. 4 év.

A nitrogénoxid és nitrogéndioxid légköri átalakulásai nitrátvegyületek kialakulása irányában mennek végbe.

A nitrogéndioxid rövid légköri élettartama feltehetően a következő reakciókkal magyarázható:

$$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O$$
$$NO + NO_2 + H_2O \rightarrow HNO_2$$
$$NO_2 + H_2O + O_2 \rightarrow HNO_3$$
$$N_2O\text{-} + H_2O \rightarrow HNO_3$$

napsugárzás hatására ködcseppekben, hidratáció, katalizátorok hatására

A levegőben jelenlevő ózonnal a nitrogénmonoxid gyorsan reagál:

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$$

A nitrogéndioxid ózon hatására történő oxidációja $NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2$ 500-szor lassúbb az előző folyamatnál.

4.2.2 *Ammónia*

Az ammónia oldékonysága vízben nagy, élettartama közelítőleg a kéndioxidénak felel meg.

Légköri reakciói közül legfontosabb ammóniumsókká való alakulása és ilyen formában történő talajra kerülése. Közelítőleg a légköri NH_3 tartalom $^3/_4$-e alakul vízben oldott NH_4 ionná, vagy részecskékké [3]. A reakció közvetlenül, NH_3 gőz-savaeroszol neutralizáció formájában mehet végbe, ammóniumszulfátot, vagy ammóniumnitrátot eredményezve. A folyamatok gyorsak, sebességük a vízgőz koncentráció növekedésével nő. Az $NH_3 - SO_2 -$ vízgőz reakciót a pH értéke befolyásolja. Az ammónia ózonnal történő reakciója rendkívül lassú, fotooxidáció csak nagy magasságban megy végbe.

4.3 *Szmogképződés*

A légkörben felhalmozódott szennyezőanyagok együttes jelenlétének tipikus eredménye a kialakuló szmog.

A Los Angeles-i szmog meleg, napsütéses idő esetén lép fel. Előfeltétele a hőmérsékleti rétegződés által folyamatosan tartott hígulást gátló tényezők fennállása. Az ilyen körülmények között feldúsult szennyezőanyagok reakcióba lépnek egymással, az aktiválódáshoz szükséges energiát legtöbbször a napsugárzás abszorpciójával nyerik. Ehhez olyan molekulafajták jelenléte szükséges, amelyek az adott ($\lambda = 3000 - 7000$ Å) hullámhosszúságú fényt abszorbeálni képesek. Ilyenek: O_2, O_3, NO_2, SO_2, $HNO_2 - HNO_3$, RCHO, RCO, RCOO, H_2O_2 stb.

Az egyik fontos kezdeti lépés a nitrogéndioxid fotodisszociációja, amely során atomos oxigén képződik:

$$NO_2 + h\nu \rightarrow O + NO$$

Az oxigénatomok keletkezési sebessége kb. 1 mg/m³ óránként, de reakcióképességük miatt állandó koncentrációjuk a levegőben ennek rendszerint csak néhány billiomod része. Az atomos oxigén hatására végbemenő folyamatok:

$$O + SO_2 \rightarrow SO_3$$
$$O + NO_2 \rightarrow NO + O_2$$
$$O + \text{olefinek} \rightarrow \text{aktív gyökök}$$
$$O + O_2 \rightarrow O_3$$

A keletkező ózon, mint erős oxidálószer a következő reakciókban vesz részt:

$$O_3 + NO \rightarrow NO_2 + O_2 \qquad 90\%\text{-ban}$$
$$\left.\begin{array}{l} O_3 + NO_2 \rightarrow NO_3 + O_2 \\ O_3 + \text{olefinek} \rightarrow \text{gyökök} \end{array}\right\} \quad \begin{array}{l}\text{egyforma} \\ \text{arányban}\end{array}$$

Láncreakciók indulásánál fontos gyökök fotokémiai úton való keletkezésének néhány példáját mutatják a következő egyenletek:

$$HNO_2 + h\nu \begin{cases} \rightarrow OH + NO \\ \rightarrow H + NO_2 \end{cases}$$

$$R - \underset{H}{\overset{O}{\overset{\|}{C}}} + h\nu \rightarrow R + HCO$$

$$\begin{matrix} R \\ R \end{matrix}\!\!>\!C=O + h\nu \rightarrow R + RCO$$

$$H_2O_2 + h\nu \rightarrow 2\,OH$$

$$RONO + h\nu \begin{cases} \rightarrow RO + NO \\ \rightarrow R + NO_2 \end{cases}$$

Mivel a képződő gyökök mind erősen reakcióképesek, molekuláris oxigénnel, szénhidrogénekkel, nitrogénmonoxiddal stb. újabb gyököket képeznek. Láncreakciók indulnak, 10^6 lépésnél hosszabbak sem ritkák. Az ózonképződés, a nagy szekunder szennyezőanyag koncentráció (oxidánsok, pl. peroxiacilnitrátok stb.), a jellegzetes szag jellemző a kialakuló szmogra. Hatása az emberi egészség és a környezet károsodásában, súlyosabb esetekben a mortalitás növekedésében nyilvánul meg.

Szmogok előfordulását először Los Angelesben figyelték meg, kezdetben azt hitték, hogy helyi jelenség. Később New Yorkban, Tokióban, Milanóban is észlelték. A fotokémiai szmognak ezekben a városokban fellépő fajtája a Los Angeles típusú, vagy oxidáló szmog.

A szmogok másik fajtája a London típusú, vagy redukáló szmog. Legfőbb komponensei a kéndioxid és a szilárd részecskék. A porszemek kondenzációs magvakként szerepelnek a vízgőz számára, a jelenlevő kéndioxiddal így alakul ki a károsodást előidéző kénsavköd. Ez a típusú szmog jellemző Budapestre is.

IRODALOM

[1] *Junge, Ch. E.:* Himicseszkij szosztav i radioaktivnoszty atmoszferi, Moszkva 1965
[2] *Stern, A. C.:* Air pollution, Academic Press New York 1968
[3] *Strauss, W.:* Air Pollution Control Vol. II., New York 1972
[4] *Spengler, G.:* Die Schwefeloxyde in Rauchgasen und in der Atmosphäre, Düsseldorf 1965
[5] Inadvertent Climate Modification, Report of the Study of Man's Impact on Climate, USA 1971
[6] *Várhelyi G.:* A környezeti kéndioxidszennyeződés. Szakdolgozat 1971, kézirat
[7] *Hales, J. M.:* The Rate of Reaction between Dilute Hydrogen Sulfide and Ozone in Air, Atmospheric Environment Vol. 3. 657–667
[8] *Robinson, E.–Robbins, R. C.:* Gaseous Sulfur Pollutants from Urban and Natural Sources, APCA Vol. 20. 233–235
[9] *Robinson, E.–Robbins, R. C.:* Gaseous Nitrogen Compound Pollutants from Urban and Natural Sources, APCA Vol. 20. 303–306

A meteorológiai elemek mezőinek tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában

BORBÉLY EDIT, *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest*

The Spring and Autumn Transition in the Pattern of Meteorological Elements in the Stratosphere. On the basis of temperature gradients and of the variations in the positions of pressure centres, the time of the pattern transition had been determined for the years 1967 and 1968. The variations of temperature gradients has been investigated along the meridian 20° E from the North Pole to the Equator. The time of the pattern transition is excellently indicated by the appearance of the gradient value 0, which means in the spring a transition of gradients with a positive sign into those with a negative one and in the autumn the reverse transition. In the spring, an increase of temperature appears at first over the Pole and it is gradually progressing toward the lower latitudes. The rate of meridional spreading is 50—70 kilometres per day. In the autumn, however, temperature decrease is beginning not over the Pole, but rather in the latitudinal belt between 50 and 70 degrees, and it is progressing in two directions, towards the Pole on the one hand and towards the Equator on the other hand. The rate of spreading is 46 to 65 kilometres a day, however, this value is only valid within the belts 45 to 55° N and 65—75° N. — The other characteristical parameter of the mechanism of pattern transition is the change in the pressure field. In spring, the Aleutian anticyclone is progressing still more deeply towards the area of the polar vortex and the latter system is displaced to lower latitudes. In the autumn, the anticyclone is retiring from the polar area and simultaneously, from Asia and from Canada, a low-pressure system is approaching the North Pole and in this way, over the European part of the Northern Hemisphere, a pattern of western circulation is occuring. — Simultaneously with the transformation of the pressure field, there is a change in the wind field as well. In winter, we have predominantly westerly components, while in summer, easterly ones. The times of the pattern transitions were in the two years in questions as follows: 10—24 May in Spring 1967 and 1968; 12—15 and 9—14 september in autumn 1967 and 1968.

*

Весенняя и осенняя инверсии метеорологических элементов в стратосфере. По данным о температурных градиентах и о смещении барических центров были определены сроки весенней и осенней инверсий для 1967 г. и 1968 гг. Изменения температурных градиентов анализировались по меридиану 20° в. д. от полюса до экватора, по изобарической поверхности 10 мб. Срок инверсии отчетливо отмечается появлением градиента 0°, т. е переменой отрицательного знака градиента в положительный весной и наоборот — осенью. Весной потепление начинается от полюса и отсюда постепенно переходит к умеренным и низким широтам. Величина меридиональных скоростей распространения составляет 50—70 км/сутки. Осенью похолодание начинается не на полюсе, а в зоне широт 50—70° с. ш. и отсюда распространяется в двух направлениях: в сторону полюса и экватора. Скорость распространения составляет 46—65 км/сутки, но эта величина может считаться реальной только зоны широт 65—75°. Другим характерным параметром механизма инверсии является изменение барического поля. Весной алеутский антициклон все глубже проникает в область полярного вихря и вытесняет последний в сторону более низких широт. Осенью антициклон отступает от полюса, а со стороны Азии или Канады к северному полюсу приближается депрессия, и таким образом над европейской областью северного полушария образуется зимняя западная циркуляция. С изменением барического поля изменяется и поле ветра. Зимой преобладают западные, а летом — восточные компоненты ветра. Сроки инверсий за два рассматриваемых года были: весной 1967 г.: 10—24 мая, осенью: 12—15 сентября; весной 1968 г.: 10—24 мая, осенью: 9—14 сентября.

*

Korábbi tanulmányunkban [1] hőmérséklet-, nyomás- és szélmező változásai alapján a tavaszi átváltódást vizsgáltuk az 1967. és 1968. évben. Most együttesen mutatjuk be a tavaszi és őszi átváltódást. Vizsgálatainkhoz, mint [1]-ben a budapesti rádiószondák adatait és a *Meteorologische Abhandlungen*

térképes anyagát használtuk fel. Ez utóbbiból a 20° E meridián mentén az egyenlítőtől a pólusig terjedő metszetet készítettünk, így módunkban állt a különböző földrajzi szélességeken bekövetkező változásokat nyomon követni. A hőmérséklet-, ill. nyomásmezőt a 10 mb-os magasságban vizsgáltuk, a szélmezőt pedig a 15 – 35 km-es szintek közötti 20 km vastag rétegben.

Az évszakos átváltódás, mint ismeretes a meteorológiai paraméterek teljes átrendeződésével jár együtt mindkét féltekén. A téli, nyugatias cirkuláció nyári, keletiesbe megy át tavasszal és ennek a fordítottja történik ősszel. A két folyamat azonban nem azonos módon megy végbe. Világszerte problémát jelent az átváltódás idejének pontos és egyértelmű meghatározása és az okozati összefüggések felderítése. Az átváltódásnak az egyes szerzők által különféle módszerekkel megállapított dátumai – azonos években is – egymástól annyira eltérőek lehetnek, hogy sokszor még az sem dönthető el egyértelműen, hogy az átváltódás „korán", vagy „későn" játszódott-e le. Német kutatók közül *Labitzke* [2], *Faust* [3] és *Schröder* [4], a Szovjetunióból *Ugrjumov* [5] és *Gaigerov* [6] munkái méltók említésre. Magyar viszonylatban *Béll* [7] járult hozzá jelentősen az általános cirkulációs problémák és az átváltódás kutatásához. A legújabb eredményeket az USA területén működő hatalmas rakétahálózat méréseiből nyerték [8].

A sztratoszféra hőmérsékleti mezejének tavaszi átváltódása. 1967 – 68.

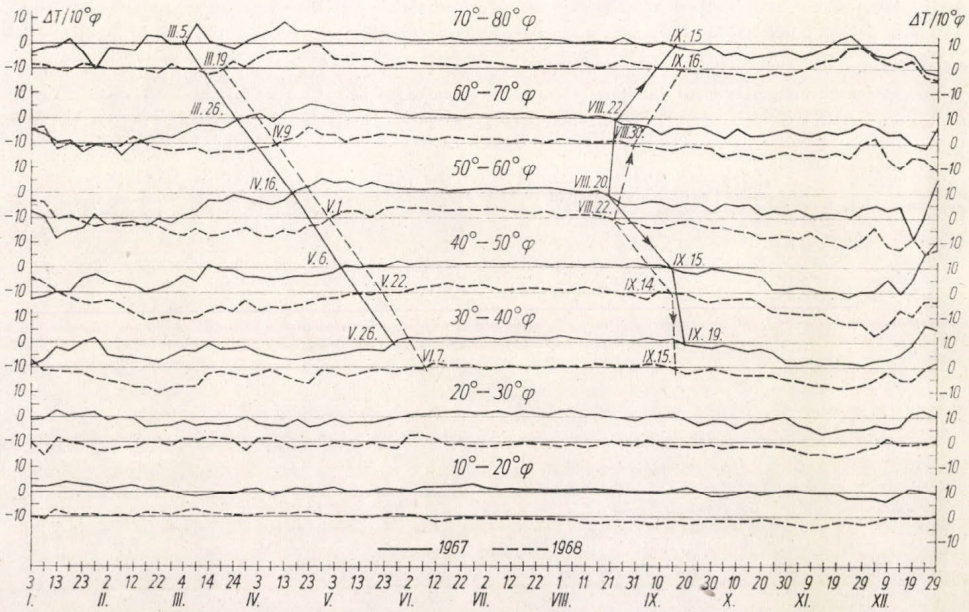
A Budapest hosszúságához (19°11'E) legközelebb eső 20°-os meridiánnak a 10°, 20° N és a budapesti 47,5° N szélességi körökkel alkotott metszéspontjaiban vizsgáltuk a 10 mb-os szint hőmérsékleti értékeit. Korábbi tanulmányunkban már bemutattuk ([1], *11. ábra)* a februári és júliusi metszetet, azaz egy jellegzetes téli és nyári hónapban a hőmérséklet eloszlását. Megállapítottuk, hogy februárban a hőmérséklet változása alapján az egyenlítő és a pólus között nagyjából 3 tartományt különböztethetünk meg. Az egyik az egyenlítőtől a 30° szélességig tart, itt jelentékeny hőmérséklet-változás nem található, az átlagos hőmérséklet-csökkenés 1,0 C°. A második, a 30° szélességi körtől a 70°-ig terjed, ebben az övezetben a hőmérséklet-csökkenés igen erős, átlagosan 8,8 C°/10°φ. Végül a 70° és a pólus közötti harmadik tartományban a hőmérséklet nem csökken, hanem emelkedik, a változás 4,0 C°/10°φ. Tehát a póluson a 10 mb-os szinten már februárban melegebb van, mint a 70° szélességen ugyanabban a magasságban.

Júliusban ez a szakaszosság egyáltalán nincs meg. Az egyenlítőtől egészen a pólusig egyenletes az emelkedés, a hőmérsékleti gradiens a 20° E meridián mentén 2,3 C°.

A tavaszi és őszi időszakokra is bemutatjuk a hőmérsékleti gradienseknek a földrajzi szélesség szerinti változását a 10 mb-os szinten *(1. ábra)*. A téli hónapokban – az egyenlítőhöz közeli területeket kivéve – a gradiensek általában negatívok, azaz az egyenlítőtől a pólus felé a hőmérséklet csökkent az 1967. évben. Abszolút értékben a gradiens az 50 – 60° szélességek között volt a legnagyobb. A két téli hónapban, januárban és februárban −12,0 C°/10°φ. Igen kicsinyek voltak a gradiensek az egyenlítő közelében, valamint a 20 – 30° szélességek között. Márciustól fokozatos felmelegedés indult meg, az erős negatív gradienseket pozitív előjelűek váltották fel.

A hőmérsékleti gradiensek alapján jól követhető a felmelegedés kezdetének időpontja a különböző földrajzi szélességek térségében. Az *1. ábrán* feltüntettük

a 0°-os gradiens megjelenésének, azaz az egyes szélességi övezetekben az átváltódás kezdetének dátumait. A felmelegedés legkorábban a pólus környezetében indult meg, itt az 1967. évben már március 5-től pozitív előjelű gradiens alakult ki. A 60 – 70° szélességek közötti tartományban márc. 26-án találjuk meg a 0°-os gradienst. Az egyenlítő felé haladva az egyes övezetekben egyre későbbi, ápr. 16. majd máj. 6. és máj. 26. a 0°-os gradiens megjelenésének időpontja. A 30 – 40° szélességi tartománytól az egyenlítő felé már nem jelölhető



1. ábra: A hőmérsékleti gradiensek változása a földrajzi szélesség szerint, a 10 mb-os felületen az 1967. és 1968. évben. A folytonos görbe az 1967. a szaggatott az 1968. évet jelöli

meg az átváltódás időpontja, mert a gradiens értéke igen kicsiny és csaknem az egész évben pozitív előjelű. Valószínűleg a 35° az a határ, ameddig az évszakos átváltódás a hőmérsékleti gradiensekkel kimutatható.

A lehűlés ősszel nem a póluson, hanem az 50 – 70° szélességi övben indult meg, itt már augusztus utolsó napjaiban negatív előjelűek a hőmérsékleti gradiensek, s e területről kiindulva terjed fokozatosan a lehűlés két irányba, a pólus és az egyenlítő felé.

1968 januárjának első napjaiban a magas és mérsékelt szélességeken a télen szokásos negatív gradiensek helyett pozitív gradienseket találtunk. Ez valószínűleg egy, az évszakon belüli, hirtelen sztratoszférikus felmelegedés következménye volt, amely ezúttal mélyen lehúzódott a mérsékelt szélességekre. Hatása még a 30 – 40° szélességek közötti gradiensekben is megmutatkozott. A hirtelen felmelegedés megszűnése után, a továbbiakban általában negatívak a gradiensek, kivéve az egyenlítő-közeli területeket. A legerősebb negatív gradienst a 40 – 50° szélességek között találtuk februárban, átlagosan 7,8 C°/10°φ. 1968-ban, márc. 19-én mutatkozott először a 0°-os gradiens a

70—80° szélességek között, majd fokozatosan haladt a mérsékelt szélességek felé, ugyanúgy, mint 1967-ben.

Ősszel az 50—60° szélességek zónájában kezdődött meg a pozitív előjelű gradiensek negatív előjelűvé válása, és ezt, mint 1967-ben, a lehűlés kétirányú terjedése követte.

1968-ban a tavaszi felmelegedés később kezdődött el, mint 1967-ben. A 70—80° szélességi tartományban a póluson márc. 19-én jelentkezett először pozitív gradiens; 1967-ben márc. 5-én, a 40—50° szélességi közben máj. 22-én; 1967-ben máj. 6-án. Tehát 1968-ban mintegy kéthetes eltolódás mutatkozik az előző évhez képest. Ez a késés a 20° E meridián mentén a pólustól a 30—40° szélességig mindenhol megtalálható.

Az őszi átváltódás időpontja nem nagyon tér el egymástól a két évben, csupán a 60—70° közötti zónában következett be a lehűlés 1968-ban 8 nappal később.

A meridionális terjedési sebesség számszerű értékeire vonatkozólag az irodalomban nem találtunk adatokat. *Webb* [8], *Craig* [9] és *Faust* [3] munkái az

I. TÁBLÁZAT

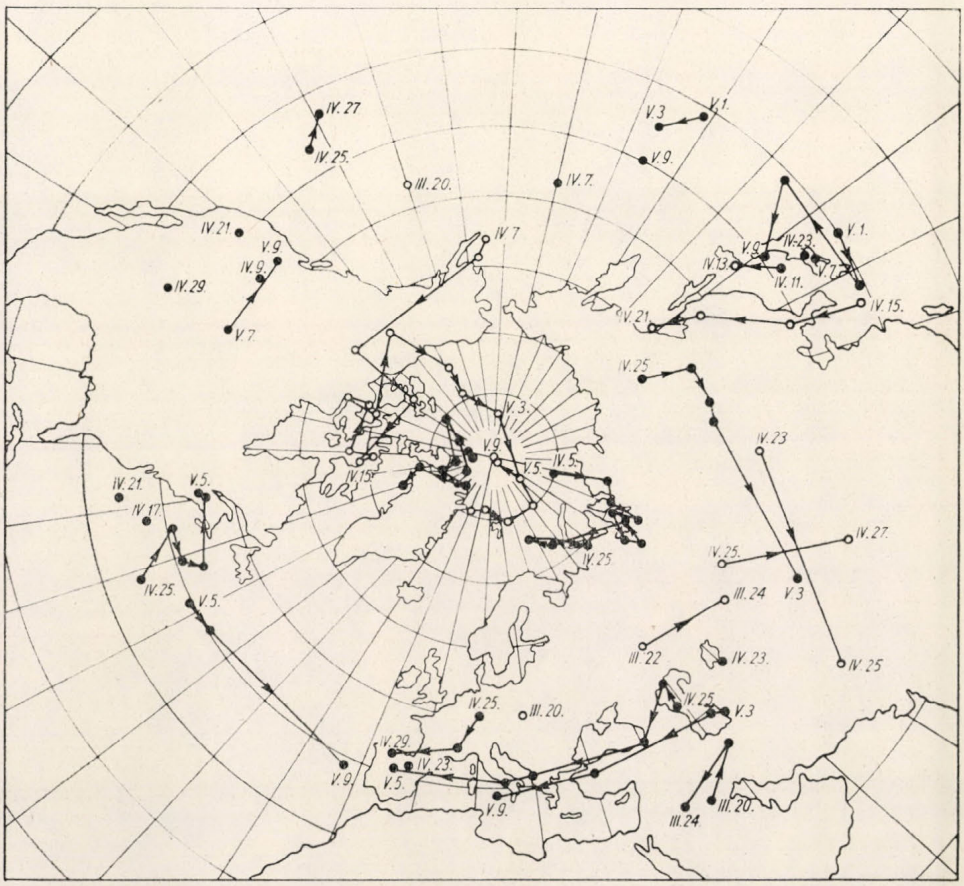
A 0°-os hőmérsékleti gradiens megjelenésének a 10° földrajzi szélesség közökre eső időkülönbsége (Δt) *és a meridionális terjedési sebesség* (V)

φ N	Tavasz				Ősz			
	Δt [nap]		V [km/nap]		Δt [nap]		V [km/nap]	
	1967	1968	1967	1968	1967	1968	1967	1968
75°—65°	21	21	53	53	24	17	46	65
65°—55°	21	22	53	51	2	8	(556)	(139)
55°—45°	20	21	56	53	24	23	46	48
45°—35°	20	16	56	69	4	1	(278)	(1111)

átváltódás témakörében a legmodernebbek. Ők az amerikai meteorológiai rakétahálózat megfigyeléseit dolgozták fel. Megállapították, hogy a tavaszi átváltódás a sarkvidékről indul ki, és a magasabb szélességeken a terjedés gyorsabb (a 30 mb-os szint magasságában), mint a mérsékelt és az alacsonyabb szélességeken (mi is ezt a következtetést vontuk le jelen vizsgálatunk alapján). Számszerű adatokat azonban nem közöltek a meridionális terjedési sebességekre vonatkozóan. Az őszi átváltódást két állomás, Fort Greely (64° N) és White Sands Missile Range (32° N), háromévi (1962—1964) adata alapján vizsgálták. Megállapításaik alapján az őszi átváltódás bekövetkezése nem kapcsolódik szorosan a nap járásához, és így jelentős aszimmetria található a sztratoszférikus cirkuláció évi oszcillációjában. Az említett két állomás adatai alapján a nyári cirkuláció július végén, ill. augusztus elején éri el csúcsértékét, amely a magasabb szélességen fekvő állomáson hamarabb kezd csökkenni, mint a szubtrópusi zónában. A 32° N szélességen végzett mérések adatai szerint kb. az őszi napéjegyenlőség idejére tehető a sztratoszférikus cirkuláció végleges átfordulása.

A meridionális terjedésre — két állomás adata alapján — nem tértek ki, s a folyamat leírása során is tartózkodtak általános következtetésektől, azaz csak a szóban forgó időszakra és megfigyelőhelyekre vonatkoztatták megállapításaikat.

Mi a meridionális terjedési sebességeket úgy számítottuk ki, hogy a 10° szélességkülönbségnek megfelelő 1111 km távolságot elosztottuk a 0°-os hőmérsékleti gradiens megjelenésének a megfelelő 10° szélességi közre eső, napokban kifejezett, időkülönbségével. Az *I. táblázat*ban rendre feltüntettük a 0°-os gradiensek megjelenésének 10°-os szélességi közökre eső időkülönbségeit (Δt), valamint a hozzá tartozó meridionális terjedési sebességek (V) értékeit. A 10 mb-os szinten a sarkvidéktől a 35°-os szélességig egyenletes a terjedési

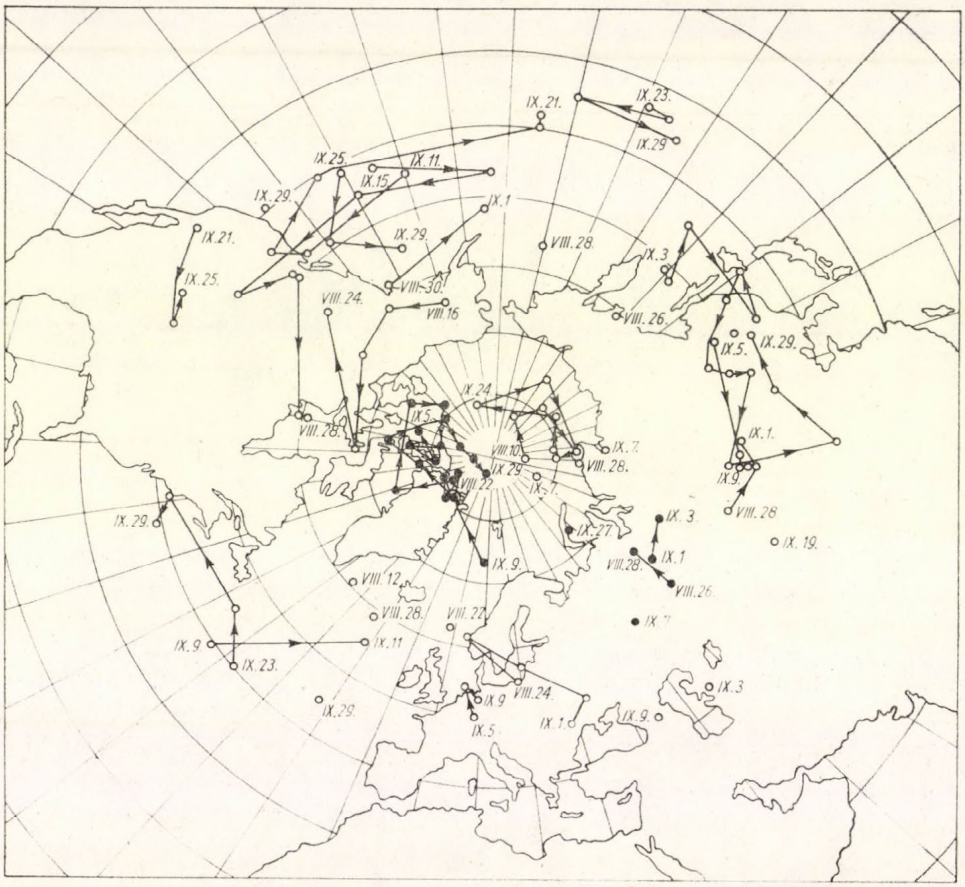


2. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1967. tavasz, 10 mb-os szint

sebesség, 1967-ben 53 – 56 km/nap, ami csaknem megegyezik az 1968. évben talált 51 – 69 km/nap értékkel.

Ősszel a terjedési sebességek értéke ellentétben a tavaszival, igen tág határok között mozog, ami annak a következménye, hogy a különböző földrajzi szélességeken más-más időpontban következik be az őszi átváltódás. Mint már említettük 1967-ben az 50 – 70°szélességek között gyakorlatilag azonos időpontban, mindössze két nap különbséggel következett be az őszi átváltódás. A két szélességi tartomány között 556 km/nap a terjedési sebesség értéke,

amely igen nagy. Ez arra utal, hogy ezekben a szélességi zónákban nincs értelme annak, hogy terjedési sebességről beszéljünk. Feltételezhető, hogy az 50 – 70° zónában egyszerre jelentkezik a felmelegedés, és innen terjeszkedik részben a pólus, részben pedig az egyenlítő felé. A terjedés mértéke ettől a szélességi övtől számítva, mindkét irányban azonos nagyságrendű, csak a 34 – 45°-



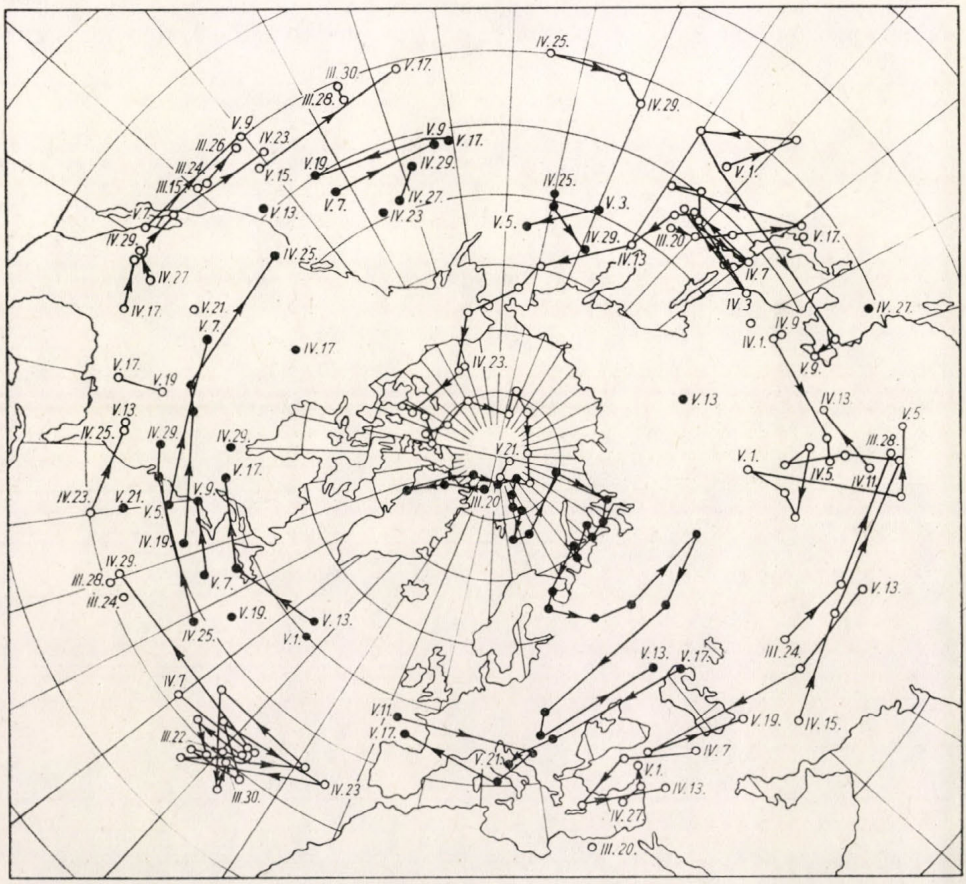
3. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1967. ősz, 10 mb-os szint

os zóna között növekedett meg aránytalanul. Csaknem ugyanez mondható el az 1968-as évről is. Hosszabb időre kiterjedő vizsgálat volna szükséges annak megállapítására, hogy az őszi átváltódás más években is így megy-e végbe.

A sztratoszféra nyomásmezejének tavaszi és őszi átváltódása. 1967 – 68.

A nyomáscentrumok vándorlását az északi féltekén 1967 tavaszán a *2. ábra* mutatja be. Az ábrán az üres körök a magas-, a kitöltöttek pedig az alacsony nyomású képződményeket jelölik.

1967. március végén még jól fejlett alacsonynyomású centrumot találunk a póluson, sűrű koncentrikus izobárokkal, amely az északi féltekén még teljesen a téli helyzetet reprezentálja. Áprilisban a poláris ciklon kettéválik, az egyik centrum Grönland északi része felett található, ez azonban egy hét alatt feloszlik; a másik a Tajmir-félszigettől északra helyezkedik el, majd behúzódik a



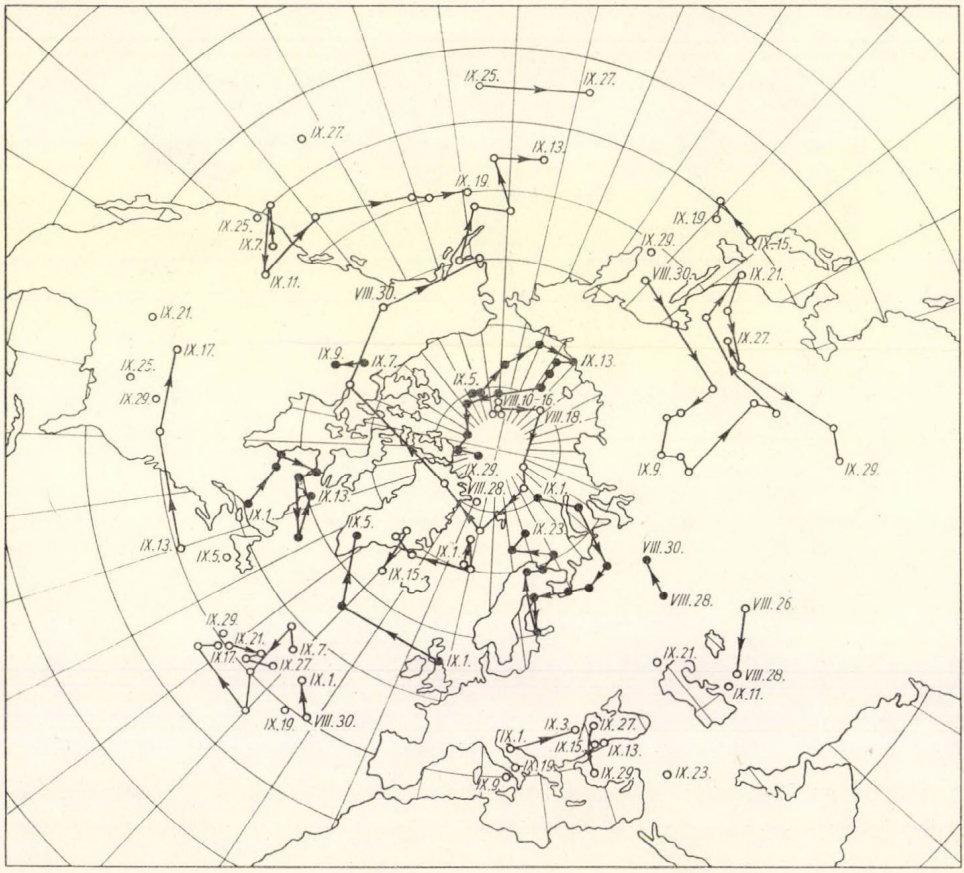
1. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1968. tavasz, 10 mb-os szint

szárazföldre, Ázsia északi részére és ott ápr. 25-ig megmarad. Ezen időszak alatt az aleuti anticiklon a kanadai szigetvilág fölé helyeződik, majd kb. két hét után a pólus felé nyomul, ahol egyesül a Grönland keleti részén, április végén kialakult másik magasnyomású képződménnyel. Mindezeket figyelembe véve, a nyomásmező alapján az átváltódás a máj. 3 – 5. közötti időszakra tehető.

Az őszi átváltódás idején *(3. ábra)* a Tajmir-félsziget keleti része, a szibériai szigetek, valamint a tőlük északra fekvő térségek felett helyezkedik el a magas nyomású centrum, amely aug. 28-ig marad fenn. Kb. egy héttel előbb, aug. 22-től Grönland északi részén egy gyenge, alacsony nyomású mag figyelhető meg. Bár ez szept. 5-én feloszlik, négy nappal később a Skandináviától északra fekvő területen ismét kialakul egy erős, alacsony nyomású központ. Ez hama-

rosan kiterjed a kanadai szigetvilág térsége fölé, majd szeptember közepén elfoglalja végleges helyét a pólus közelében. Augusztus végén és szeptember elején Európa felett egy kiterjedt anticiklon fekszik és alakítja Európa szélviszonyait. Szept. 9-én azonban ez feloszlik és Skandinávia felett alakul ki egy alacsony nyomású centrum, amely Grönland, majd Kanada fölé hatol és onnan nyomul a pólus közelébe. Európa térsége fölé kb. szept. 13—15. között kerül.

Az 1968. évben *(4. ábra)* a téli polárörvény már kora tavasszal lehúzódott a pólus közeléből. Ápr. 10-től Ázsia északi része felett helyezkedett el, majd



5. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1968. ősz, 10 mb-os szint

április végére Skandinávia fölé tevődött át. Május elején Szibéria déli része felett található, majd nyugati irányban haladva Lengyelország fölé helyeződött, és máj. 13-án a Kaspi-tó északi partjánál oszlott fel. Közben, március végén, ill. április elején a Japán-szigetekről kiindulva egy magas nyomású centrum nyomult Kanada felé, ahol kb. 10 napos tartózkodás után erőteljesen megindult a pólus irányába. Az átváltódási időszak egy részében, a polárörvény és a magas nyomású centrum közötti határvonalat éppen a póluson lehetett volna meghúzni. Európára csak máj. 22—24. után terjeszkedett ki a nyári anticiklon, mert a polárörvény egyik leszakadt magja Európa délnyugati részén hosszabb

ideig fennmaradt. Ennélfogva Európa északi részén keleties szél alakult ki ugyan, ezt azonban még nem a nyári anticiklon okozta.

Az *5. ábra* az őszi helyzetet mutatja be. 1968. aug. 16-án még a pólushoz egészen közel helyezkedett el a magas nyomású képződmény centruma. Aug. 16-a után egyensúlyi helyzete megbomlott és majdnem egy teljes kört téve a pólus körül, Kanada fölé helyeződött át, majd Alaszka felett áthaladva, a Csendes-óceán térségében szept. 13-án feloszlott. Helyébe szeptember első napjaiban egy alacsony nyomású képződmény nyomult, amely a kanadai szigetvilágtól északra helyezkedett el, és bár kezdetben a pólustól távolodott, szeptember közepétől erőteljesen haladt a pólus irányába. Ezzel egyidőben szeptember elején a Ferenc József-föld irányából a szárazföld belseje felé alacsony nyomású képződmény haladt, amely kb. szept. 9—11-től alakította Európa szélrendszerét. Később északabbra helyeződött át, majd a két alacsony nyomású mag szeptember végén egybeolvadt és a télre jellemző polárörvényt hozta létre.

Összefoglalva az elmondottakat, télen a pólus felett mély, alacsony nyomású képződmény, a polárörvény helyezkedik el, amely nyugatias cirkulációt eredményez az északi félteke európai területe felett. Tavasszal az aleuti anticiklon kiterjeszkedik, majd egyre mélyebben benyomul a polárörvény-területére s ezt az alacsonyabb szélességek felé szorítja. A felmelegedéssel járó anticiklon végül is a pólus közelében helyezkedik el, és kialakul az északi anticiklonális áramrendszer. A polárörvény részekre szakadt maradványai a mérsékelt-övben egy ideig még megtalálhatók, rendszerint az anticiklon körül egyre csökkenő energiával kelet-nyugati irányba sodródnak, végül megszűnnek s helyet adnak a nyári hónapok általános keleti áramlásának.

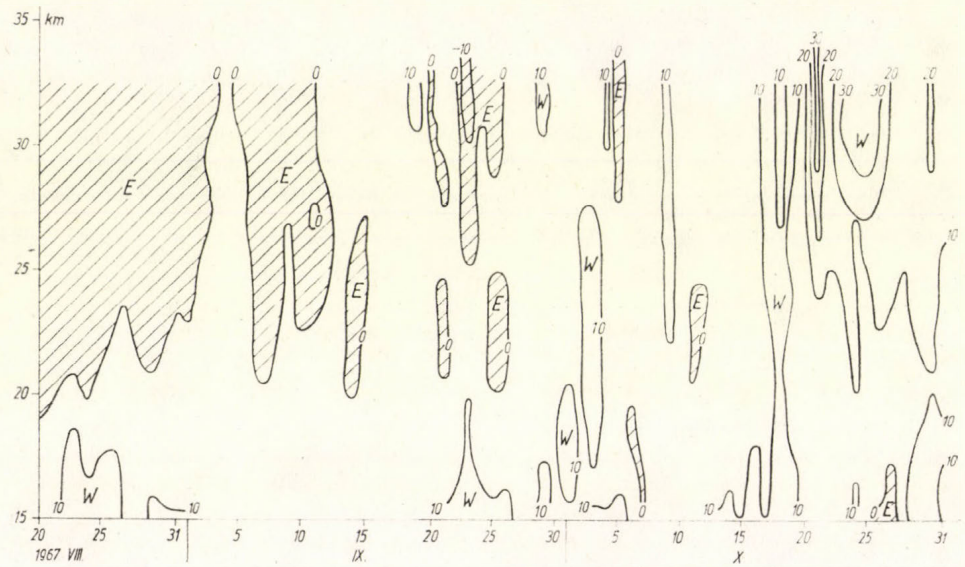
Ősszel az anticiklon visszahúzódik a pólusról, rendszerint az aleuti térségbe. Ezzel egyidőben Ázsia vagy Kanada felől egy mély, alacsony nyomású képződmény közeledik a pólus felé. Ez az idő folyamán kimélyül s a két irányból egymáshoz közeledő alacsony nyomású centrum egyesül, és kiterjeszkedik az északi félteke nagy területe fölé.

A cirkuláció tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában Budapest felett. 1967—68.

A budapesti mérések széladataiból a tavaszi és őszi hónapokra meghatároztuk a 15—35 km magasságok közé eső főizobárszinteken a napi közepes zónális komponenseket, amelyből időbeli metszetet rajzoltunk ([1], *2. ábra)*. Télen a a szelek döntően nyugati irányítottságúak, a szél sebessége a magassággal általában nő. A maximális értékek többnyire a rádiószondákkal elért legnagyobb magasságokban találhatók. Nyáron a szél általános irányítottsága keleties. A szél sebessége a magassággal — a szélirányváltozás szintje felett — ugyancsak nő. Maximális értékei a rádiószondák által elért legnagyobb magasságban vannak, de a télihez képest lényegesen kisebbek. A téli és nyári időszakot tavasszal és ősszel egy-egy hosszabb, rövidebb ideig tartó átmeneti időszak köti össze.

Az átmenet a cirkuláció téli formájából a nyáriba aránylag hosszú időszakot igényel. A keleties irányítottság először márc. 9-én jelent meg a 23—28 km-es magasságban. Ezt olyan időszak követte, amikor a 20 km-től a 32 km-ig terjedő magasságban a keleti és nyugati irányítottság néhány napos periódusban váltogatta egymást. Az 1967 tavaszára vonatkozó budapesti

metszetre felrajzoltuk a lengyelországi rakétás szélmérések adatait is, amelyet ott, szaggatott görbével ábrázoltunk ([1], *2. ábra)*. Több esetben a rádiószondás mérések korlátozott magassága miatt a nyugatias irányítottságú szélmezőbe felülről behatoló keleties magoknak a felső határát nem állapíthattuk meg pontosan. Találtunk olyan keleties magot is ápr. 5—8. között, amely felett határozott nyugatias áramlás helyezkedett el, mint azt a lengyelországi rakétás mérések mutatták. Utóbbiak és a budapesti rádiószondás mérések meglehetősen jól kiegészítve egymást azt mutatták, hogy ápr. 25—27-én játszódott le a végső átállás a cirkuláció nyári formájára. Ápr. 25. után a kb. 20 km-es magasság felett kizárólag keleties irányú szeleket találtunk.

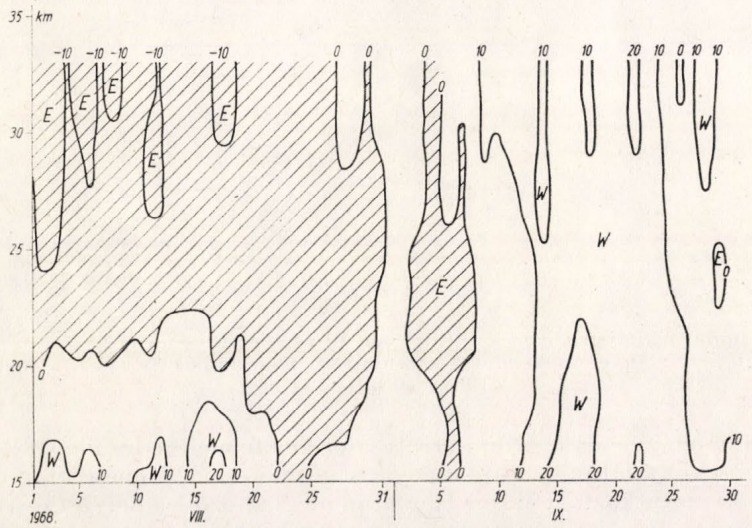


6. ábra: A sztratoszféra zonális szélkomponensei, 1967. ősz, Budapest

Az őszi helyzetet a *6. ábrán* mutatjuk be. 1967 aug. végén a magasabb szinteken 20 km-től felfelé még kizárólag a keleties irányítottság dominál, amely elhúzódik egészen szept. 12-ig. Ekkor jelenik meg először a nyugatias szél, amelynek sajnos csak igen kis részét sikerült a rádiószondás mérésekkel észlelni, csak 30 km-től felfelé jelentkezik. Ezek után néhányszor még megjelenik a keleti komponens, erőssége azonban egy eset kivételével, még a 10 m/sec-ot is alig éri el. Feltételezhető, hogy a nagyobb magasságokra felnyúló mérések már kiterjedt nyugatias áramlást mutatnak. A későbbiek során az alsóbb szinteken is nyugatias szelet találunk és ettől kezdve már nem vált vissza keletiesre, azaz kb. szeptember 12—15-én megtörtént az áttérés a téli cirkulációra. Október folyamán erősödik a szél, a sebességértékek zónális komponensei 20—30 m/sec-ra növekednek.

1968 tavaszán ([1], *2. ábra)* az előző évtől eltérően — amikor több mint egy hónap telt el a keleti szél megjelenési idejétől a végleges átváltódásig —, a budapesti adatokban csak igen későn, május 10—11-én jelentkezett a középső sztratoszférában a negatív komponens. Ekkor azonban igen gyorsan, a 18—32 km-es rétegben egyszerre kialakult a keleties irányítottság és később sem fordult vissza — átmenetileg sem — nyugatiassá. Elmaradt tehát az

1967-ben megfigyelt, hosszú ideig tartó oszcilláció. Ezt a keleties áramlást azonban még nem a pólusra helyeződött nyári anticiklon okozta, hanem a pólusról leszakadt alacsony nyomású mag, amely Európa délnyugati részén helyezkedett el, így Európa nagy részén északkeleti szelet eredményezett. A nyomás- és hőmérséklet-mező csak május 20—22. körül jelezte az áttérést a nyári helyzetre. A keleties szélsebesség értéke nem volt nagy, sehol sem érte el a 20 m/sec-ot. A rakétás mérések adatai szerint a 0 értékű izotaha, a 35 km-en felüli magasságokban május 2—3-án jelent meg. A szélmezőben is megmutatkozik az 1967. és 1968. év tavaszi átváltódásának eltérő volta, amelyre már a hőmérsékleti gradiensek vizsgálatánál is rámutattunk.



7. ábra: A sztratoszféra zonális szélkomponensei, 1968. ősz, Budapest

Az 1968-as őszi viszonyokat a *7. ábrán* láthatjuk. A magasabb rétegekben augusztusban még keleties szelek uralkodtak, majd szeptember 9—10-én megjelent a nyugatias komponens, amely igen gyorsan kiterjeszkedett az egész sztratoszférára, sőt a troposzférára is. Szeptember folyamán még gyenge az áramlás, októberben megerősödik s ekkor a zónális komponensek 30—40 m/sec-os értéket is kitesznek.

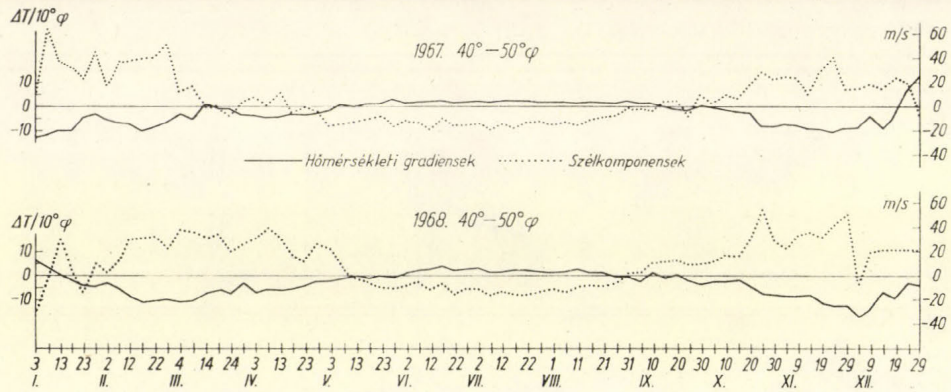
Összehasonlítva a két év őszi szélviszonyait megállapíthatjuk, hogy kb. ugyanarra az időre tehető a keleties irányítottság megszűnése 1968-ban is, mint az előző évben, az átváltódás folyamata azonban gyorsabb, mint 1967-ben.

Igen érdekes összehasonlítani a hőmérsékleti gradiensek értékét, ill. előjelváltását a zónális szélkomponensek változásával *(8. ábra)*. A vízszintes tengelyre az időt, a függőlegesre pedig a 40—50°-os szélességi körök közötti hőmérsékleti gradienseket (folytonos görbe) és a szélkomponensek (pontozott görbe) értékeit mértük fel. Mindkét adat a 10 mb-os szintet reprezentálja. A pozitív komponens jelenti a nyugatias, a negatív pedig a keleties áramlást. A felső görbék az 1967-es évre vonatkoznak.

1967-ben a téli hónapokban nyugati szél és negatív hőmérsékleti gradiens mutatkozott. Április végén megváltozott ez a jelleg, keleties irányítottság,

s ezzel egyidőben pozitív hőmérsékleti gradiensek alakultak ki, tehát a szél- és hőmérséklet-mező is nyárias jelleget öltött.

Ősszel, szeptember 15-től ismét negatív gradiensek, s ezzel egyidőben nyugatias komponensek alakultak ki. E két meteorológiai elem előjelváltása között csupán néhány napos eltolódás volt. Ez az eltolódás is részben abból adódott, hogy a széladatok Budapestre, azaz csupán egy állomásra, a hőmérsékleti gradiensek pedig a 40—50° földrajzi szélességek közötti 10° szélességi övre vonatkoznak.



8. ábra: A hőmérsékleti gradiensek változása a 40—50° szélességi övben (folytonos görbe), és a zonális szélkomponensek adatai a budapesti mérésekből (pontozott görbe), 1967., 1968., 10 mb-os szint

1968. január elején a gyors sztratoszférikus felmelegedés idején keleti szélkomponenseket találtunk, majd a negatív gradiens megjelenése után nyugatias szélirányok mutatkoztak. Május 12-e után megváltozott a helyzet és véglegesen beállt a nyári, keleties irányítottság, pozitív hőmérsékleti gradiensekkel kapcsolódva. Ősszel, szeptember 14-én váltott át a hőmérsékleti gradiens negatív előjelre, a széladatokban pedig néhány nappal előbb jelentkezett a nyugatias komponens.

II. TÁBLÁZAT

A tavaszi és őszi átváltódás időpontja a sztratoszférában

Mezők	Tavasz		Ősz	
	1967	1968	1967	1968
Hőmérséklet	V. 6.	V. 22.	IX. 15.	IX. 14.
Nyomás	V. 3— 5.	V. 22—24.	IX. 13—15.	IX. 9—11.
Szél	IV. 25—27.	V. 10—11	IX. 12—15.	IX. 9—10.
Együttesen	IV. 25—V. 6.	V. 10—24	IX. 12—15.	IV. 9—14.

Az egyes meteorológiai elemek vizsgálata alapján megállapított átváltódási időpontokat a *II. táblázatban* foglaltuk össze.

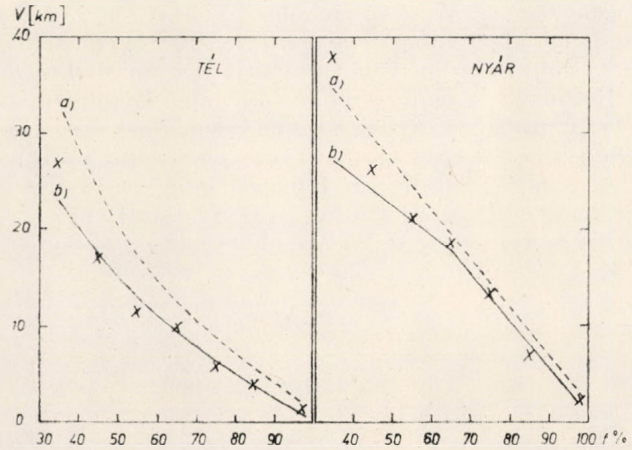
Végezetül hangsúlyozzuk, hogy a cikkben közölt megállapítások kizárólag a vizsgált időszakra, területre és magasságra vonatkoztathatók. Igazolásuk, általánosításuk megnyugtató módon csak a mérések tér- és időbeli kiterjesztése után, hosszabb sorozat elemzése révén valósítható meg.

IRODALOM

[1] *Borbély E. — Hirling Gy.:* A tavaszi átváltódás vizsgálata a sztratoszférában. Beszámolók az 1970-ben végzett tudományos kutatásokról. XXXVII. OMI Hiv. Kiadv.
[2] *Labitzke, K.:* Beiträge zur Synoptik der Hochstratosphäre. Met. Abh. XXVIII, 1,1962.
[3] *Faust, H.:* Zur Frühjahres-Windumstellung in Stratosphäre und Mesosphäre. PAGEOP. Vol. 66. 1967. 156—168.
[4] *Schröder, W.:* Untersuchungen zu den Umstellungsperioden im Frühjahr und Herbst im Bereich der Mesopause. Gerl. Beitr. zur Geoph. 80. 1. 1971. pp. 65—74.
[5] *Ugrjumov, A. J.:* Intenszivnoszty mezssirotnovo obmena v sztratoszfere i veszennyie peresztrojki cirkulacii. Met. i Gid. 1968. N° 4. 23—33. p.
[6] *Gaigerov, S. S.:* On Stratospheric Warming in the Antarctic and Arctic. Reprinted from Polar Meteorol logy. Technical Note. N° 87.
[7] *Béll B.:* A sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átváltódása Budapest fölött. Időjárás, 69. 4—5. 198—212. old.
[8] *Webb, W.:* Structure of the Stratosphere and Mesoshere. Int. Geoph. Series Vol. 9. 1966. Academic Press, New York and London.
[9] *Craig, R.:* The Upper Atmosphere Meteorology and Physics Int. Geoph. Series Vol. 8. 1965. Academic Press, New York and London.

HIBAIGAZÍTÁS:

1. Folyóiratunk ez évi 1—2. számában a 102. oldalon levő *1. ábra* bal oldali részében a görbéket jelölő betűk felcserélendők: Helyesen *a)* jelöli a szaggatott, *b)* a folytonos görbét.
2. Ugyanebben a cikkben a 110. oldalon a 10. ábra helyére tévesen az 1. ábra került. *A 10. ábra helyesen az alábbi:*



10. ábra: A $V = 3{,}912\ (\sigma_R + \sigma_M)$ összefüggés szerint, a II. táblázat adatai és $\sigma_R = 1{,}167 \cdot 10^{-7}$ cm^{-1} alapján számított látástávolságok (x-szel jelölve), valamint a mért vizuális látástávolságok változása a relatív nedvesség függvényében;
a) Budapest—Ferihegy,
b) Budapest—Lőrinc

Über die im Meteorologischen Dienste der Ungarischen Volksrepublik durchgeführten Meso- und Makromaßstabs-Wetteranalyse und Vorhersage*

F. DÉSI, *Meteorologischer Dienst der UVR, Budapest*

Die in Ungarn durchgeführten Forschungen bezüglich der meso- und makromaßstäblichen Wettererscheinungen reichen auf eine Vergangenheit von mehreren Jahrzehnten zurück, die intensivere Entwicklung fällt aber bloss auf die vergangenen 10 – 15 Jahre.

I. *Die Forschung der mesomaßstäblichen Wettererscheinungen.*

1. *Die niedrigen Strahlströme (low-level jets).* Diese Forschungen sind auf die im warmen Sektor der Zyklonen und in den Antizyklonen auftretenden niedrigen Strahlströme gerichtet. Der Kern der im warmen Sektor der Zyklonen auftretenden Strahlströme befinden sich unmittelbar entlang des Bodens, oder in der Reibungsschicht in der Höhe von etwa 400 – 600 m, und bildet in jedem Falle ein zusammenhängendes System mit dem starken Bodenwinde. Der am häufigsten vorkommende Typ ist der mit den antizyklonalen Strömungssystemen zusammenhängende niedrige Strahlstrom. Ein bedeutender Teil dieser Jets ist eine zeitlich persistente Erscheinung und weist einen sehr engen Zusammenhang mit dem Bodenwinde auf. Der Jet-Kern befindet sich in verschiedenen Höhen der Reibungsschicht und reicht in bestimmten Tagesperioden bis zum Boden hinab.

Die häufigsten Windscherungsmodulen der niedrigen Strahlströme schwanken zwischen den Werten von 1 – 2,5 m sec^{-1}/100 m, so dass dieser Wert keinen Zusammenhang mit dem Grade der hydrostatischen Stabilität aufweist.

2. *Zirkulationen an Kaltfronten.* Das Ziel der Forschungen ist die Klärung jener kinematisch-dynamischen Bedingungen, die in der bodennahen Linie der Front angelegten vertikalen Ebene zur Ausbildung von Zirkulationen mit horizontaler Achse führen. Im Falle von reibungslosen und quasigeostrophischen Annahmen wird die Zirkulation der Frontalzone von zwei Faktoren bestimmt: von der auf die Frontlinie in vertikaler Ebene gemessenen Baroklinität und von der Strömungsdivergenz.

3. *Die Rolle der Kondensationswärme in der Entwicklung der Zyklonen.* Mit Hilfe von Experimenten mit numerischen Modellen wurde es bewiesen, dass die in den Bereichen der Kondensation freiwerdende latente Wärme einen signifikanten Einfluss auf das Feld der vertikalen Bewegungen ausübt. Die Aufströmungen intensifizieren sich am meisten um das Niveau der maximalen Konzentration. Demzufolge kommt es in diesen Bereichen zu einer Verstärkung der bodennahen Konvergenz und der hohen Divergenz, die letzten Endes zu einer raschen Vertiefung des niedrigen troposphärischen Teiles der Zyklone führt. Da der intensive Niederschlag eine Charakteristik der im Mediterraneum sich ausbildenden Zyklonen ist, wird es angenommen, dass die Kondensationswärme eine sehr wichtige Rolle im Lebenszyklus dieser Systemen erfüllt. In der Zukunft möchten wir diese Annahme auch mit numerischen Experimenten beweisen.

4. *Zusammenhang zwischen der Mesoskala-Wetterlage und den Witterungselementen.* Der Grundgedanke dieser Untersuchungen ist der folgende:

* Vortrag am 9. September 1972 im Zentrum für die Wissenschaften der Physik der Atmosphäre der Universität von Beograd

a) Aus den meteorologischen Feldern werden jene Parameter hergestellt, die mit dem zu untersuchenden Witterungselement statistisch oder physikalisch in einer signifikanten Verbindung stehen können.

b) Mit der Anwendung von Lehralgorhythmen werden die Eigenschaften des Zusammenhanges zwischen diesen Parametern (bezw. den aus dem Ensemble der normalisierten Parameter hergestellten Indikatoren) und dem Witterungselement untersicht.

c) Die erhaltenen Resultate möchten wir teils im Wetterwarnungsdienst, und teils – im Besitze der mit numerischen Methoden vorhergesagten meteorologischen Felder – in Wettervorhersagen längerer Frist anwenden.

Die in 1968 begonnenen Untersuchungen ergaben auf dem Gebiete der konvektiven Aktivität sehr vielversprechende Resultate: es wird geplant diese Resultate bereits in 1973 im operativen Dienste anzuwenden. Die mit Computer durchgeführten Experimente werden gegenwärtig in Bezug der aus Aufströmung stammenden Bewölkerung und Niederschlag durchgeführt. In der Zukunft werden diese Forschungen auch auf die Gebiete des Windes, der Extremwerte der Temperatur, sowie auf das Gebiet einiger gefährlichen Wettererscheinungen (z. B. Nebel, Vereisung) ausgedehnt.

5. *Oszillationsbewegung der Oberfläche des kalten Luftpolsters.* Der Karpatenbecken wird in den Wintermonaten oft von kalten Luftmassen erfüllt, die, wenn sie von einer niedrigeren Temperatur sind, als die Luftmassen ausserhalb des Beckens, sehr schwer aus ihrer Ruhelage gebracht werden können. Bei solchen Fällen kommt es vor, dass eine oszillierende Bewegung der Oberfläche der kalten Luftschicht beobachtet werden kann. Mit der Anwendung eines verhältnismässig einfachen Modells von *Haurwitz* haben wir die Oszillationsperiode in einer solchen Wetterlage errechnet. Diese Errechnung wurde mit der zeitlichen Höhenoszillation der über dem kalten Luftpolster liegenden Inversionsschicht verglichen und eine sehr gute Übereinstimmung gefunden.

II. *Die Makroskalenanalyse und Vorhersage*

1. *Analyse.* Auf dem EMG–830 Computer (ungarischen Produkts) unseres Dienstes wird – vorerst mit experimentalem Charakter wöchentlich an fünf Tagen (vom Montag bis Freitag) die Dekodierung und Systematisierung des Materials der Beobachtungen der europäischen Hochatmospäre, und sodann die Analyse der hauptsächliechsten meteorologischen Elemente ausgeführt. Die Analyse erstreckt sich auf die Höhe, Temperatur und Taupunkt-Deperession der Isobarflächen von 500, 700, 850 und 1000 mb. Die Analyse erfolgt mit der Forschungsmethode des norwegischen Forschers *Haug*. Die Angabenvorbereitung nimmt etwa 20 Minuten, die Analyse 45 Minuten in Anspruch. Das Resultat der Analyse kann in Gitterpunkten in Druck gelegt werden, und ausserdem können auch sogenannte Zebra-Karten verfertigt werden mit Ausnahme des äussert veriablen Feuchtigkeitsfeldes.

2. *Vorhersage.* Die Vorhersage der Höhe der Isobarflächen erfolgt auf der Höhe von 500 mb mit barotropen-, an den niedrigeren Höhen mit baroklinen endlichen Differenzmethoden. Auf 300 mb wird keine Vorhersage verfertigt, dagegen werden aber die vorhergesagten Werte der vertikalen Geschwindigkeit, sowie der Temperatur und der Feuchtigkeit errechnet. Mit Inbetrachtnahme dieser Elemente, sowie der empirischen Zusammenhänge können auch Bewölkungs- und Niederschlagsprognosen zusammen-

gestellt werden. In dieser Hinsicht werden vor allem die Resultate von *Duschkin* und *Lomonossow* verwendet.

Mit der Anwendung von weiteren empirischen Zusammenhängen kann auf Grund der vorhergesagten Werte der Tagesgang der bodennahen Temperatur, sowie die Richtung und Geschwindigkeit des Windes errechnet werden.

Nach Beendigung der Vorhersage der Elemente wird vom Computer aus den vorhergehend bestimmten Schablontexten, die Entscheidungskette durchprüfend, der dem Wert entsprechende Text ausgewählt und dieser in Druck gelegt. Dies wird aber infolge des grossen Umfanges der Aufgabe bloss auf ein Gitterpunkt verfertigt. Der Zeitbedarf der Vorhersage ist etwa 45 Minuten.

Sämtliche Schritte des oben beschriebenen Modells sind bereits ausgearbeitet, und gegenwärtig ist die Erprobung der Methode wöchentlich zwei- bis dreimal im Gange.

IRODALOM

JUSTYÁK JÁNOS *(szerk.)*: **In memoriam Prof. Dionysii Berényi,** Acta Geographica Debrecina 1969/70. Tomus XV—XVI., 199—303. old., Debrecen, 1972.

Bevezetőül a szerkesztő méltatja *Berényi* professzor több mint négy évtizedes, a meteorológia majd minden ágára kiterjedő munkásságát. A tanulmányok sorát *M. I. Scserbany* (Kijev) nyitja meg a téli félév folyékony és szilárd halmazállapotú csapadékának arányát tárgyaló értekezésével. Ezt *Berényi* professzornak a meteorológia művelését élethivatásul választott tanítványainak tanulmányai követik. Elsőül *Kéri Menyhért*, az Orsz. Meteorológiai Szolgálat tudományos tanácsadója, német és magyar nyelvű írásában a debreceni egyetemi Meteorológiai Intézetben végzett magaslégköri vizsgálatok történetét és eredményeit ismerteti, meggyőző bizonyságául annak a mindig korszerű, háromdimenziós — a nagyobb térségek általános időjárási-éghajlati viszonyainak megismerésére törekvő, komplex szinoptikus-aerológiai-klimatológiai — szemléletnek, amely *Berényi* professzor kutatói, s kutatásokat irányító tényekedését mindvégig jellemezte. *Szász Gábor* a debreceni Agrártudományi Egyetem — azóta egyetemi tanárrá kinevezett — docense a magyarországi csapadék évi és havi összegeinek térbeli homogenitását tárgyalja. Ezt követi két agrometeorológiai tanulmány: *Justyák János* az időjárási elemek és a tokaj-hegyaljai szőlők termés-eredményei közötti összefüggésekre irányuló kutatás-módszertani vizsgálatairól, *Nagy Lajos* pedig a Tiszántúl csapadékának és a kukorica terméseredményeinek kapcsolatát elemző kutatásairól ad számot.

Berényi professzornak ez utóbbi három, hosszú időn át közvetlen munkatársa által írott klimatológiai-agrometeorológiai tanulmányok sorát *Fodor István*nak, az MTA Dunántúli Tudományos Intézete munkatársának az aggtelek—jósvafői és az abaligeti barlangok légáramlás-rendszerével foglalkozó értekezése zárja be. Csak sajnálhatjuk, hogy mind a négy tanulmány csupán német nyelven került közlésre, hiszen így olvasóik köre ma már itthon meglehetősen szűk körre korlátozódik. Pedig mondanivalójuk a szakemberek szélesebb körére tarthat számot.

A kötet közel egy íves zárótanulmánya, *Kádár László* és *Félegyházy Enikő:* Adalékok a Föld harmad- és negyedidőszaki éghajlataihoz c. német nyelvű tanulmánya viszont — minden lényeges megállapítást tartalmazó, némileg rövidített angol és magyar nyelvű szövegével — véleményünk szerint nemcsak a meglehetősen szegényes magyar paleoklimatológiai szakirodalomnak kiemelkedő jelentőségű tanulmánya, hanem az egyetemes földrajzi, paleoklimatológiai irodalomnak is még sokat idézett írásműve lesz.

Kádár professzor és munkatársa ui. alapvető tudományos tévedésnek tekinti egyfelől azt az eddig uralkodó, de kétségtelenül jó néhány ellentmondással terhelt nézetet, amely szerint a Földnek voltak általánosan hidegebb időszakai, ún. jégkorszakok, amikor a sarkvidékeket kiterjedt jégpáncél borította, máskor meg olyan meleg időszakai, amikor a sarkokon is mérsékelt égövi vagy éppen trópusi növényzet díszlett. Ezzel szemben állítja és bizonyítja, hogy „nem létezhetett egyetlen olyan időszak sem, amelyben ne lettek volna meg az egyenlítővidéki trópusoktól a fagyos sarkvidékig az *összes* égövek, beleértve a csapadékeloszlás különbségeiből származó humid és arid zónákat is". Másfelől kimutatja, hogy csupán a XIX. században a periglaciális övbeli felszínformák ismeretének hiánya okozta geomorfológiai tévedésen alapul a 4, sőt idővel 5 jégkorszakot, s köztük meleg interglaciálisokat föltételező ún. pleisztocén *poliglaciális* elmélet.

Kádár professzor szerint Észak-Európában csak egy eljegesedés volt, s azt egy néhány száz km széles periglaciális zóna vette körül, és általános jégkorszak ugyanúgy soha sem volt a Földön, mint általános interglaciális sem. Szerintük „a *pólusvándorlás* és a *kontinensek eltolódása* ésszerű és egyszerű magyarázatot ad arra, hogy a Földnek egyik vagy másik tája mikor és miért került jég alá". A kontinens-vándorlásnak viszont reális magyarázatát adja a *földtágulás* elmélete, a szerzők tehát paleoklimatológiai térképeik szerkesztésekor ezt a tényezőt is figyelembe vették. Így haladva visszafelé a földsugár növekedésével szemben, jutnak arra a megállapításra, hogy az eocéntől kezdve a kontinensek területe változatlannak vehető, tehát egy annak idején kisebb földfelületen és egy kisebb földsugár (kb. 5460 km) mellett több szélességi fokra terjedtek ki, mint ma. A pólusvándorláson, a kontinensek eltolódásán és a földsugár növekedésén kívül nem

utolsó sorban számításba veendő tényező a *sugárzásgörbe ingadozása* is; ez utóbbinak különös a jelentősége az olyan átmeneti jellegű éghajlati tájon, mint Közép-Európa s benne a Kárpát-medence, hiszen — mutatnak rá a szerzők — az átmeneti jellegű éghajlati tájak különösen érzékenyek az éghajlatot befolyásoló mindenféle tényező megváltozására és ingadozására. S a szerzők itt éppen *Berényi Dénes*nek az éghajlathatárok (éghajlatévek) Kárpát-medencében mutatkozó változékonyságát feltáró kutatásaira hivatkozhatnak. És bár a sugárzásingadozás ebben az átmeneti jellegű éghajlati zónában bizonyíthatóan lényeges különbséget okozott, jégkorszakok kiváltására és megszüntetésére mégsem volt alkalmas. Mindebből a szerzők következtetése az: A közép-európai pleisztocénkori *egyetlen* jégkorszak — ellentétben a „begyökeresedett" évnyi föltételezésekkel — mindössze 80—100 ezer évre terjedt, glaciális és interglaciális korszakok váltakozásáról pedig nem lehet szó.

A szerzőknek itt általunk túl hézagosan ismertetett megállapításai nemcsak a paleoklimatológia terén képviselnek merőben újszerű felfogást a jégkorszakok sokat vitatott kérdésében. Jelentőségük a biogeográfiában és archeológiában még nagyobb: Ezzel a szemlélettel megmagyarázható, hogy az észak-amerikai eljegesedés ellenére hogyan vált szabaddá a Bering-földszoroson át a növény-, állat- és emberfajták vándorútja Ázsiából Amerikába és fordítva. Mindezen megállapításokat a szerzők bőséges irodalmi bizonyító anyaggal támasztják alá, s az eocéntől a holocénig minden egyes földtani korban a Föld éghajlati tájait hét színes térképpel teszik szemléletessé.

Az elmondottakból, úgy véljük, világosan kitetszik, hogy a Berényi-emlékkötet tartalmában is, kiállításában is méltó *Berényi* professzornak a meteorológia szinte minden részterületét átfogó, sokrétű tevékenységéhez. A gondos szerkesztés *Justyák János*, a szép kiállítás a debreceni Alföldi Nyomda munkáját dicséri. A könyv átolvasását, különösen a befejező értekezés figyelmes tanulmányozását, meggyőződésünk, joggal ajánlhatjuk minden meteorológus, sőt bizonyára minden geo-tudománnyal foglalkozó szakember figyelmébe.

Kakas József

*

HERMAN, N. M. – ZILLHARDT, J. – LALANDE, P.: **Receuil de données des stations météorologiques de l'Afghanistan** *(Az afgán meteorológiai állomások adatainak gyűjteménye)*. Gouvernement Royal de l'Afganistan. Aviation Civile. Publications de l'Institute de Météorologie, Kaboul, 1971. 60 A_4 oldal.

A kiadvány bevezető részében az afgán meteorológiai szolgálat történetét találjuk, amely az elmúlt 30 évre szorítkozik.

1939 előtt csupán néhány magánszemély végzett észleléseket, pl. *R. Furon* francia geográfus 1923 – 24-ben Kaboulban, majd ugyanitt *W. Iven* 1924 – 32., ill. a Deutsche Lufthansa 1930-ban.

1939-ben az afgán kormány *E. Stenz* lengyel szakértő segítségével létrehozott egy kilenc állomásból álló klimatológiai mérőhálózatot, amely 1947-ig működött, majd megszűnt, csupán Kaboul és Kandahar állomásokon folytak még észlelések 1948-ban is.

1953 – 54-ben a mekkai zarándoklatokra szervezett repüléseknek oly nagy sikere volt, hogy végülis az afgán kormány elhatározta az ARYANA légitársaság létrehozását, amely 1955 áprilisában hajtotta végre első repülését Kaboul és Bahrein között, Zahedánt érintve. A KLM ezek után kiépítette a Karachi – Kaboul összeköttetést. Az IRAN-AIR Zahedánból jövet érintette az afgán fővárost. Ezek az új nemzetközi vonalak sürgették a belső légiútvonalak létrehozását, ehhez pedig feltétlenül szükséges volt a meteorológiai szolgálat újbóli megszervezése. A meteorológiai hálózat tehát a légiforgalmi hálózat függvényeként jött létre és annak igényei szerint fejlődött.

1956 fontos dátum az afgán szolgálat történetében. Ebben az évben a kormány elfogadta a méterrendszert és a Celsius-skálát, rögzítette a standard afganisztáni időt, amely a greenwichitől 4 óra 30 perccel különbözik. Ez év szeptemberében kérte felvételét az ország a Meteorológiai Világszervezet tagállamai közé, s ekkor indultak meg újra az észlelések a kabouli és kandahari meteorológiai állomásokon.

1957 – 69 között fejlesztették ki ténylegesen a meteorológiai szolgálatot, azután hogy 1957-ben létrehozták az Afgán Légügyi Főhatóságot (Afghan Air Authority, A.A.A.) Ez a szervezet a miniszterelnökhöz tartozik.

1970-től számítják a szolgálat kiépítésének negyedik szakaszát, amelyben az ENSZ anyagi támogatásával és fejlesztési terveinek megfelelően alakul a meteorológiai szolgálat.

Felépítenek egy kutató intézetet, öt kiegészítő szinoptikus állomást, négy agrometeorológiai-, száz klíma- és háromszáz csapadékmérő állomást. Az új intézet a kabouli repülőtérhez közel épül, igazgatójául *Nour Mohamed Herman*-t nevezték ki.

A történeti részt az 1970. jan. 1-ig létesített és működő 34 megfigyelő állomás listája (táblázatos formában) majd részletes leírása követi, amely kiterjed az állomások környezetének és reprezentativitásának ismertetésére is.

Afganisztán jelenlegi meteorológiai állomásainak kétharmada 1000, mintegy egyharmada 2000 méternél magasabban fekszik, három állomása 3000 méter fölött helyezkedik el. Ezek közül a több

mint 10 éve működő Nord-Salang nevű állomás, Ázsia sorrendben negyedik legmagasabban fekvő (3366 m) szinoptikus állomása.

Az állomások leírása után a kiadványban közölt éghajlati elemek felsorolását, a mérésükre vagy számításukra használt eljárások ill. módszerek ismertetését találjuk.

A csapadékot naponta kétszer mérik, 200 cm² felületű edényekkel, amelyeket 2 m magasan helyeznek el. A táblázatokban a csapadékot egész mm-ben adják meg, s az átlagérték mellett a medián értékét is közlik, amit azzal indokolnak, hogy Afganisztánban a leggyakoribb a záporos formájú csapadékhullás, s ezenkívül rövidek még az észlelési sorok, így a mediánok jellemzőbbek a csapadékra, mint a középértékek. Amikor az előforduló adatok száma páros, akkor a két középső adat számtani közepét veszik mediánértékként.

Az átlaghőmérsékletet a $T_{0300} + T_{0900} + 2T_{1800}/4$ formula szerint határozzák meg, a relatív nedvességet hasonlóan. A potenciális párolgást – megfelelő mérőeszközök híján—*Ivanov* formulájával határozzák meg, a potenciális evapotranspirációt *Thornthwaite* módszerével. A szélsebességet nyomólapos anemométerrel mérik, amiből az átlagsebességet a $V_{0300} + V_{0900} + V_{1800}/3$ formula szolgáltatja.

Végül a kiadvány zömét és igen értékes részét képezik a klimatológiai táblázatok, amelyekben mind a 34 állomásra külön-külön oldalon közlik a megfelelő időszakra vonatkozó éghajlati átlag- és szélső értékeket. A táblázatos anyag, bár nem egyidejű átlagokat tartalmaz, valóban hézagpótló a maga területén, mert Afganisztánról egészen a legutóbbi 10 – 15 évig, semmiféle meteorológiai mérés-anyag nem volt. A Föld éghajlati képének nagyvonalú interpolálása útján lehetett csak e földrajzi térség éghajlatát valamelyest elképzelni.

Afganisztán területe közel 650 000 km², lakossága kb. 15 millió. Területének alig 20%-án lehetséges mezőgazdasági termelés. Az országot, nagyjából a 60 – 70° keleti hosszúság és a 30 – 40° északi szélesség zónájában, nyugatról Irán, északról a Szovjetunió, dél- és délkelet felől Pakisztán határolja (a korábbi Nyugat-Pakisztán). Legmagasabb pontja a Himalája nyugati előrészének hegyvidékéhez tartozó 7742 m magas Ter Ajmir hegycsúcs. Ettől a szinttől lefelé egészen a tengerszint feletti néhány száz méterig minden magassági régió előfordul a területen. Az országnak vasútvonala nincs, országúti hálózatának hossza alig 5000 km.

A terület, az áttekintett klimatológiai adathalmaz tanúsága szerint, mikroklimatológia. aeroszinoptikai, szinoptikai és sugárzástani szempontból valóságos légkörfizikai laboratórium.

Nord-Salang az ország legcsapadékosabb területét képviseli, itt az átlagos évi összeg 1121 mm, A hasonló magasságon (3172 m) fekvő Sud-Salang évi csapadéka 1115 mm. Ugyanakkor az Okak nevű 3130 m magasan fekvő állomáson – igaz csupán egy év adata alapján csak 110 mm az évi összeg. A medence fekvésű Baghlan (510 m) és Bust (780 m) állomásokon 5 – 5 nyári hónap telt el átlagosan, eső nélkül. Ugyanezeken a helyeken a hőmérséklet maximuma 43,8 ill. 46,7 fok, minimuma pedig – 23,0 ill. – 15,0 fok volt. A 478 m-en levő Zaranj állomáson átlagosan 7 hónap esőmentes, a hőmérséklet abszolút maximuma 51,0, minimuma – 9,0 fok. Az évi csapadék területi változatossága igen nagy, leggyakoribb mégis a 100 – 500 mm összeg. Az 1630 m magasan fekvő Jabul-Saraj repülőtér, amelytől északkeletre egy 2200 m magas hegyvonulat húzódik, délre és délkeletre kiterjedt síkság, a többi irányban pedig 2500 m magasságú hegyvonulat található, kitűnő terep a katabatikus szél tanulmányozására. Érdekességként említjük még az afgán király birtokán 1905 méter magasságban működő Karizimir állomást, amely 1958 óta észlel, s az 1963-ban – a Meteorológiai Világnap alkalmából – kibocsátott afgán bélyegsorozaton is szerepel

Befejezésül elismeréssel kell szólnunk arról a nagy erőfeszítésről, amellyel az Afgán állam és meteorológiai szolgálata – a WMO közreműködésével – küzdött, a kétségtelenül nagy elmaradás felszámolásáért. Úgy véljük, az afgán meteorológiai szolgálat helyesen határolta be legfontosabb tennivalóit, amikor a repülés kiszolgálása mellett, az agrometeorológiai adatgyűjtést és felhasználást is erősen szorgalmazta. Reméljük, hogy a jövőben a jelenlegihez hasonló, további praktikus kiadványok sorozata közli majd, hogy milyen eredményeket értek el nemcsak az adatgyűjtés, hanem az adatok repülésmeteorológiai, szinoptikai és agrometeorológiai felhasználása területén is.

Tóth Pál

*

А. А. ДМИТРИЕВ *(ред.)*: **Радиационный режим и осадки в Москве** *(A sugárzásviszonyok és a csapadék Moszkvában)*. Moszkai egyetemi kiadó 1967. 336 oldal, ábrák, táblázatok.

Az egymással összefüggő tanulmányok gyűjteménye a Moszkva éghajlatát feldolgozó MGU egyetemi meteorológus-klimatológus tanszék munkaközösségének közös munkálatairól kiadott második kötet, amely szorosan kapcsolódik az első, 1965-ben kiadott kötethez. Az első kötet „*Klimat bolsovo goroda*" címmel jelent meg, s a szovjet főváros léghőmérsékleti viszonyairól szól.

Mind a sugárzás, mind pedig a csapadék tárgyköréből származó tanulmányok az MGU (a moszkvai Lomonoszov Egyetem) 1879 óta működő meteorológiai obszervatóriumának gazdag észlelésanyagára támaszkodnak. A sugárzási viszonyokra vonatkozó főbb tanulmányok az alábbiak: *Dmitriev A. A.* — *Abakurszova G. M.:* A légkör átlátszósági koefficiense Moszkvában, *Poltarausz B. V.:* A közvetlen napsugárzás intenzitása Moszkvában; A napsugárzás összege Moszkvában, *Remizov G. A.:* A léghőmérséklet napi járása Moszkvában, *Klimenko L. V.:* A nyári hőmérséklet évszázados ingadozása Moszkvában, *Dmitriev A. A.:* Moszkva hatása a téli és nyári csapadékösszegekre, *Dmitriev A. A.* — *Klimenko L V :* A csapadék évszázados ingadozása Moszkvában.

Az elemző kutatások sok új részeredményre vezettek, ezek közül kiemelem a csapadékra vonatkozókat: Moszkvában az évi csapadék a közel évszázados periódusban emelkedő irányzatú, 3 hullámheggyel és 2 hullámvölggyel. Minden 10 évben a nyári csapadékátlag 2, 5, a téli 4,2 mm-re nő. A növekvő, ill. a csökkenő csapadékösszegű ciklusokat a különböző fokú csapadékanomáliák jellege változása is jellemzi. A tél növekvő ill. csökkenő csapadékú ciklusai egybeesnek az évszázadosan ismétlődő fő szinoptikus folyamatokkal, amelyek fő okozói az európai orosz térség erős lehűlésének, illetőleg felmelegedésének. A nagyvárosnak a csapadékképződésre gyakorolt hatása pedig úgy mutatkozik Moszkvában — évszakosan is —, hogy a nyugati városrészek a szárazabbak, a keletiek pedig aránylag csapadékosabbak.

Láng Sándor

*

Ю. А. ГЛАГОЛЕВ: **Справочник по физическим параметрам атмосферы** *(A légkör fizikai paramétereinek kézikönyve)*. Leningrád, Gidrometeoizdat, 1970. 211 oldal, 53 ábra, 46 táblázat.

A kézikönyv elsősorban a nemzetközi standard légkörrel, a valóságos légkörnek a standard légkörtől való eltérésével, továbbá sugárzástani adatokkal (napsugárzás és földi kisugárzás) foglalkozik, és megadja az ionkoncentrációra vonatkozó adatokat egészen ötvenezer kilométer földfeletti magasságig.

Az *I. fejezet*ben a meteorológiai mennyiségek megjelölésére szolgáló betűjelöléseket sorolja fel ábécé-sorrendben, külön-külön a latin, a cirill és a görög betűkkel való jelöléseket. A *II. fejezet* a meteorológiában használatos mértékegységeket foglalja össze és átszámító táblázatokat közöl a méterrendszer és az angolszász országokban használatos egyéb mértékegységek között. Az akusztikai mértékegységek (decibel, fon, szon, oktáv) külön táblázatban találhatók, és a 45. oldalra került a légkör függőleges szerkezetének áttekintése egészen 1000 kilométer magasságig. Az ábrán görbék tüntetik fel a hőmérsékletnek, az elektrontöménységnek és az ózontöménységnek a függőleges változását, és bejelölték a belső Van Allen-öv helyzetét is 2200 és 5500 kilométer közti magassági fekvésben. A *III. fejezet* a különféle standard légköröket mutatja be részletes táblázatokban. A *IV. fejezet* az átlagos viszonyoktól való eltérések adatanyagát foglalja össze. Az *V. fejezet* a napsugárzásra és a földi kisugárzásra vonatkozó adatok gyűjteménye. A *VI. fejezet* a „Kiegészítő megjegyzések" címet viseli. Tárgyalja az ózontartalom átlagos és szélsőséges értékeit, a levegő törésmutatójából (n) alkotott $(n - 1)10^8$ függvény értékeit, továbbá a szélviszonyokra vonatkozó adatokat, a légköri ionokra és meteorszármazású részecskékre vonatkozó adatokat, végül pedig néhány sokszor használt csillagászati adatot (napfizikai adatok, a bolygók és a Hold főbb adatai) és az elektromágneses sugárzások osztályozását.

A munkát terjedelmes irodalmi jegyzék és egy jól használható tárgymutató zárja le.

Aujeszky László

KRÓNIKA

A SZOCIALISTA ÁLLAMOK METEOROLÓGIAI (HIDROMETEOROLÓGIAI) SZOLGÁLATAINAK IGAZGATÓI KONFERENCIÁJA ULÁNBÁTORBAN

1972. augusztus 23-tól szeptember 1-ig 10 szocialista ország delegátusainak részvételével zajlott le Ulanbátorban a szocialista országok Meteorológiai (Hidrometeorológiai) Szolgálatainak IV. (XII.) Igazgatói Konferenciája. A konferencia munkájában a Bolgár Népköztársaság, a Csehszlovák Szocialista Köztársaság, a Koreai Népi Demokratikus Köztársaság, Kuba, a Német Demokratikus Köztársaság, a Magyar Népköztársaság, a Mongol Népköztársaság, a Lengyel Népköztársaság, a Román Szocialista Köztársaság és a Szovjetunió delegációi vettek részt. Hazánkat három tagú delegáció képviselte: *Barát József* az OMSZ elnökhelyettese (a delegáció vezetője), *Czelnai Rudolf* a KMI igazgatója és *Lépp Ildikó* a KEI főosztályvezetője.

A konferenciát az Ulánbátor Szálloda dísztermében augusztus 24-én *D. Tuvdendorzs* a Mongol Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője nyitotta meg. A megnyitón jelent volt *Zsagvaral* akadémikus, a Mongol Forradalmi Párt Politikai Bizottságának tagja, a Központi Bizottság titkára, aki a kormány és a párt nevében meleg szavakkal üdvözölte a konferencia résztvevőit, sok sikert kívánt munkájukhoz. A Mongol Hidrometeorológiai Szolgálat üdvözletét *D. Tuvdendorzs* tolmácsolta, majd tájékoztatta a résztvevőket arról, hogy három ország, Vietnam, Jugoszlávia és Kína, levélben értesítette a szervező országot arról, hogy nem vehetnek — ill. Kína szándékosan nem vesz — részt a konferencia munkájában.

Nguyen-Xien, a Vietnami Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatának vezetője levélben közölte a konferencia résztvevőivel, hogy hazája ellen megsemmisítő háborút folytat az Egyesült Államok, ezért nem lehet jelen a konferencián. A konferencia résztvevői egyhangúlag elítélték az Amerikai Egyesült Államok eszkalációs politikáját és támogatásukról biztosították a vietnami népet.

A konferencia elnökévé, egyhangú szavazással *Dolodom Tuvdendorzsot*, elnökhelyettesekké *N. Santost* (Kuba) és *K. Sztancsevet* (Bulgária), titkárává *B. Zsambaazsamcot* (Mongólia) választották. A résztvevők úgy határoztak, hogy minden kérdést plenáris ülésen tárgyalnak meg. A tárgyalások orosz és német nyelven folytak, szinkron tolmácsolással.

Az elnökség megválasztása és a konferencia javasolt munkaprogramjának elfogadása után a WMO XXIV. Végrehajtó Bizottsági üléséről készült beszámoló ismertetése következett. A beszámolót *E. K. Fedorov* akadémikus, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője és *E. Sz. Bobinszki* a Lengyel Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának igazgatója — a Végrehajtó Bizottság tagjai — készítették. A WMO 1973. évi költségvetési tervéről éles viták folytak. Bírálták a WMO pénzgazdálkodását és kifogásolták a pénzfelhasználás hatékonyságát. Az 1973. évi költségvetést 4 782 100 dollár összeggel fogadták el, amely az 1972. évi költségvetéshez viszonyítva 695 010 dollár növekedést jelent.

Az ülés értékelte a meteorológiai világhálózat kiépítésére vonatkozó terv (1972—1975) megvalósítását. Megállapította, hogy kulcsszerepet játszik a globális hírközlő rendszer megvalósítása. Az ázsiai régió néhány pontján nem rendelkeznek a szükséges berendezésekkel. Erre a tényre a Végrehajtó Bizottság felhívta a főtitkár és a RA—II. elnöksége figyelmét. Észrevételezték, hogy az óceánok fölött még mindig kevés a meteorológiai információ, ezért indokolt a meteorológiai műholdakról történő megfigyelés bővítése. Nem kielégítő az aerológiai állomások száma Afrika trópusi területein és Dél-Amerikában. A Végrehajtó Bizottságot tájékoztatták arról, hogy az 1972—1975. közötti időszakban Afrikában 15, Dél-Amerikában 5 aerológiai állomást létesítenek. A RA—VI. területén és Japánban tervbe vették egy-egy geostacioner meteorológiai műhold felbocsátását. Megvitatásra kerültek a szakemberek kutatómunkára való felkészítésének kérdései, a repülésmeteorológia, a hidrológia, az agrometeorológia, klimatológia, légszennyeződés és a technikai együttműködés legfontosabb problémái.

Ezután az Igazgató Konferencia által létrehozott munkacsoportok elnökeinek beszámolói hangzottak el.

A Szinoptikus és Repülésmeteorológiai Munkabizottság (RGSAM) elnöke beszámolt a Strbske Pleso-ban tartott radarmeteorológiai

tanácskozásról, ahol több meggondolandó javaslat született. Javasolták egy regionális centrum létrehozását, amelynek feladata lenne a radar-információk begyűjtése, továbbítása, analízise, és az információ-szerzés automatizálása. Az RGSAM soronkövetkező ülésén megtárgyalja a javaslatot és megjelöli a feladatokat. A beszámoló foglalkozott a szuperszonikus repülés bevezetésével kapcsolatos útvonal-klimatológiai problémákkal. E téma alapos elemzését kijelölt szerkesztő bizottság végzi. A kubai delegáció beszámolt a szolgálatuknál folyó operatív és kutatási igények kielégítéséről és kérte, hogy a kubai szolgálat is részt vehessen az RGSAM munkájában.

A Meteorológiai Távközlési Munkabizottság (RGMT) elnökének beszámolóját a plenáris ülés megtárgyalta és elfogadta. A problémák részletes megtárgyalására ideiglenes munkabizottságot hoztak létre. A MOTNE Panel párizsi ülésével kapcsolatban egységes véleményt alakítottak ki. Megvitatták az európai telekommunikációs rendszer nem tisztázott részeinek szervezeti kérdéseit, különös tekintettel az alfanumerikus és a fakszimile programokra. Megtárgyalták a globális telekommunikációs rendszer ázsiai szakaszának — Novoszibirszk, Ulánbátor, Phenjan — technikai és szervezési kérdéseit, valamint az új rendszerre való áttérés időszakának problémáit.

A Klimatológiai munkacsoport (RGK) elnökének beszámolója foglalkozott az adatgyűjtés, adatfeldolgozás és az archiválás problémakörével. Az adatcsere megkönnyítése érdekében hangsúlyozta az adatok egységes elvek szerinti, a szolgálatok számára hozzáférhető technikai hordozóban való adattárolás fontosságát. A szovjet szolgálat vezetője ismertette a Szovjetunióban megvalósítás alatt álló adattárolási rendszert, amely nagy tömegű adatanyag kis helyen való tárolására alkalmas, és a távlati igényeket is kielégíti.

A Műszerek és Megfigyelések Munkacsoportja (RGUMIIP) elnökének beszámolója ismertette az elmúlt időszakban végzett munkát, felhívta a figyelmet a meteorológiai információ-szerzés új módszereire, elsősorban a rádiólokációs csapadékmérésre. A szocialista országokban folyó műszerszerkesztői tevékenység eredményessége érdekében az eddiginél jobb koordinációt kell megvalósítani, komplex automatizálási programot kell kidolgozni és törekedni kell annak legracionálisabb formában történő megvalósítására. Néhány országban — Magyarországon is — a meteorológiai és hidrológiai szolgálat különváltan tevékenykedik, ilyen esetekben célravezető, ha a hidrológiai szolgálat az illető ország meteorológiai szolgálatán keresztül kapcsolódik be a szocialista országok nemzetközi együttműködésébe.

A Tudományos Kutatásokat Koordináló Munkacsoport (RGKNIR) elnöke *(Bodolai István* a KEI igazgatója) által készített beszámolót az Igazgatói Konferencia elfogadta. A beszámoló megvitatása során előtérbe kerültek a kutatások hatékonyságának kérdései. Szükséges, hogy a szocialista országok meteorológiai kutatásaiban fokozottabb mértékben helyet kapjon a munkamegosztás. Ennek sikeres megvalósításához a feltételek kedvezőek.

A Levegőszennyeződés Meteorológiai Vonatkozásainak Munkacsoportja (RGMAZA) által elhangzott beszámoló felhívta a figyelmet a levegőtisztaság védelmének megnövekedett fontosságára. A levegőtisztaság védelmében más nemzeti orgánumokkal is együtt kell működni a KGST keretein belül. „A légszennyeződés meteorológiai aspektusai" című téma kidolgozása rendkívül fontos feladat. A levegőtisztaság-védelmi feladatok összefogására Leningrádban a Geofizikai Főobszervatóriumban koordinációs központot hoznak létre. A szervezési és koordinációs feladatok ellátását a szovjet szolgálat vállalta.

A delegátusok átnézték az előző Igazgatói Konferenciák ajánlásait, megújították a munkacsoportokat és tisztségeikben megerősítették azok elnökeit. Az Igazgatói Konferencia meghatározta a következő évben sorrakerülő ülések és szimpoziumok programját. A következő Igazgatói Konferencia *F. Samaj* — a csehszlovák delegáció vezetőjének — meghívása alapján Csehszlovákiában kerül megrendezésre 1974 első felében.

A konferencia rendkívül szívélyes légkörben folyt, mongol barátaink figyelmességét dicséri a szakmai látogatások és kirándulások megszervezése. A résztvevők számára felejthetetlen élményt jelentett a Dél-Gobi sivatagban Dalanzatgatban tett kirándulás.

Az ünnepélyes záróülésre a Külkereskedelmi Minisztérium kupolatermében került sor. Az ünnepségen részt vett *Nguyen Van-Than* a dél-vietnami követség titkára is, aki személyesen mondott köszönetet a konferencia részéről megnyilvánuló támogatásért. Az Igazgatói Konferencián részt vett delegációk nevében *E. K. Fedorov* akadémikus, a szovjet delegáció vezetője mondott köszönetet a kitűnő szervezésért és a baráti vendéglátásért.

Barát J.

*

XII. NEMZETKÖZI ALPI METEOROLÓGIAI KONFERENCIA

A XII. Nemzetközi Alpi Meteorológiai Konferenciát a Jugoszláv Szocialista Szövetségi Köztársaság Szövetségi Hidrometeorológiai Intézete (Belgrád) valamint a Boszniai és Hercegovinai Szocialista Köztársaság Hidrometeorológiai Intézete (Szarajevo) 1972. szeptember 11 – 16 között rendezte meg Szarajevóban.

Egy korábbi határozat alapján ezen a konferencián már a Kárpát-országok képviselői is

résztvettek, s így a vendéglátókon kívül közel 170 szakember jelent meg az alábbi országokból: Ausztria, Belgium, Csehszlovákia, Franciaország, Görögország, Hollandia, Japán, Magyarország, Német Szövetségi Köztársaság, Olaszország, Románia, Svájc, Ukrajna. A magyar delegációt *Dési Frigyes* egyetemi tanár, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke vezette. A delegáció tagjai *Zách Alfréd* a Magyar Meteorológiai Társaság társelnöke és *Szakály József* főtitkár voltak.

A konferenciát *D. Radinović* a Szövetségi Hidrometeorológiai Intézet igazgatója nyitotta meg, ezt követően *Z. Mičević* a szarajevói intézet igazgatója, majd a Városi Tanács elnöke és a WMO képviselője is üdvözölte a megjelenteket.

A bevezető előadásokat, az első plenáris ülésen, *M. Čadež* (Belgrád) és *M. Schüepp* (Zürich) tartották a jugoszláv alpi vidékek jellegzetes időjárási típusairól és az „alpi szinoptika" problémáiról. A továbbiakban két szekcióban folytak az előadások, úgy, hogy minden témakört egy fő-előadás vezetett be, és ezekhez csatlakoztak a rövidebb, 10—15 perces beszámolók.

Az „A" szekcióban a hegyvidékek dinamikus és szinoptikus meteorológiája, a rendszeresen végzett meteorológiai vizsgálatok módszerei és eredményei, valamint a légkörfizika problémái kerültek megvitatásra. E szekcióban tartott előadásában *Zách Alfréd* Budapest borultságának növekedését mutatta ki, a Kékestetőn észlelt felhőzeti adatok tükrében.

A „B" szekcióban a hegyvidékek éghajlata, a bioklíma és a hegyvidéki életfeltételek, valamint a glaciológia és a hidrológia területéről számoltak be a kutatók eredményeikről.

A konferencia első napjának estéjén a részvevőket a Boszniai és Hercegovinai Szocialista Köztársaság kormányának elnöke fogadta a kormány rezidenciájának nagytermében. Igen hangulatos volt a második nap délutánján rendezett szarajevói városnézés, amelynek különlegessége egy mohamedán temetés volt.

A konferencia szakmai részét a harmadik nap délutánján a második plenáris ülés zárta le, amelyen *D. Radinović* igazgató összefoglalta a tudományos előadások eredményeit és megköszönte az előadások és hozzászólások, valamint a szervezők közreműködését. A részvevők nevében *E. Süssenberger* az NSZK Meteorológiai Szolgálatának vezetője mondott köszönetet a szíves meghívásért, az igen magas színvonalú szakmai program megvalósításáért, s végül azért a vendégszeretetért, amellyel a megjelenteket körülvették. A jelenlevők nagy érdeklődéssel hallgatták az olasz delegáció egyik tagját, amikor *M. Bossolasco* táviratát olvasta fel, amely meghívást tartalmazott a XIII. Alpi Meteorológiai Konferenciára, amelynek színhelye az Olasz-Alpok vidéke lesz, 1974-ben.

Sokáig emlékezetes marad az az esti kötélvasút utazás a Szarajevó felett emelkedő egyik hegycsúcsra, a Trebevicre (1629 m), ahol a „Vidikovac" nevű étteremben a szövetségi és a szarajevói intézet igazgatói látták vendégül a teljes létszámban utoljára megjelent részvevőket.

A következő három napon, két útvonalon, a hegyekben és a tengerparton tettek kirándulást azok a részvevők, akik ezekre korábban jelentkeztek.

Szakály J.

*

METEOROLÓGIAI KOLLOKVIUM BELGRÁDBAN

1972. szeptember 9-én érdekes megbeszélés folyt a belgrádi egyetemen, a Légköri Tudományok Centrumában. *M. Čadež* professzor, a szarajevói alpi meteorológiai konferenciát megelőző napokra a következő — csaknem kizárólag egyetemi tanárokból álló — ismert meteorológus tudósokat hívta vendégül az új Centrumba: *Dési F.*, Budapest, *J. Egger*, München, *H. Fortak*, Berlin, *G. Hollmann*, München, *M. Konček*, Bratislava, *S. Panchev*, Szófia, *D. Djordjević*, Belgrád, *D. Djurić*, Belgrád, *P. Gburčik*, Belgrád, *B. Makjanić*, Zágráb, *F. Mesinger*, Belgrád, *D. Radinović*, Belgrád.

A szabadon előadható beszámolóknak „A numerikus prognosztika időszerű kérdései" címet lehetett volna adni, „Hol tartunk most?" és „Hogyan tovább?" alcímekkel.

A vendéglátók és meghívottak társasága megvitatta a helyzetfelmérést is biztosító előadásokat, majd leszögezte: elengedhetetlenül szükséges és a fejlődés egyedüli lehetősége, hogy egyre újabb és újabb fejlett technikai berendezéseket állítsanak a meteorológia szolgálatába, de sohasem várható, hogy az egyik vagy másik technikai csoda a prognózisok minőségében *ugrásszerű* javulást hoz, mert — könnyű belátni — a kiindulási helyzet és jó néhány komplex légköri folyamat fizikai törvényszerűségének megismerése, ezek birtokában is, csak fokozatos lehet. Ami megadható, az a bizonyos valószínűséggel várható érték, vagyis a pontatlanság valószínűsége. Ami világos, a hibavalószínűség csökkentése, a mindenfajta meteorológiai mérés pontosabbá tétele és a légköri folyamatok számtalan mozzanatának megismerése, majd ez ismeretek szintézise révén és ütemében valósulhat meg, s ugyanez az útja a prognózisok annyira kívánt javulásának is.

Az idevonatkozó magyarországi kutatások eredményét *Dési Frigyes* egy. tanár, az OMSZ elnöke ismertette. Előadásának szövegét e számunkban közöljük.

Lőrincz A.



M. ČADEŽ 60 ÉVES

Marjan ČADEŽ professzor, aki az itáliai Goriciában (Görzben) született, 1972. szeptember 7-én töltötte be 60. életévét. A Belgrádi Egyetem jeles tanárának, szerkesztő bizottságunk nagyra becsült tagjának édesatyja, a ljubljánai gimnáziumi tanár, a Bécsi Egyetemen tanult, ahol — a matematikán és fizikán kívül — meteorológiát is hallgatott. Tehetséges tanítványa volt *Boltzmann*-nak, de szorgalmasan látogatta *Hann* és *Exner* előadásait is. ČADEŽ professzor — apja ösztönzésére és irányításával — már tizenkétéves korában, 1924 óta, rendszeres megfigyelője volt Ljubljána időjárásának. A megszakítás nélkül végzett észleléseinek folytatását csak akkor bízta másra, amikor 1947-ben Belgrádba hívják, és azzal bízzák meg, hogy vegyen részt a jugoszláv meteorológiai szolgálat újjászervezésében.

1936-ban, Ljubljánában fejezte be egyetemi tanulmányait, s ott is doktorált 1942-ben. Elsősorban a meteorológia kedvéért alapozta meg matematikai tudását. Disszertációjában, melynek tárgyát a légköri turbulencia témaköréből merítette, a futóáramlások valószínű létére következtet.

Belgrádban, a kezdet éveiben, munkatársa volt a szolgálat folyóiratainak, a *Glasnik*-nak és a *Vesnik*-nek, bevezette a korszerű éghajlati formulárékat a gyakorlatba — ezeken, többek közt, feltüntették kiválasztott szinoptikus állomások óraértékeit —, s javaslatára indult meg Jugoszlávia időjárásának rendszeres vizsgálata. Légkörfizikát oktatott a technikusok számára akkor létesített meteorológiai középiskolában, a Belgrádi Egyetemen dinamikus meteorológiát adott elő, s kiadója és írója volt a *Skripta-nak (A légkör fizikájának)*. A szolgálatban előbb az Éghajlati Osztályt vezette, később a szorgalmazására felépült *Aerológiai* (ma: *Meteorológiai) Obszervatórium* igazgatójává nevezték ki.

1956-tól a Belgrádi Egyetem Természettudományi Karán folytatja sokirányú és eredményekben bővelkedő tevékenységét, mint rendkívüli, majd később, mint rendes egyetemi tanár, a Meteorológiai Tanszék vezetőjeként. Az egyetemen folytatja a már említett rendszeres időjárás-kutatásait, de emellett szívügye a tanszék és a kari Meteorológiai Intézet szervezetének további fejlesztése, melynek szintén vezetője, s harcol azért is, hogy mielőbb önálló meteorológiai intézet szülessék Belgrádban. Szívós és célratörő tevékenységének eredménye — sok-sok év után — az 1971 óta működő *Légköri Tudományok Központja.*

Előadásai négy szakterületet ölelnek fel: a dinamikus meteorológiát, az általános meteorológiát, Jugoszlávia időjárás- és éghajlattanát, s a fizikai meteorológiát. Több szak- és tankönyv fémjelzi oktató- és kutatmunkájának korszerű színvonalát: a *Bevezetés a dinamikus meteorológiába* c. műve 1959-ben, a *Jugoszlávia időjárása* c. monográfiája 1964-ben jelent meg, s a *Meteorológia* c. kötete a közeljövőben lát napvilágot.

A tanszék jelenlegi oktatógárdája kiváló tiszteletbeli professzorokból, tehetséges fiatal docensekből és doktoráltakból áll. Akadtak azonban a múltban nehezebb évek is, melyeknek során a tanszék munkatársai közül számosan — különösképpen a fiatalabbak — külföldön tevékenykedtek, professzorokként és WMO küldte szakértőkként.

ČADEŽ professzor jelentős szervező munkát végzett és végez ma is nemzetközi tudományos életünkben. A Kárpát-, Balkán- és Alpi-meteorológiai konferenciák keretében olyan nemzetközi együttműködést valósított meg, mely a domborzat időjárást módosító hatásának elemzését tűzte ki céljául. Sok országban és városban tartott nagy érdeklődést keltő előadásokat (Budapest, Genova, Berlin és München, Szófia és Asti, Lipcse stb.). Aktív tagja négy nemzetközi tudományos folyóiratnak *(Időjárás, Gerl. Beitr. Geophys., Pure appl. Geophys., Meteorol. Ztschr.)* s otthon a *Sbornik meteorolskih i hidroloskih* c. folyóiratot szerkeszti.

Tanulmányainak száma kb. 70-re becsülhető. Témái a dinamikus meteorológiából és a szinoptikából valók. Eredményei méltán keltettek nemzetközi visszhangot és elismerést. A sok közül ki kell emelnünk azt a felismerését, hogy milyen módon hat a hulló hó olvadási hője a hőmérsékleti, nyomási és szélmezőre. Igazolja annak lehetőségét, hogy meleg levegő — ék formájában — a hidegebb mellett feküdhet. Foglalkozott a termodinamikus ciklon- és anticiklon-genezissel, kvantitatív módszerekkel magyarázza a hideg anticiklonok keletkezését, a turbulenciából kiindulva értelmezi az általános tendencia-egyenletet, meghatározza a határréteg karakterisztikus és általános feltételeit stb. A légköri mozgásokkal kapcsolatos vizsgálataival — több dolgozatában — bizonyítja, hogy a légkör belső és külső energiája a hang sebességével helyeződik át. Erre az alapeszméjére építve fogalmazza meg a külső energia újszerű definícióját és vonja kétségbe az *Euler*-féle egyenletek általános érvényét.

Ugyancsak új meghatározását nyújtja az impulzusnak, s valamely rendszerben a légnyomás tendencia-egyenletének, bemutatván azt is, hogy a légköri impulzusok (sűrűsödések és ritkulások) nyomot hagynak maguk mögött.

Felsorolt eredményein még napjainkban is vitatkoznak a nemzetközi fórumokon, de ez a tény ismét csak arra utal, hogy ČADEŽ professzor gyökeréig eredeti problémákat és megoldásokat vet föl, olyanokat, amelyekkel megérdemelten vívott ki magának rangot és tekintélyt a világ meteorológusai között. Kívánjuk, hogy továbbra is sikeresen folytassa azt a kollektív munkát, melyet Jugoszlávia időjárásának és éghajlatának jobb megismerése érdekében kezdeményezett, szervezett és irányított, s fejezze be mielőbb eredményesen munkájának azt a szakaszát is, melyet a Jugoszláviába (1956—60 között) betörő hideg légáramlások elemzésének szentelt.

További eredményes munkát, jó egészséget és hosszú életet kívánunk ČADEŽ professzornak, születésének hatvanadik évfordulóján, de nemcsak az Időjárás szerkesztő bizottsága, hanem valamennyi magyar meteorológus nevében is, mert tudásáért és emberségéért, rokonszenves és mindenkor segíteni kész egyéniségéért őszinte nagyrabecsülést és szeretetet érzünk iránta.

Dési F.

*

NEMZETKÖZI TUDOMÁNYOS SZIMPOZIUM LIPCSÉBEN – MEGEMLÉKEZÉS A 100 ÉVE TARTOTT NEMZETKÖZI METEOROLÓGIAI KONFERENCIÁRÓL

A *Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálata* 1972. szeptember 26. és 29. között nemzetközi tudományos szimpoziumot szervezett Lipcsében, mgemlékezésül az 1872. augusztus 14., és 15-én tartott történelmi jelentőségű lipcsei meteorológiai konferenciáról, amelyen többek között előkészítették a Meteorológiai Világszervezet elődjének az ún. *Nemzetközi Meteorológiai Szervezetnek* (IMO) létrehozását. A jubileumi szimpoziumon a *Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálatát Dési Frigyes* elnök, valamint *Czelnai Rudolf*, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatója képviselte.

A jubileumi szimpozium üléseit szeptember 26-án de. 10 órakor *W. Böhme* professzor, az NDK Meteorológiai Szolgálatának igazgatója nyitotta meg. Ezt követően *Marterer* vezérőrnagy, belügyminiszterhelyettes mondott üdvözlő beszédet, amelyben röviden vázolta az utóbbi években kialakult nemzetközi politikai helyzetet, majd értékelte az NDK Meteorológiai Szolgálata által végzett munka fontosságát. Végül köszönetet mondott a többi szocialista ország meteorológiai szolgálatainak azért a támogatásért, amelyet ezek a szolgálatok kifejtettek és kifejtenek annak érdekében, hogy az NDK Meteorológiai Szolgálata végre egyenjogú tagja legyen a Meteorológiai Világszervezetnek.

Az üdvözlő beszéd után ismét *W. Böhme* professzor emelkedett szólásra és méltatta a hajdani meteorológiai konferencia jelentőségét. Elmondotta, hogy a 100 éve tartott konferencia létrehozásában a döntő érdem *Wild, Bruhns* és *Jelinek* professzorokat illeti. *Heinrich Wild* professzor akkoriban a *Szentpétervári Központi Geofizikai Obszervatóium* igazgatója volt, *Karl Bruhns* professzor a *Lipcsei Csillagászati Obszervatóriumnak* és a *Szászországi Meteorológiai Intézetnek* igazgatói tisztét töltötte be, *Karl Jelinek* professzor pedig a *Bécsi Meteorológiai* és *Földmágnességi Központi Intézetet* vezette. Közös aktivitásuk és széleskörű levelezéseik eredményeképpen 1872 augusztusában megrendezésre került a *Lipcsei Meteorológiai konferencia*, amelyen számos nemzetközi hírű tudós sokszor hangsúlyozott kívánságát teljesítve megbeszéléseket folytattak a különböző országokban folyó meteorológiai megfigyelések és adatfeldolgozások módszereinek egységesítése érdekében. Ezek a nagyjelentőségű megbeszélések kedvező hatással voltak a meteorológusok nemzetközi kapcsolatainak fejlődésére, és fontos lépést jelentettek a hagyományos operatív tevékenységek összehangolása terén. A történelmi visszapillantás után *W. Böhme* áttekintő képet adott azokról a korszerű meteorológiai problémákról, amelyeknek a megoldására a világ ma élő meteorológusainak kell közös erőfeszítéseket tenniük.

A tudományos előadásnak is beillő tartalmas és gondolatébresztő megnyitóbeszéd után *Mäde* professzor, az NDK Meteorológiai Társaságának elnöke emelkedett szólásra. Kitüntetéseket adott át, majd pedig ünnepélyes és méltató szavak s a hallgatóság tapsának kíséretében átnyújtotta *Dési Frigyes* professzornak az NDK Meteorológiai Társasága tiszteletbeli tagságát tanúsító díszoklevelet. Az ünnepélyes pillanatok után sorra szót kértek a meghívott meteorológiai szolgálatok vezetői. Üdvözölték a vendéglátó szolgálat vezetőit és jelenlevő dolgozóit, méltatták azokat a nagy eredményeket, amelyeket a tudományos és operatív munka terén elértek, majd pedig ajándékokat adtak át. *Dési Frigyes* professzor üdvözlő beszédében kitért a 100 évvel ezelőtt tartott Lipcsei Meteorológiai konferencia jelentőségének méltatására, és rámutatott arra, hogy az a konferencia a maga idejében fordulópontot jelentett a meteorológusok nemzetközi együttműködésében. Meghatottan mondott köszönetet azért a megtiszteltetésért, amelyet a német meteorológiai társaság tiszteletbeli tagságának adományozása jelentett. Elmondotta, hogy ezt a ki-

tüntetést a legszebb elismerésnek tekinti a két ország meteorológiai szolgálatai között fejlődő kapcsolat erősítése érdekében kifejtett törekvéseiért. Meleg szavakkal emlékezett meg azokról a kollégákról — név szerint *Philipps*, *Ertel* és *Böer* professzorokról — akik már nem lehettek jelen az ünnepségen, de életükben hasonló célokért teljes odaadással dolgoztak.

A jubileumi szimpozium tudományos előadásai 26-án délután vették kezdetüket. Ekkor került sor az első témakör megvitatására, amelynek tárgya *A meteorológiai megfigyelés és feldolgozás komplex automatizálása volt.* A témakör vitaindító előadását *Czelnai Rudolf* tartotta. A korreferátumokat *N. K. Kljukin* (Szovjetunió), *W. Höhne* (NDK) és *G. H. Jar-Muhomedov* (Kirgiz SZSZK) tartották.

A tudományos program 27-én a *radarmeteorológia* témakörének tárgyalásával folytatódott. A vitaindító előadó *G. Gromova* (Szovjetunió) volt, s a korreferátumokat *D. Podhorskij* (CSSZSZR), *R. Ziemann* (NDK), *G. Schimsa* (NDK), *R. D. Petrov* (Bolgár NK), és *J. Neisser* (NDK) tartotta.

A harmadik témakör a *műhold meteorológia* kérdéseit foglalta magában, amelyről *P. Vetlov* (Szovjetunió) vitaindító előadása nyújtott kitűnő áttekintést. A nem kevésbé érdekes korreferátumok sorában *W. Häuser* (NDK), *H. Neumeister* (NDK), *Z. Bunsch-Makarevicz* (Lengyel NK), *E. A. Lauter* (NDK), *H. Wörner* (NDK), *C. Busch* (NDK), *D. Spänkuch*, *W. Döhler*, *H. Kubasch* (NDK) és *K. H. Grasnick*, *G. Entzian* (NDK) előadásai hangzottak el.

Végül a negyedik témakör tárgya a *mezometeorológia és a numerikus előrejelzések interpretációja* volt. E témakör tágabb szakmai hátterét *J. I. Tolsztyikovnak*, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata vezetőhelyettesének, a szovjet GARP-bizottság elnökének előadása adta meg. Ezt követően *B. Barg* (NDK) koncepciózus összefoglaló előadást tartott, majd *M. Gericke* (NDK), *H. J. Herzog* (NDK), *J. Kluge*, *K. H. Stahnke-Jungheim* (NDK), *P. Vogler* (NDK), *H. Maede* (NDK), *M. Buttenberg* (NDK), *K. Ulbricht* (NDK), *P. B. Rachev* (Bolgár NK), és *K. Balzer* (NDK) korreferátumaira került sor.

A jubileumi szimpozium rendkívül átgondolt tématervében jól kifejezésre jutottak a korszerű meteorológia legalapvetőbb problémái. A vendéglátó szolgálat munkatársai igen sok előadást tartottak, és ezek az előadások egytől-egyig komoly, elmélyült munkáról tanúskodtak. Különösen a „mezometeorológia és a numerikus előrejelzések interpretációja" c. témakör előadásai során volt feltűnő az a hatalmas szakmai fejlődés, amely az NDK meteorológiai szolgálatának keretében az utóbbi években végbement. Az előadássorozat ünnepélyes bezárására szeptember 29-én délben került sor. A vendégek nevében *J. I. Tolsztyikov*, a szovjet delegáció vezetője mondott köszönetet az értékes tudományos szimpozium megrendezéséért, és kifejezte az NDK Meteorológiai Szolgálata által elért eredmények iránti elismerését.

A tudományos ülésszak munkáját a sajtó élénk érdeklődése kísérte. A „Stimme der DDR" nevű rádióállomás rovatvezetője a magyar delegáció vezetőjét nyilatkozatra kérte fel. Az interjúban *Dési Frigyes* professzor méltatta a lipcsei konferencia jelentőségét, dicsérte a jubileumi szimpozium témáinak kiválasztását, és szólt arról a paradox helyzetről, hogy az NDK Meteorológiai Szolgálata nem tagja a Meteorológiai Világszervezetnek, holott éppen az NDK területén, Lipcsében volt az első nemzetközi meteorológiai konferencia, amelyen a Meteorológiai Világszervezet létrehozását formálisan szentesítő 1873-as Bécsi Kongresszust előkészítették.

Czelnai R.

*

NÉGY HÓNAP A „VIZE PROFESSZOR" NEVŰ TUDOMÁNYOS KUTATÓHAJÓN

A Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata leningrádi Arktikus és Antarktikus Tudományos Kutató Intézetének feladata — a két Sarkvidéken végzett kutatásokon kívül — Földünk két nagy óceánjának, az Atlanti- és Indiai-óceánnak természettudományos feltárása. Ennek a nagyméretű tudományos munkának az eszközei az Intézet tulajdonában levő tudományos kutatóhajók, több mint féltucat speciális hajó, melyek közé tartozik a „Vize Professzor". Szinte az utolsó szegecsig megegyező ikertestvérével, a „Zubov Professzor"-ral 1966—67-ben készültek el az NDK-ban, Wiesmarban, és azóta számos expedíció eszközei voltak, fedélzetükön a hajó állandó tudományos személyzetével és meghívott szakemberekkel. Munkaterületük a hidrológia, az oceanográfia és a meteorológia. Ehhez a széles körű munkához modern, a korszerű követelményeknek megfelelő laboratóriumokkal vannak felszerelve.

1971-ben az a megtiszteltetés ért, hogy a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának meghívására részt vehettem a „Vize Professzor" 13. expedíciójában. A hajónak hármas feladata volt ezen az úton: az útvonal teljes hosszában végzett hidrológiai és meteorológiai rutinmérések, meghatározott térségekben nemzetközi együttműködés keretében végrehajtott aerológiai és hidrológiai széria mérések, valamint részvétel a 16. és 17. Szovjet Antarktisz Expedíciók személyzetcseréjében. Ez a harmadik feladat tette lehetővé, hogy a hajón végzett munkámmal részese legyek egyben a 17. antarktiszi expedíciónak.

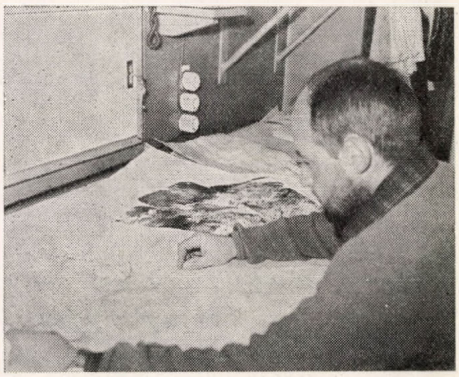
1971. november 10-én hajnalban futott ki a „Vize Professzor" a leningrádi személykikötő-

ből. Útunk első állomása (egy kiadós baltitengeri vihar, majd az első és egyben utolsó tengeri betegség után) a lettországi Liepaja volt, ahol az Antarktiszra szállítandó időjárási rakétákat hordtuk be a fedélzetre. Másnap már Gdanszkban kötöttünk ki, ahol hajóra szállt az expedíció öt lengyel tagja is. Ezzel csaknem teljessé vált a nemzetközi csoport, a szovjeteken és lengyeleken kívül a fedélzeten volt a hat német, a bolgár, a román és a magyar résztvevő. Már csak a hindu meteorológus hiányzott, aki később, Ausztráliában csatlakozott hozzánk. A lengyel kikötőváros után – áthajózva az Északi-tengeren egy óránként 130–140 kilométeres sebességű orkánon – a Gran Canaria-sziget festői kikötőjében, Las Palmasnak öblében vetett horgonyt a „Vize Professzor". Három napot tartózkodtunk itt, és miközben hajónk vizet, üzemanyagot és élelmet vett fel, két nagy autókiránduláson vettem részt az egzotikus szigeten. Egy vidám ceremónia az egyenlítőn, majd Szent Ilona-szigete és a Jóreménység-fok érintése után, december 10-én már az Indiai-óceán viharos hullámain hánykolódott hajónk az Antarktiszt körülölelő ciklonövezetben.

Mivel a 6. földrész partjai előtt még többszáz kilométer széles, számunkra áttörhetetlen jégtakaró állott a tengeren, első tervezett kikötésünk az Antarktiszon, a szovjet állomások új „fővárosá"-nál, Mologyozsnajánál, nem sikerült. A 140 sarkkutatót és az Antarktiszra szánt anyagot az „Ob" jégtörő-teherhajó vette fedélzetére egy óceáni randevú után, és a „Vize Professzor" máris indult tovább következő úticélja, az ausztráliai Fremantle felé. Három nap a Nyugat Ausztráliai Köztársaság fővárosában Perthben, majd az oda repülőgépen érkezett sarkkutatók új csoportjával a fedélzetén a „Vize Professzor" ismét az Antarktisz felé haladva fúrta orrát az Indiai-óceán vizébe. Az utolsó útszakaszt ismét az „Ob" segítségével megtéve, január 6-án vetettünk horgonyt 28 km-re Mirnijtől, az „exfőváros"-tól, a szilárd jégtakaró szélén.

Január 18-ig tartott a kirakodás, ezalatt megismerhettem a kutatóállomás életét, munkáját, a partjai előtt fekvő érdekes szigetvilágot, sőt, engedélyt kaptam arra, hogy repülőgéppel a szárazföld belsejébe, a Mirnijtől 1400 kilométerre, a tengerszint felett 3488 méter magasra, a geomágneses pólusra telepített Vosztok állomásra látogathassak.

Január 19-én indultunk vissza a 16. expedíció közel száz fős hazatérő csoportjával. Egy kis kitérő után ismét a Kanári-szigetek partjainál, pontosabban Tenerife-szigetének kikötője, Santa Cruz előtt vetettünk horgonyt. A kitérő oka egy, az Antarktisz partjai előtt, a 63. déli szélesség mentén végzett rádiószonda méréssorozat és a 20. keleti hosszúság mentén a 6. földrésztől Afrika déli csücskéig végrehajtott hidrológiai méréssorozat volt. Február 26-án ismét jég között jártunk, a „Kijev" jégtörő

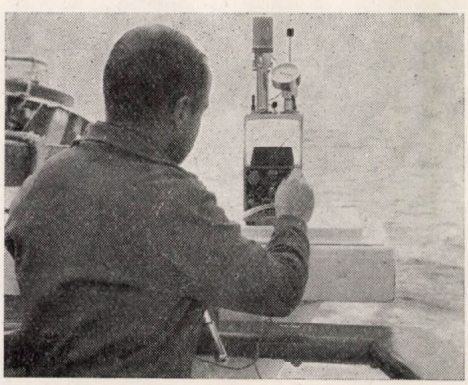


törte előttünk az utat Leningrád felé a Finn-öbölben.

A laboratóriumok a Balti-tengeren még csendesek voltak, csupán a meteorológiai részleg (észlelők) és a szinoptikus csoport dolgozott az első naptól kezdve. A rendszeres tudományos munka csak Európa beltengereit elhagyva, az Atlanti-óceánon kezdődött meg. Itt emelkedett a magasba az első rádiószonda, és merült a mélybe az első hidrológiai műszer. Működésbe léptek az oceanográfusok műszerei, elkészült az első mozaikkép az ESSA-8 amerikai mesterséges hold fényképfelvételeiből.

Feladatom a hajón kettős volt. Részt vettem a hajó szinoptikus csoportjának munkájában, eleinte szinoptikusként, majd december 14-től a hajó kapitányának és az expedíció tudományos vezetőjének megbízásából a szinoptikus részleg vezetőjeként. A másik feladatom az útvonal teljes hosszában végzett aerosol mérési sorozat volt, amelyet a budapesti Légkörfizikai Kutató Intézet kérésére folytattam. A mérések eredményeként hazahozott 96 darab aerosol filter mikroszkópos és elektronmikroszkópos feldolgozása jelenleg még folyik a KLFI-ben.

Munkahelyem a szinoptikus részleg laboratóriumaiban volt, a hajó legfelső emeletén. Ide tartozott a hírközpont, ahol rádió-telexgépek



segítségével gyűjtötték be a technikusok az útvonal közelében fekvő időjárási központok szinop és temp kulcsait, amelyek az általunk készített térképek alapanyagát képezték. Több fakszimile készülék a rádión kisugárzott analízisek és előrejelzési térképek vételét biztosította. A szinoptikus részleghez tartozott az APT képek vételét és összeállítását végző csoport. Ezeken a kiegészítő csoportokon kívül, a részleg magvát a tulajdonképpeni munkát végző technikus és tudományos munkatársaim alkották.

A szinoptikus munka kettős volt. Egyrészt rendszeresen prognózisokat kellett készíteni a hajó közlekedése, valamint a többi tudományág munkájának segítése érdekében, másrészt el kellett végezni az útvonal mentén fekvő térségek makro- és mezoméretű szinoptikus elemzését. Ezt útvonalszakaszonként írásban át kellett adni a hajó tudományos vezetőjének és ezek a jelentések képezték a hajó 13. expedíciójáról készült tudományos dokumentáció szinoptikai részét. Mind a prognózisok készítése, mind a jelentések megírása a szolgálat vezetésének átvétele után az én feladatom volt, azonkívül a minden reggel 9 órakor megtartott tudományos konferencián a szinoptikus helyzet és a prognózis ismertetése a hajó és a tudományos részlegek vezetőivel, szintén az én feladataim közé tartozott.

A szinoptikus munkában, főként a prognózisok készítésében olykor nagy nehézségeket jelentett a ritka állomáshálózat. Ez elsősorban a szárazföldektől távol, a nyílt óceánon fordult elő. Ilyenkor a legnagyobb, csaknem nélkülözhetetlen segítséget az APT képek jelentették, amelyek ha a hajó úton volt, egyetlen napon sem hiányoztak.

A legnagyobb élményt a szinoptikus számára a Mologyozsnaja—Ausztrália útvonal hozta meg. Ebből a tíz napos útszakaszból nyolc és fél napon át együtt haladtunk egy délnyugatról északkelet felé vonuló hidegfronttal. Hajónk hol kevéssel a front előtt bukdácsolt a több méteres hullámokon, hol a front eső-, vagy hófüggönyébe burkolózva haladt célja felé, hol pedig a front után kullogott néhány tíz vagy száz kilométerrel. A legszebb látványban akkor volt részem, amikor hajónk a front mögött volt. A friss, antarktiszi származású levegőben hihetetlen gyorsasággal zajlottak le a légköri folyamatok. Egyik percről a másikra alakultak ki az előbb még kristálytiszta levegőben hatalmas cumulonimbusok, és olyan hózápor kerekedett, hogy csak méterekre lehetett látni. Néhány perc múlva megszűnt a havazás, pillanatok alatt feloszlott a felhő és újra ragyogóan sütött a nap. Ez a folyamat naponta többször megismétlődött. Csodálatos élmény volt ez egy szinoptikus számára, olyan, amelyet szárazföldön nem érhet meg. Napokig benne élni egy frontban — ez szárazföldön elképzelhetetlen, itt percek, legfeljebb órák alatt vonulnak el a frontok a fejünk felett.

Ez az esemény csak egyike volt a számtalan élménynek, amelyben részem volt az ötvennégyezer kilométeres út során. A sok szinoptikus térkép, információ birtokában, a nyílt óceán felett végbemenő tiszta légköri folyamatok, a végtelen horizont által biztosított zavartalan megfigyelések csaknem tökéletes együttélést jelentenek az időjárással. Ez az út nagyon nagy élményt és hasznot jelentett a gyakorló szinoptikus számára.

Vissy K.

*

ANKÉT A BALATONI VIHARJELZÉSRŐL

A Magyar Meteorológiai Társaság és a Központi Előrejelző Intézet 1972. június 23-án egész napos ankétot rendezett Siófokon, a „Balatoni viharjelzés"-ről.

Az ankét célja az volt, hogy a viharjelzésben és a riasztásban érdekelt szervek és a közreműködő szakemberek fórumot kapjanak a balatoni viharjelzés területén eddig elért eredmények áttekintésére, értékelésére, továbbá a tudományos és a technikai fejlesztés irányának és lehetőségeinek megvitatására.

Az előadásokat — amelyeket a MAHART Balatoni Üzemigazgatósága dísztermében tartottak meg — *Zách Alfréd* elnöki megnyitója vezette be. „A balatoni viharjelzés helyzeté"-t *Böjti Béla* tud. csoportvezető, a Viharjelző Obszervatórium vezetője ismertette, majd a BM Közbiztonsági Csoportfőnöksége részéről *Mohácsi József* r. alezredes „Vízirendészeti és víziközlekedési feladatok ellátása a Balatonon" című előadásában számolt be a rendőrség mentőmunkájáról és annak eredményeiről. A balatoni személy- és teherhajózás problémáiról beszélt *Kopár István*, a MAHART üzemigazgatója „Meteorológia a biztonságos balatoni hajózás érdekében" címmel, majd *Dolesch Ivánnak*, a Magyar Vitorlás Szövetség mesteredzőjének „Viharjelzés és vitorlázás" című előadása hangzott el.

Götz Gusztáv a KEI tud. osztályvezetője „A balatoni viharjelző szolgálat jövője" címmel a viharjelzés fejlesztésének kívánatos irányát, a lehetőségeket és a fejlesztés első eredményeit ismertette.

Az előadási program után mutatták be a *Járai Kornél* mérnök által készített színes filmet, amely az 1969. augusztus 8-i balatoni víztölcsért — annak kifejlődését, vonulását és összeomlását — örökítette meg.

Az előadásokat követő vita során *Kurdi János* a Révkapitányság parancsnoka, *Ambrózy András* egy. docens, *Pinczehegyi Károly* üzemigazgató helyettes és egy üdülővendég szólaltak fel, beszámolva a viharjelzés, valamint az élet- és vagyonmentés eredményeiről, a

jelzőrendszer korszerű módszereiről, a vízi-közlekedés meteorológiai kérdéseiről, s végül a balatoni üdülők e témakörbe tartozó problémáiról.

Az ankét résztvevői délután megtekintették a Viharjelző Obszervatóriumot, majd hajókirándulásra indultak, amelyen az erősödő szél, a hajóra felcsapó hullámok és a délelőttihez mérten erőteljes lehűlés következtében az utasok fogalmat alkothattak a balatoni viharról és annak következményeiről.

Megállapítható, hogy az ankét megrendezése nagyon időszerű s ennek következtében igen sikeres volt. Az egyes szerveket képviselő előadók, az OMFB, a KPM Hajózási Főigazgatóságának, Siófok Város Tanácsának képviselői és a hallgatóság egybehangzóan elismerték a viharjelzés és a mentés eddigi jelentős eredményeit, hangsúlyozva azt, hogy a viharjelzés fokozottabb továbbfejlesztése és a riasztás korszerűsítése tovább már nem halasztható feladat.

A tanácskozás eredményessége érdekében az ankét felhatalmazta a rendezőséget arra, hogy az előadások és a hozzászólások során elhangzottak alapján a tanulságokat és javaslatokat összegezve, azokat ajánlások formájában küldje meg az érdekelt szerveknek és intézményeknek.

A „Balatoni Viharjelzés" című ankét ajánlásai:

1. Miután az MSZMP KB és a Minisztertanács határozata kimondja, hogy a balatoni viharjelzés riasztásának végrehajtása nem a rendőrség (BM) feladata, — s ennek következtében nem is történt intézkedés a riasztás korszerűsítésére és műszaki fejlesztésére —, gondoskodni kell egy magasszintű bizottság létrehozásáról, amely a fenti határozat megvalósítására konkrét javaslatot tesz.

2. A viharelőrejelzés kiadása továbbra is az Országos Meteorológiai Szolgálat Központi Előrejelző Intézete keretében működő „Siófoki Viharjelző Obszervatórium" feladata.

3. A viharelőrejelzés továbbfejlesztése szükségessé teszi automata szélmérők, időjárási radar felállítását, valamint egy korszerűbb hírközlési rendszer kiépítését.

4. Az előadások és a vita során megállapítást nyert, hogy a riasztásra — külföldön is jól bevált — fényjelzéses módszert kell alkalmazni.

5. Az idegenforgalmi szervek és a SZOT illetékesei fejtsenek ki megfelelő propagandát, hogy a hazai és a külföldi balatoni üdülők megismerhessék a hirtelen kitörő balatoni viharok veszélyeit, a vihar alkalmával szükséges magatartást és a riasztás jelzéseit.

Szakály J.

KÍNA FELVÉTELE A WMO TAGÁLLAMOK KÖZÉ

Az ENSZ Közgyűlés 1971. október 25-i határozata után napirendre került a Kínai Népköztársaság jogainak, képviseletének helyreállítása az ENSZ szakosított intézményeiben, így a Meteorológiai Világszervezetben is. A WMO tagállamok külügyminisztériumai levél útján (70 mellette, 21 ellene, 8 tartózkodás) megszavazták a KNK felvételét. A szavazást követően 1972. február 25-én *D. A. Davies* főtitkár körlevélben bejelentette, hogy a WMO a Kínai Népköztársaság képviselőjét fogadja el Kína egyetlen jogos képviselőjeként a Világszervezetben. A felvételt követően *Davies* főtitkár elfogadta a Kínai Népköztársaság meghívását, és 4 napot töltött Pekingben, ahol többek között meglátogatta a meteorológiai szolgálatot is. Az a tény, hogy *Davies* a WMO részéről az ENSZ szakosított szervei közül elsőként látogatta meg a Kínai Népköztársaságot, a nemzetközi sajtó érdeklődését is felkeltette.

Mohácsi M.

*

W. OKOLOWITZ PROFESSZOR MAGYARORSZÁGON

Kedves vendége volt a magyar meteorológusoknak május végén a jól ismert professzor, *Wincenty Okolowicz*. Látogatására az Eötvös Loránd Tudományegyetem és a Varsói Egyetem közötti tudományos együttműködési munkaterv keretében került sor; így elsősorban a két tanszék, az ELTE Meteorológiai Tanszéke és a Varsói Egyetem Földrajzi Intézete Éghajlattani Tanszéke közötti közvetlen tapasztalatcsere volt előtérben. A kutatási témákban és az oktatás módszertani témáiban egyaránt gyümölcsöző volt az eszmecsere, és az egyetemi hallgatók nyári cseregyakorlatáról is kedvezők a tapasztalataink, az ilyen lehetőségeket a jövőben is szorgalmazni kell.

Lengyel vendégünk ellátogatott a tanszék erdőháti meteorológiai laboratóriumába, Siófokon a balatoni viharjelző szolgálat munkájával ismerkedett, és vidéki tanulmányútjának befejezéseként Debrecenben és az újszentmargitai erdőben a KLTE Meteorológiai Tanszékének munkájáról kapott tartalmas tájékoztatást.

Okolowicz professzor, szerkesztő bizottságunk tagja magyarországi látogatását természetesen nem korlátozta kizárólag egyetemi vonatkozásokra. Felkereste magyar kollégáit a Szolgálatnál és a Magyar Meteorológiai Társaságban is. Fáradhatatlanságát mi sem bizonyítja jobban, minthogy itt tartózkodásának egy hete alatt három előadást tartott: „Városklimatológiai kutatások a varsói egyetemen"

(MMT 1972. június 1.). „A földrajzi tényezők hatása a felhőképződésre" (KLFI, 1972. máj. 30.) „A világ klimarégióinak klasszifikációja" (ELTE 1972. máj. 31.) címmel. Valamennyi előadást élénk érdeklődés kísérte, amint azt a számos hozzászólás bizonyítja.

Elutazásakor elismerését fejezte ki a tanulmányútján szerzett tapasztalatokért, és egyben kifejezte óhaját a kapcsolatok további elmélyítésére.

Felméry L.

*

A METEOROLÓGIA A 22. NEMZETKÖZI FÖLDRAJZI KONGRESSZUSON

1972. augusztus 10. és 17. között Montrealban került sor a 22. Nemzetközi Földrajzi Kongresszusra. A világ geográfusainak e nagyszabású összejövetelét 1871 óta általában négy évenként rendezik meg. A montreali kongresszusnak közel 2200 résztvevője volt. A beküldött dolgozatokat két kötetben *International Geography 1972* címmel adták közre a szervezők. A kiadott publikációk és az elhangzott előadások átfogó képet adnak a világ különböző országaiban folyó földrajzi kutató munkáról, melynek sokrétűségét és szerteágazó voltát a kongresszus 13 szekciójának felsorolása önmagában is mutatja: geomorfológia, klimatológia, biogeográfia, regionális földrajz, gazdasági földrajz, történelmi földrajz, kultúrföldrajz, politikai földrajz, környezetvédelem, agrárföldrajz, városföldrajz, földrajzi elmélet és modellek, korszerű adatfelvétel és adatfeldolgozás.

A kongresszuson Magyarországot 7 tagú delegáció képviselte, melynek tagjai a rendezvény programjában — az előzetes szimpóziumokat nem számítva — összesen három előadást tartottak.

A második szekcióban elhangzott és az összefoglaló kötetben publikált 58 klimatológiai tárgyú előadás a jelenlegi kutatások fő irányának megfelelően energia- és vízháztartási kérdésekkel, valamint a társadalom és az éghajlat kölcsönhatásának kérdéseivel foglalkozott. A konferencia első napján a *H. Landsberg* elnökletével tartott szekcióülésen kerültek sorra a városklíma energiaháztartási sajátságait és a városi levegőszennyeződést tárgyaló dolgozatok, köztük *Probáld Ferenc:* Az energiaháztartás eltérései, mint a budapesti városklíma alapja c. előadása.

W. Rouse, a kanadai Hamiltonban néhány napon át végzett és a levegőszennyeződés hatásának tisztázását célzó hosszúhullámú sugárzásméréseinek eredményéről számolt be. Az ülést követő vita egyik tanulsága volt, hogy hasonló, de hosszabb időszakot átfogó mérések végzésére több nagyváros belterületén is szükség lenne.

A konferencia számos előadásának tárgyát az észak-amerikai kontinens és a nagy tavak energia- és vízháztartásával kapcsolatos igen részletes vizsgálatok képezték. A *Thornthwaite* emlékének szentelt külön ülésszak egyik rendkívül érdekes előadásában *H. Lieth* az evapotranspiráció értékei alapján szerkesztett termékenységi világtérképét mutatta be, mely az éghajlatnak a mezőgazdaság lehetőségeire gyakorolt hatását igen jól szemléltette. A vízháztartás és energiaforgalom témakörében *J. Paszynski:* Az evapotranspiráció szerepe Lengyelország éghajlati energiamérlegében, a klímamodellek és éghajlatváltozások témakörében *F. F. Davitaja:* Az atmoszféra összetételének változásai és a bioszféra c. előadása keltett figyelmet.

A 9. (környezetvédelmi) szekció legfontosabb meteorológiai vonatkozású eseménye a levegőszennyeződéssel foglalkozó ülés volt, melyen *W. Bash* az Air Pollution Control Association alelnöke összegezte az e témakörben folytatott kutatások módszereit, és számot adott a levegő minőségének ellenőrzésére a különböző országokban hozott intézkedésekről. Javaslatai alapján a Nemzetközi Földrajzi Unió *Az Ember és Környezete Bizottság* programjába iktatta a levegőszennyeződéssel kapcsolatos sokrétű kutatások ösztönzését.

A 22. Nemzetközi Földrajzi Kongresszussal egyidőben került sor a Nemzetközi Földrajzi Unió közgyűlésére is. A közgyűlés a távozó *S. Leszczyki* helyébe *J. Dresch* professzort választotta az NFU új elnökévé. A hat alelnök között a klimatológia művelőinek köréből *F. F. Davitaja* foglal helyet. A közgyűlés egyhangú határozata alapján a 23. Nemzetközi Földrajzi Kongresszust 1976-ban Moszkvában tartják.

Kéri M.

*

RADARMETEOROLÓGIAI SZIMPOZIUM ÉS SZAKÉRTŐI ÜLÉS

Csehszlovákiában az RGSAM szervezésében, a tudományos és szervezeti-operatív kérdésekkel foglalkozó tanácskozásokra a szlovákiai Strbske Pleson, a Magas Tátrában került sor 1972. június 20—22, ill. 23—28 között.

A tanácskozásokon bolgár, csehszlovák, magyar, mongol, német és szovjet szakemberek vettek részt. Az Országos Meteorológiai Szolgálatot *Kapovits Albert*, tudományos osztályvezető képviselte. A szimpoziumon részt vett a Magyar Néphadsereg küldötteként *Csaplak Andor* és *Nagy István*, megfigyelőként *Bódy Károly*, a VITUKI tudományos főmunkatársa.

16 előadás hangzott el az alkalmazott radarmeteorológia tárgyköréből. Az előadások jelentős része az egyes országokban bevezetett radarmegfigyelési eljárásokról és a nyert információk alkalmazásáról számolt be. Néhány előadás az üzemeltetés gazdaságosságával, az

automatizálás perspektíváival és egy optimális radarhálózat felállításának kritériumával foglalkozott. A radartechnikának csapadékmérésre történő alkalmazásáról is elhangzottak előadások, melyek az időjárási radarok hidrológiai alkalmazásának lehetőségeit tükrözték. A csehszlovákiai s romániai kísérletekről szóló előadásokhoz csatlakozott *Kapovits Albertnek* a magyarországi csapadékbecslési kísérletek tapasztalatairól szóló előadása. Hasznosnak bizonyult a rendezők által szervezett vitaest, ahol a szimpozium résztvevői kötetlen formában beszélhették meg az előadásokat követő vitákban nem szereplő kérdéseket is.

A szimpoziumot követő szakértői ülés *D. Podhorszkij* (Szlovák Hidrometeorológiai Szolgálat) elnökletével június 23-án kezdte meg munkáját.

A már korábban elküldött beszámolók alapján áttekintették a radarmeteorológia pillanatnyi helyzetét és távlati terveit az egyes szocialista országokban. A legtöbb országban MRL – 1, ill. MRL – 2 időjárási radart alkalmaznak az operatív feladatok céljaira, s egyes országokban már időjárási radarhálózat is működik.

Részletesen megvitatták és végül összefoglalták a felhasználóknak (szinoptikus meteorológia, repülésmeteorológia, hidrológia, klimatológia) a gyakorlati radarmeteorológia iránt támasztott igényeit. Ezek az igények határozzák meg az operatív radarmeteorológia fejlesztésének irányvonalát.

A radarinformációk felhasználásának tárgyalása során ismét előtérbe került a meteorológiai mesterséges holdakkal és a radarral nyert megfigyelési adatok komplex alkalmazásának kérdése, aminek alapfeltétele az egységes műszerezettség, megfigyelési eljárás és feldolgozás. A küldöttektől kapott tájékoztatás alapján megállapítható volt, hogy a jelenleg már működő (és a közeljövőben telepítendő) időjárási radarokból máris üzembehelyezhető lenne egy nemzetközi hálózat. A nemzeti hálózatok fejlesztésénéi ajánlatos a szomszédos országokkal történő konzultáció. A hálózat megfigyelési és feldolgozási módszereinek egységesítése érdekében a szakértők a leningrádi Geofizikai Főobszervatóriumot (GGO) javasolták metodikai centrumként, figyelembe véve annak úttörő munkáját a metodikai útmutatások kidolgozása terén. Ugyanakkor javasolták, hogy a nemzetközi adatcsere és adatfeldolgozás szempontjából Bratislavában regionális radarközpont létesüljön. Megállapodtak a résztvevők abban, hogy a nemzeti radarközpontokból a radaradatokat kódozott formában (RADOB-kód nemzetközi szakaszának felhasználásával) juttatják el a regionális centrumba, ahonnan a táviratok alapján készített gyűjtőtérképeket képtávíró útján továbbítják majd a nemzeti központokba.

A rendszeres adatcsere első lépéseként ajánlást fogadtak el arra vonatkozóan, hogy 1973. január 1-től a fő terminusokban (pontosabban a telekommunikációs hálózat telítettsége miatt a főterminusok előtti óra folyamán) a nemzeti központok elküldik radarjelentéseiket a regionális centrumba. A régió területéről beérkezett és a regionális központban feldolgozott adatoknak a nemzeti centrumokba történő továbbítása azonban még nyitott kérdés maradt.

A szakértői ülés hangsúlyozta, hogy az RGSAM korábbi határozata a regionális nemzetközi együttműködés mellett továbbra is lehetőséget nyújt a kétoldalú egyezségek alapján történő együttműködésre.

Megvitatták az automatikus radarhálózatban üzemeltethető időjárási radarok perspektivikus technikai és üzemeltetési követelményeit, s foglalkoztak az időjárási radarok javításának megszervezésével. Ismeretessé vált, hogy az időjárási radarmegfigyelések automatizálása terén már sikerrel alkalmazzák a Szovjetunióban a „CIKLON" segédberendezést, mely digitális formában közli az adatokat, amelyek azután digigráf segítségével analóg formában is megjeleníthetők.

A radarmeteorológusok ezen találkozásainak méltó befejezéseképpen a szakértői ülés delegátusai részt vettek a Bratislava – Javornikban felépített kísérleti-kutató meteorológiai radarközpont megnyitásának ünnepségein. Ez a modern, többszintes épület a benne elhelyezett MRL – 2 típusú időjárási radarral és műholdvevővel, laboratóriumokkal, tanácsteremmel és vendégszobákkal felszerelve ideális otthont nyújt mind az elméleti, mind az operatív munkával foglalkozó szakembereknek.

Kapovits A.

*

FELHŐFIZIKAI KONFERENCIA LONDONBAN

Londoni székházában a Royal Meteorological Society az IUGG és a WMO közreműködésével nemzetközi felhőfizikai konferenciát rendezett 1972. augusztus 21. és 26. között. A konferencián kilenc témakörben több mint ötven előadás vázolta fel a kutatások utóbbi években elért eredményeit. Az előadások foglalkoztak a felhőfizika műszer-problémáival, a nukleáció és felhőcsepp-növekedés kérdéseivel, az eső, a hó és a jég keletkezésének fizikájával, a felhők szerkezetével és dinamikájával, a felhőfejlődés numerikus modellezésének lehetőségeivel és a hidrometeorok elektrifikációjával. Végül külön ülésszak tekintette át a GARP felhőfizikai vonatkozásait.

Az igen színvonalas beszámolók azt bizonyítják, hogy napjainkban — nem utolsósorban a korszerű technikai lehetőségek szellemes felhasználásának eredményeként — a felhőfizika komoly előrehaladásának vagyunk tanúi. Legkiemelkedőbb eredménynek kétségtelenül azt

kell elkönyvelnünk, hogy számos kutatónak végre sikerült összekapcsolnia, közös alapon tárgyalnia a felhőn *belül* végbemenő *mikrofizikai* folyamatokat és a felhőképződés *külső* feltételeit megteremtő, magánál a felhőnél lényegesen nagyobb *makro-skálájú* légköri folyamatokat. Ha ez a kutatási tendencia a jövőben további teret hódít, remélhetjük, hogy hamarosan eltűnik az a kényszerű és természetellenes határ, amely a hagyományos értelemben vett felhőfizikát és a felhődinamikát egymástól elválasztja.

A Royal Meteorological Society elnöksége augusztus 22-én este fogadást rendezett a konferencia résztvevői számára, 23-án délután pedig külön alkalmat adott egy szűkebb vendégkörnek arra, hogy Windsor érintésével ellátogassanak Bracknell-be, a Meteorological Office központjába. A vendéglátók itt egy kis kiállítással egybekötött ismertetőn mutatták be a szolgálat fő kutatási témáit. Alkalmunk nyílt megtekinteni a tavasszal elkészült, *Richardson*-ról elnevezett új épületben a rövid távú előrejelző szolgálat munkáját, valamint az IBM 360/195 elektronikus számítógép működését is, amely augusztus eleje óta már operatív jelleggel készíti *Bushby* és *Whitelam* tízszintes modellje alapján a hemiszférikus numerikus prognózisokat.

Götz G.

*

A SZOCIALISTA ORSZÁGOK SUGÁRZÁSI SZIMPOZIUMA

A szocialista országok hidrometeorológiai és meteorológiai szolgálatainak Igazgatói Konferenciája határozata alapján 1972. augusztus 14. és 16. között Leningrádban került sor az első nemzetközi sugárzási szimpoziumra, amelyen a szocialista országok küldöttei vettek részt. A GGO dísztermében tartottak előadásokat Bulgária, Csehszlovákia, Jugoszlávia, Lengyelország, Magyarország, az NDK és a házigazda Szovjetunió sugárzási szakemberei. Az ELTE részéről *Dobosi Zoltán*, a szolgálat nevében pedig *Major György* vett részt a szimpozium munkájában.

A mintegy 25 előadást két, időrendben egymást követő szekcióban tartották. A két magyar küldött 5 előadással vett részt a szimpozium munkájában, melyekben beszámoltak a magyar kutatók *(Morvai Anna, Takács Olga)* munkájáról is. Az első szekcióban a sugárzási műszerek és az abszolút skála fenntartásának kérdéseiről volt szó. A második szekcióban a sugárzásklimatológia kérdései kerültek napirendre. Elhangzott néhány olyan előadás is, amelyek nem sorolhatók egyik szekció témájához sem, de a tárgyalt kérdések fontossága és korszerűsége miatt érdemes volt kitágítani az előre megszabott kereteket.

Néhány előadás számot tarthat az „Időjárás" olvasóinak érdeklődésére, ezért ismertetjük őket. *N. P. Ruszin* arról beszélt, hogy milyen igények merülnek fel a népgazdaság és az időjárási prognosztika részéről a sugárzási információk iránt és hogyan elégítik ki azokat. Sugárzási adatok szükségesek bizonyos kutatásokhoz, ipari, mezőgazdasági és építészeti tervezésekhez, népgazdasági szabványok elkészítéséhez. Már jelenleg is nélkülözhetetlenek a sugárzási adatok a hóolvadás és a párolgás előrejelzéséhez. A prognosztikai témához kapcsolódott *K. Ja. Vinnyikov* előadása is. A Föld felszínének nagy részéről minimális mennyiségű információ sem áll rendelkezésre ahhoz, hogy a numerikus prognózisokba bevonhassuk. A jól fedett területekről származó adatok közlése is késedelmes, nem eléggé egységes. A sugárzási szakemberek azt vallják, nem érdemes sietni az adatközléssel, mert a prognózisban úgysem hasznosítják a sugárzási információt. A prognosztizőrök szerint pedig nincs elegendő felhasználható sugárzási anyag. Itt előrelépés csak a több és jobb sugárzási információ szolgáltatásától várható. *T. G. Berljand* beszámolt a sugárzási világhálózat utóbbi években végbement fejlődéséről és az összegyűlt anyag klimatológiai hasznosításáról. Nagy érdeklődést váltott ki *M. I. Budyko* „Az éghajlatváltozások sugárzási tényezői" címmel megtartott előadása. Mondanivalóját röviden úgy foglalhatnánk össze, hogy a korábbi földtörténeti korokban a nagyobb vulkáni tevékenység miatt a szén-dioxid koncentrációja nagyobb volt a légkörben mint most, és ennek üvegházhatása miatt az átlaghőmérséklet is magasabb volt. A vulkáni tevékenység csökkenésével, a zöld növényzet elterjedésével a CO_2 tartalom csökkent, majd az ember tevékenysége folytán újból növekedni kezdett a szén-dioxid koncentrációja. Ez újabb felmelegedést okozhat, és lehet, hogy már a jövő században eltűnnek a sarki jégsapkák. Hogy a levegő elszennyeződése pozitív vagy negatív irányban befolyásolja-e a hőmérleget, ez még nem ismeretes. Kutató-kollektíva nevében *K. Ja. Kondratyev* számolt be a Komplex Energetikai Kísérlet elnevezésű program eddig végrehajtott méréseiről és a következő évekre szóló tervekről. A kísérletsorozat egyik célja az, hogy tisztázzák a sugárzásmérlegnek a légkör energiaforgalmában játszott szerepét. Az előadó felhívta a többi szocialista ország kutatóit, hogy vegyenek részt ebben a nagyszabású kutatóprogramban. *N. P. Ruszin* elnökletével egy redakciós bizottság fogalmazta meg a szimpozium határozatát, amelyben kéri az Igazgatói Konferenciát, hogy hozzon létre egy munkacsoportot, amely koordinálná a szocialista országok szolgálatainak tevékenységét a sugárzási mérések és számítások egységesítése és bővítése terén, elősegítené a szervezettebb és gyorsabb adat- és információcserét. A szimpozium egyúttal a KAPG illetékes szerveihez is fordult, kérve, hogy a KAPG

sugárzási munkacsoportja működjön együtt ezzel a létrehozandó munkacsoporttal.

A szimpozium igen hasznosnak bizonyult, megismerkedtünk olyan (nem meteorológiai) intézmények idevágó munkáinak eredményeivel, amelyekkel valószínűleg nem találkoztunk volna a meteorológiai szakirodalomban, személyes eszmecserét folytathattunk az e területen dolgozó kollégákkal a mindennapi munka kérdéseiről.

Major Gy.

*

SZAKMAI- ÉS ÉLMÉNYBESZÁMOLÓK A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁGBAN

A Meteorológiai Világszervezet VI. Regionális Asszociációja sugárzási munkacsoportjának Beirutban tartott ülésén — az Országos Meteorológiai Szolgálat képviselőjeként — *Major György* osztályvezető vett részt. Libanoni élményeiről a Társaság 1972. szeptember 21-i előadóülésén számolt be.

A bevezetőben vázolta a munkacsoport feladatát, munkamódszerét, majd részletesen taglalta a legutóbbi munkacsoportülés tevékenységét. Színes film és diaképek bemutatásával és az azokhoz fűzött magyarázatokkal idézte fel emlékeit és tapasztalatait Beirutról, Libanon fővárosáról és az ország északi és déli vidékein tett kirándulásairól.

Az 1972. szeptember 28-án tartott társasági ülésen *Mezősi Miklós* és *Mezősi Miklósné* „Ezt láttuk Kelet-Afrikában" címen tartottak beszámolót.

Mezősi Miklós, aki a Meteorológiai Világszervezet Hidrometeorológiai kutatási programja keretében, mint műszerszakértő dolgozott Ugandában, ismertette a Nílus forrásvidékén, a Viktória tó területén folyó kutatási program célját, és azt a tevékenységet, amelyet szakemberek nemzetközi együttese végez, nem mindennapi körülmények között. Az előadó részletesen ismertette saját munkáját, amelynek középpontjában az állomáshálózat továbbfejlesztése, automata állomások felállítása, valamint a műszerek és berendezések rendszeres ellenőrzése volt. Vázolta azokat a nehézségeket, amelyek már az állomások helyének kijelölésekor jelentkeztek és csak sokasodtak a további munka során. Már az igénybe vett közlekedési eszközök — gépkocsi, hajó, repülőgép, helikopter — felsorolása is sejteni engedte azokat a roppant nehézségeket, veszélyt, váratlan fordulatokat, amelyekkel a kutatóknak számolniok kellett.

A bemutatott színes diaképek és az azokhoz fűzött szóbeli kiegészítések tették teljessé a beszámoló szakmai részét.

Mezősi Miklósné Uganda történelmi múltjáról, jelenlegi helyzetéről az ottani éghajlatról, életkörülményekről, népszokásokról, népművészetről, kulturális értékekről gyűjtött ismereteit és tapasztalatait adta közre igen hangulatos formában. Ezeken túl, a nő és a családanya szemszögéből is ecsetelte a több mint kétéves afrikai tartózkodás tapasztalatait, s az ottani élet hétköznapjait.

„Szafárira", kirándulásra hívta meg hallgatóit Entebbétől, a Viktória tó partjától Mombasszáig, az Indiai-óceán partvidékéig. A jelenlevők a színes diaképek, az azokhoz fűzött szóbeli megjegyzések és az esetenkénti zenei aláfestés összhatásaként, valóban úgy érezték, hogy ott vándorolnak a *Széchenyi Zsigmond* műveiből már „jól ismert" kelet-afrikai füves pusztákon, a vadrezervátumok területén; és ott, helyben csodálják az afrikai városok műemlékeit és modern sugárútjait.

Szakály J.

*

AEROION-TERÁPIÁS SZIMPOZIUMOT

rendezett Budapesten 1972. szeptember 12 — 14. között a Magyar Meteorológiai Társaság Orvosmeteorológiai szakosztályának közreműködésével a Méréstechnikai és Automatizálási Tudományos Egyesület és a Magyar Balneoklimatológiai Egyesület.

A közel félszáz résztvevő a szocialista országok küldöttein kívül Belgium, Franciaország, az NSZK, Svájc és az USA szakembereit is meghallgathatta. A rendező magyar egyesületek igen színvonalas, egy-két kivétellel a témához szorosan kapcsolódó előadással joggal váltották ki a külföldi résztvevők elismerő véleményét, mely szerint az a tény, hogy Magyarországon egy ilyen szimpozium megtartására sor került, önmagában bizonyítéka annak, hogy itt a téma kutatása világszínvonalon áll.

A szimpoziumon elhangzott 17 előadás közül a lengyel *S. Tyczka* a legtöbb meteorológiai vonatkozást bemutató, az USA-beli *A. P. Wehner* a levegőion-problémákat legátfogóbban tárgyaló előadását és a hazai előadók közül az egész szimpozium megszervezésében és sikeres lebonyolításában is oroszlánrészt vállaló *Kérdő István* beszámolóját emelhetjük ki. A szimpozium fő konklúziója az a kívánalom, hogy az örvendetesen kialakult nemzetközi együttműködési készség eredményessé tételéhez mielőbb meg kell teremteni az összehasonlító mérési eredményeket adó ionmérőket és ionregisztrálókat, továbbá ki kell alakítani az adatközlésben is valamiféle nemzetközi megegyezésen alapuló egységet, hasonlót a WMO által kidolgozott meteorológiai normákhoz.

Kéri M.

SZIMPOZIUM A CSAPADÉK HEGYVIDÉKI ELOSZLÁSÁRÓL

1972. július 31. és augusztus 5. között a WMO és IAHS (International Association of Hydrological Sciences) szimpoziumot rendezett a norvégiai Geiloban „A csapadék eloszlása hegyes területeken" c. témából. Az Országos Meteorológiai Szolgálat a szimpozium résztvevőiként *Szakács Györgyné* tud. főosztályvezetőt és *Bodolai Istvánné* tud. főmunkatársat delegálta.

A szimpozium öt napja alatt 61 előadás hangzott el a hidrometeorológia legújabb eredményeiről. A hidrometeorológiai előrejelzések alapvető feladata a folyók felső hegyvidéki szakaszain a várható csapadéktérfogatok megadása. Ehhez elengedhetetlen feltétel, hogy tanulmányozzák az orografikus körülményeknek a csapadék eloszlására gyakorolt sokoldalú hatását.

A szimpozium előadásainak első témakörében a csapadékmérés módszereinek, mérőműszereinek és a csapadékmérő hálózatok kialakításának problémáit tárgyalták, különös tekintettel a domborzat és a hidrológiai követelmények által támasztott feladatok együttesére.

A második témakörben a domborzat jelenléte által meghatározott csapadék meteorológiai tényezőinek vizsgálata során nyert eredményeket ismertették. E témakörben különösen kiemelkedő volt *A. Eliassen* professzor előadása. Beszámolt azokról a kutatásokról, amelyek a hegyek feletti áramlási mezők mezoléptékű sajátosságait tárgyalják, numerikus integráció segítségével. A cél az, hogy a hegyek által keltett emelő mozgásokat meghatározzák, amelyek felhő és csapadékképződéshez vezetnek. Ismeretes, hogy az orografikus emelő mozgások konvekciót is kiváltanak, mégis stabilisan rétegezett áramlást tételeznek fel, hogy a dinamika egyenletei megfelelő egyszerűsítésekkel alkalmazhatók legyenek. Bár a kutatások még kezdeti stádiumban vannak, feltételezik, hogy a nyert eredmények a prognosztikai egyenletekbe bevezethetők.

Harmadik témaként az orografikus csapadékmezők specifikus hidrológiai, hidrometeorológiai kutatásai kerültek tárgyalásra. Nagy érdeklődés kísérte az Egyesült Államok hidrometeorológusainak előadásait. Sikeres kutatásokról számoltak be a konvektív csapadékrendszerek vízhozamának a különböző méretű vízgyűjtőkre vonatkozó modellezése terén. *J. T. Riedel* és *E. M. Hansen* például hegyes területen a kis vízgyűjtő területekre (500 km²) a konvektív eredetű csapadékok lehetséges legnagyobb értékeinek eloszlását határozta meg.

A negyedik témakör a területi csapadék kiszámítási módszereinek kutatását foglalta össze. Számos szovjet, kanadai és svájci vizsgálat foglalkozott a hóban akkumulált vízmennyiségnek a magashegyi vízgyűjtőkön a különböző tér-idő léptékű csapadéktérfogatok kialakításában játszott szerepével.

A szimpozium a fentiekben említett témákat nem tárgyalta külön szekciókban, ily módon a szimpózium résztvevői a tárgyalt témákról és problémákról széles körű áttekintést nyertek.

A szimpozium kiegészítéseként a szervezőség a résztvevők számára autóbusz kirándulás keretében lehetővé tette a Geilo-tól mintegy 70 km-re levő Voringsfossen-i vízesés megtekintését.

Farkas A. — Jakus E.

*

ÚJABB TERVEK A GHOST PROGRAMBAN

Folyóiratunk olvasói legutóbb 1966-ban (Időjárás, 70. évf. 318—320. old.) tájékozódhattak a GARP (Global Atmospheric Research Program) keretében folyó légkörszondázási rendszer (GHOST — Global Horizontal Sounding Technique) előrehaladásáról.

Az azóta eltelt hat év alatt a rendszer még tovább tökéletesedett. A sztratoszférában a széllel együtt horizontálisan sodródó ballonok 3—5 hónapig üzemképesek, és földrajzi helyzetük rádión történő kisugárzásával közvetett módon értékes magaslégköri széladatokat szolgáltatnak elsősorban a déli féltekéről. Sokkal nehezebb a ballonok megtartása a troposzférában. A ballon felületére annyi jég rakódik, hogy néhány nap vagy hét után a léggömb lesüllyed. Korábban a ballongumi viasz-kezelésével próbálták ezt a nehézséget elkerülni, de sikertelenül, mert csak olyan mechanizmussal sikerülhetne a jéglerakódást megakadályozni, amely a repülésre veszélyes lenne.

A GHOST programnak új lendületet és a ballonok által szolgáltatott adatoknak még nagyobb értéket adott a műholdmeteorológia és a GHOST között létrejött kapcsolat. Mint ismeretes, 1969 óta olyan műholdakat is felbocsátanak, amelyek sugárzásmérés útján képesek a légkör vertikális hőmérsékleti keresztmetszetét reprezentálni. Minden vertikális méréshez azonban szükség van egy tetszés szerinti szint (talaj, vagy a légkörben bárhol) légnyomására (ún. referencia érték). Minthogy a GHOST ballonok magassága mindig ismeretes, a szükséges referencia adatokat szolgáltatni tudják éppen olyan területeken, ahol sem rádiószondázás, sem talajközeli nyomásmérés nincs (Atlanti- és Csendes-óceán déli része).

Így a két rendszer összekapcsolásával elkerülhető a troposzférába történő ballonfelbocsátás, és az ezzel összefüggő sok technikai nehézség.

A globális méretű megfigyelő rendszerben azonban mindig akadnak fehér foltok. A trópusi övezetben a műholdas hőmérsékleti profilok nem használhatók kellő biztonsággal. Ugyanakkor a GARP szerint a trópusi övezetben leg-

alább négy troposzférikus szint adataira lenne szükség. Ezért a GHOST programot lebonyolító amerikai National Center for Atmospheric Research kutatói új koncepciókat vezetnek be a légköri szondázásnál. Hatalmas túlnyomásos GHOST típusú ballonokat engednek fel a 30 mb-os (24 km) szintig, melyek kisméretű, olcsó ejtőszondákat visznek magukkal, s azokat külső utasításra egymás után kiejtik. A kis szondák súlya 35—40 dkg, esési idejük 40 perc. Ezalatt rádióadójukon nyomási, hőmérsékleti és nedvességi adatokat továbbítanak az anya-léggömbnek. Az összegyűjtött adatokat az erősebb rádióadóval rendelkező anya-léggömb műholdas átjátszással továbbítja a földi vevőállomásra. Ezek a trópusokon felbocsátott hatalmas ballonok az elképzelések szerint 3—6 hónapig fennmaradnak, s a zónális áramlással sodródnak. A szondákat csak olyan helyeken ejtik ki (szükség szerint naponta egyet-kettőt), ahol földi megfigyelés nincs. Minthogy az anya-ballonon elhelyezett elektronikus és mechanikus berendezések igen értékesek, az ejtőszondák elfogyásával lehetővé válik a ballon leereszkedése. Számítások szerint a tervezett trópusi szondázási rendszer sokkal olcsóbb lesz, mint a hajókról és repülőgépekről végzett megfigyelések.

Ambrózy P.

*

LEVEGŐKÉMIAI KUTATÁSOK AZ NSZK-BAN

A Frankfurt am Mainban levő J. W. Goethe Tudományegyetem Meteorológiai és Geofizikai Intézete meghívására *Mészáros Ernő* igazgatóhelyettes ez év júniusában részt vett az intézet kutatási programjában, melyet *H. W. Georgii* professzor vezetésével végeznek. A kutatási téma címe: Nyomanyagok aerológiája és reakciói a légkörben. A kén körforgalmának meghatározása magában foglalja a légköri szulfát-részecskék vertikális eloszlásának kutatását. Ez utóbbi eddig csak a szulfát-részecskék tömegkoncentrációjának mérését jelentette; *Mészáros Ernő* feladata volt a szulfát-részecskék koncentrációjának a részecskék nagysága szerinti meghatározására irányuló mérések megindítása.

A méréseket repülőgéppel végezték, és két módszert alkalmaztak: 1. Kétfokozatos kaszkád impaktorral (a nagy és óriás részecskék felfogására), és harmadik fokozatként az impaktor mögé helyezett Microsorban szűrővel (a 0,2 μ-nál kisebb sugarú részecskék felfogására), 2. a légáramlás útjába tett különböző szélességű akadályokkal és szűrőkkel vettek mintát. Ezután következett a minták kiértékelése kémiai analízissel, fotometrikus úton. A repülőgépen a szulfát-méréseken kívül mérték a légnyomást, a hőmérsékletet, a légnedvességet, valamint automatikus műszerekkel a légköri összes aeroszol-részecskék koncentrációját és nagyság szerinti eloszlását is. A szulfát-részecskék vertikális profiljának mérése a részecske-nagyság figyelembevételével Dél-Bajorországban, az Alpok előterében — nem városi levegőben — történt, a repülőgépes méréseket talajközeli mintavételek során egészítették ki.

A közös munka, a tapasztalatcsere során megállapodás született az NSZK-beli és a hazai légköri aeroszol-mérések összehangolt folytatásáról.

Bónis K.

*

A JÉGESŐ ELLENI VÉDEKEZÉS HAZAI MEGSZERVEZÉSÉRŐL

A TESCO meghívására, az OMSZ szervezésében 1971 nyarán két szovjet szakértő — *J. A. Szerjogin*, a Hidrometeorológiai Szolgálat „Mesterséges beavatkozások osztályának" helyettes vezetője és *A. I. Karcivadze*, a Grúz Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetének osztályvezetője (egyben az Alazán völgyében folyó jégesőelhárítási munkák irányítója) — közel két hetet töltöttek hazánkban. Ennek során Budapesten és Pécsett előadásokat tartottak a szovjet jégeső-kutatások módszereiről és az elhárítás eredményeiről, alkalmuk nyílt megismerkedni a KLFI-ben és a KEI-ben folyó hasonló vizsgálatok főbb irányaival is. Sőt, baranyai látogatásuk alkalmából a helyszínen tárgyalhattak azokról a problémákról, amelyek a jégeső elleni védekezés szükségességét — legfőképpen a siklósi, mohácsi és pécsi járásokban — felvetették.

A meteorológiai és gazdasági felmérések eredményeinek megismerése után a szovjet szakemberek megállapították, hogy a Kaukázusban és Moldáviában alkalmazott jégesőelhárítási módszerek bármelyikének bevezetése hazánkban is lehetséges, és gazdaságilag kifizetődő lenne.

Munkájuk nyomán az OMSZ célszerűnek tartotta a Baranya megyei elhárítási rendszer előterveinek kidolgozását. A szovjet specialisták ennek érdekében további adatok beszerzését, ill. feldolgozását javasolták, amelyek birtokában és egy magyar szakember részvételével a feladat megoldható.

Így, a rendelkezésre álló információk kiegészítése után *Wirth Endre*, a KFLI tud. osztályvezetője 1972. április 24-én Moszkvába utazott, ahol május 6-ig tárgyalt *J. A. Szerjoginnal* és *I. I. Gajvoronszkijjal*, a moldáviai jégesőelhárító expedíció vezetőjével.

A megbeszélések legfontosabb eredménye annak a — nem hivatalos — árajánlatnak a beszerzése volt, amely nélkülözhetetlen a hazai beruházási keretek megtervezéséhez. Elemzéseket folytattak az első, kísérleti jelleggel fel-

állítandó rendszer területi elhelyezéséről, főképpen a központi, radarberendezéssel is ellátott irányító állomás kiválasztásáról. A szovjet szakemberek meghatározták a terület védelméhez szükséges rakétakilövő állomások számát, elhelyezésük elveit és foglalkoztak a szükséges egyéb — technikai és személyi feltételek biztosításával kapcsolatos — kérdésekkel is.

Előzetes megállapodás született továbbá a szocialista országok között érvényben levő kutatási együttműködés felhőfizikai témájának hatékonyabb koordinálására, az egyes altémákban hasonló módszerekkel történő vizsgálatok elvégzésére, az összegyűjtött adatok közös elemzésére, évenként közös részjelentések elkészítésére és az eredmények közös publikációjára. Mindkét intézetnél tapasztalható ui. bizonyos elmaradás egyes, az utóbbi években mind fontosabbnak mutatkozó kutatási területen. Ilyen pl. nálunk a konvektív felhőzet radarral történő szisztematikus megfigyelése; a CAO-ban pedig a természetes jégképző magvak fizikai-kémiai természetének tanulmányozása és elsősorban annak a kapcsolatnak a megvilágítása, amely e magvak koncentrációja és a talajra hulló jégeső intenzitása, ill. a jégszemek mérete között fennállhat.

Reméljük, hogy a javaslatok kidolgozásával és elfogadásával a szorosabb együttműködés hamarosan kézzelfogható konkrét eredményekben mutatkozik meg.

Wirth E.

*

SZINOPTIKAI TANULMÁNYÚT FRANCIAORSZÁGBAN

1972. március 1-től június 30-ig e sorok írója, a Kulturális Kapcsolatok Intézete közvetítésével, ACTIM ösztöndíjjal szinoptikai tanulmányúton vett részt Franciaországban. Tanulmányutamnak két programja volt: 1. A meteorológiai mesterséges holdak által sugárzott felhőképek értékelése és prognosztikai felhasználása, 2. a genovai ciklon keletkezése, fejlődése, és prognosztizálásának lehetőségei.

A tanulmányút során a francia meteorológiai szolgálat (Météorologie National) három intézetében jártam, ezek egyike a lannioni felhőképvevő állomás (Centre d'Etudes Météorologique Spatiales de Lannion) volt. Az intézetnél eltöltött idő alatt a felhőképek értelmezését tanulmányozhattam. A francia kollégák készségesen magyarázták el azokat a magaslégkörben végbemenő meteorológiai jelenségeket, amiket a meteorológus észrevehet, s amelyeknek időben való felismerése nagy segítséget nyújthat a szinoptikusnak az előrejelzés készítésénél.

A tanulmányút második állomása a párizsi Service Météorologique Métropolitain volt. Itt lehetőségem volt megismerni a franciaországi előrejelző szolgálat sokrétű munkáját, a számítógépek, automatizálás nyújtotta lehetőségeket. A munkafolyamatokat automatizálják, és igyekeznek száműzni az emberi kéz munkáját. Ez azonban még teljesen nem sikerült, mert a gépek műszaki hiba miatt többször abbahagyják a munkát, s ilyenkor még a hagyományos módszerekhez kell folyamodni. A numerikus előrejelzés készítésénél az amerikai *Schumann modell* átalakított formáját használják. A francia szinoptikusok véleménye azonban az, hogy az előrejelzések készítésénél egyelőre még nem nélkülözhető az emberi agy sokrétű képessége. A szinoptikus munkája személyes tapasztalata, ítélőképessége folytán még felette áll a gépi úton nyert eredményeknek.

Ösztöndíjas utam utolsó állomása a marignanei regionális központ volt, ahol elsősorban a Földközi-tenger térségében keletkező és mozgó ciklonok földrajzi környezetét tanulmányozhattam.

Kerényi N.

*

A MAGYAR BALNEOKLIMATOLÓGIAI EGYESÜLET

— a Magyar Orvostudományi Egyesületek Szövetségének tagegyesülete — 1972. február 14-én tartott közgyűlésén *dr. Kérdő István* kandidátus-főorvost, az Országos Gyógyfürdőügyi Igazgatóság tudományos vezetőhelyettesét választotta elnökévé. *Kérdő István* a Magyar Meteorológiai Társaság orvosmeteorológiai szakosztályának megalakulásától kezdve titkára.

Az MBE elnöki székében elődje *dr. Frank Miklós* az orvostudományok kandidátusa volt, aki 1971. április 5-én hunyt el. *Frank Miklós* egyik alapító tagja volt a második világháború előtt működő Magyar Balneológiai Társaságnak, s ő volt az, aki szívós és eredményes szervező munkával a balneológiát művelő, a balneológia és rokontudományai iránt érdeklődő orvosokat és más szakembereket a Magyar Balneoklimatológiai Egyesületben tudományos fórumhoz juttatta.

Frank Miklós a Magyar Meteorológiai Társaságnak is aktív tagja volt. Szakmai tevékenységével kapcsolódott az OMSZ keretein belül folyó sugárzási és biometeorológiai kutatásokhoz. A meteorológusoknak 1961-ben mutatta be találmányát, a *fotokémiai elven alapuló ibolyántúli sugárzásmérő műszert*. A műszer számos előnye ellenére — pedig külföldön is mutatkozott iránta érdeklődés — vállalkozó hiányában nem jutott el a sorozatgyártásig, s így arra sem kerülhetett sor, hogy hiányosságai a gyakorlati alkalmazás „csiszoló" hatására megszűnjenek.

Kéri M.

A LÉGSZENNYEZŐDÉS ÉGHAJLATMÓDOSÍTÓ HATÁSA

című témakör tanulmányozása céljából *Rákócziné Wágner Magdolna* a Központi Légkörfizikai Intézet tudományos munkatársa 1972 júniusában 10 napot töltött a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának Leningrádi Főobszervatóriumában.

Megismerte azokat a szovjet kutatásokat, amelyek a növekvő légszennyeződés következtében mutatkozó sugárzás- és energiaháztartás változásokkal s ennek következményeivel foglalkoznak.

Wágner M.

*

ÉPÜLETKLIMATOLÓGIAI KOLLOKVIUM STOCKHOLMBAN

A Nemzetközi Építéstudományi Bizottság (CIB) a Meteorológiai Világszervezet együttműködésével 1972. szeptember 4–8. között Stockholmban épületklimatológiai kollokviumot rendezett. A kollokviumon 24 ország képviseletében mintegy 130 meteorológus, higiénikus, városrendező és építész szakember vett részt. Magyar részről *Sebestyén György* (a CIB elnöke, ÉTI), *Szabó Gyula* (ÉTI) és *Bán Mihály* (KLFI) volt jelen.

A kollokvium célja az volt, hogy felhívja az illetékes szakemberek figyelmét az épülettervező és városrendező gyakorlatban a meteorológiai adatok felhasználásának hasznos voltára és fontosságára, továbbá, hogy megvitassa ennek lehetőségeit. A kollokvium két nagy témaköre tehát a meteorológiai és a fizikai adatok analízise és alkalmazása címmel foglalható össze. E témák időszerűsége vitathatatlan napjainkban, amikor a világszerte végbemenő urbanizáció mindjobban előtérbe helyezi azokat a problémákat, amelyeket az ember által létrehozott városi műtáj a természetes környezetre és az éghajlatra gyakorolt, sokszor kedvezőtlen hatása jelent. Az építész és tervező célja, hogy olyan épületeket alkosson, amelyek nemcsak védelmet nyújtanak a káros környezeti hatások ellen, hanem a lehető legkényelmesebbek is. A korszerű építészeti tervezőmunka nem hagyhat figyelmen kívül a bonyolult műszaki problémák mellett egy sereg más, szerteágazó kérdéskomplexumot sem, ha nem akar megfeledkezni célkitűzéséről. A léghőmérséklet és nedvesség, a sugárzás, a légáramlás és csapadék stb. valószínűségi értékeinek figyelembevétele a tervezéskor elengedhetetlen, hogy az épületek belsejének mikroklíma és egyéb viszonyai az ember mindennapi életére és tényked ésére kedvezően hassanak, és ne okozzanak káros fiziológiai és pszichológiai reakciókat. Ugyanakkor a meteorológiai adatok felhasználása segíti a tervezést, hogy a gazdaságosság követelményeinek is eleget tehessen.

A kollokvium visszatérő témája volt az építész és meteorológus szakemberek építészeti klimatológiai képzése és együttműködésük szorosabbá tétele. E kérdést a kollokvium harmadik napján külön is megvitatták.

Az előadások rövidsége és lényegre törő jellege lehetővé tette, hogy a közöttük sorra kerülő vitákon hangot kaphassanak a különböző országok szakembereinek kérdései, problémái. Az előadások és viták hangulata mindvégig közvetlen, baráti volt. Ez elsősorban a mindenre kiterjedő figyelmű, mintaszerű szervezés érdeme, amelyért elismerés és köszönet illeti a rendezőket és a házigazdaként szereplő svéd Építéstudományi Intézetet.

Bán M.

*

MEZŐSI MIKLÓS WMO-SZAKÉRTŐI MEGBÍZATÁSA

1972 májusában lejárt. Két évet töltött Ugandában és részt vett a WMO program keretében folyó kutatásokban, az afrikai Viktória-, Kioga- és Albert-tó hidrometeorológiai felmérésében. Ez a nagyméretű kutatás 1967 augusztusában kezdődött és még az idén befejeződik. Az ENSZ fejlesztési programján dolgozó szakembereken kívül öt kelet-, illetve észak-afrikai ország vett részt benne. *Mezősi Miklós* feladata volt az automatikus meteorológiai állomások és csapadékírók telepítése a Viktória-tó szigetein, e műszerek karbantartása, valamint meteorológiai műszerjavító és kalibráló műhely felállítása.

Szakértői működésével nem kis mértékben hozzájárult a program sikeréhez. Ugyanakkor a tervezéshez és végrehajtáshoz rendelkezésre álló, nem lebecsülendő mértékű anyagi és technikai eszközök birtokában újabb szakmai tapasztalatokat nyert, amelyeket biztosan eredményesen fog hasznosítani a hazai automatizálási program megvalósítása során.

Ambrózy P.

*

ÓZONSZIMPOZIUM AROSÁBAN

A Nemzetközi Meteorológiai és Légkörfizikai Unió (IAMAP) és a Meteorológiai Világszervezet (WMO) ózonbizottsága rendezésében 1972. augusztus 21. és 26. között Arozában tartották meg a XI. ózonszimpoziumot. A találkozón 22 ország 95 küldöttel képviseltette magát, a Magyar Meteorológiai Szolgálat részéről *Borbély Edit* tudományos csoportvezető vett részt.

A szimpozium megnyitóján a vendéglátó szervezet részéről professzor *H. H. Mauri*, a zürichi Technikai Főiskola elnöke, a WMO képviseletében *R. Bojkov*, a svájci meteorológiai szolgálat részéről pedig *R. Schneider* üdvözölte a delegátusokat. A konferencia elnöke *A. W. Brewer*, a torontói egyetem fizika tanszékének vezetője volt. Elnöki megnyitójában a Dobson spektrofotométerrel történő mérések további kiszélesítéséről, valamint a készülék tökéletesítéséről tartott előadást.

A szimpoziumon a következő témákból hangzottak el előadások:

1. A teljes ózontartalom mérésének módszerei a Dobson spektrofotométerrel, a készülék automatizálásával kapcsolatos kérdések.
2. A teljes ózontartalom adatainak feldolgozása.
3. A talajközeli és troposzférikus ózon mérése és az adatok elemzése.
4. A vertikális ózoneloszlás mérése ózonszondákkal, rakétákkal és mesterséges holdakkal.
5. Különböző nyomelemek mérése és eloszlása a magas légkörben.
6. A felső atmoszféra energetikája, valamint a nap és a mágneses effektusoknak a légköri ózon változásával való kapcsolata.
7. Az ózon globális eloszlása és az általános cirkuláció közötti összefüggések.

Először a Dobson spektrofotométernek felhős időben történő mérési módszereiről, majd a műszer automatizálásának kísérleteiről hallottunk beszámolót. Ez utóbbi főleg az ún. Umkehr méréseknél játszik jelentős szerepet, ahol hosszabb időn keresztül sűrű leolvasásokra van szükség. Igen érdekes probléma a teljes ózontartalomnak az átlagos menettől való eltérése, amely vagy mély trópusi ciklonok esetében vagy erős vulkanikus tevékenységgel kapcsolatban fordul elő.

Az ózon vertikális eloszlásának mérése miatt előtérbe került a talajközeli és troposzférikus ózon mérése is. Az elmúlt években a Német Szövetségi Köztársaság egy új automatikus mérőműszert fejlesztett ki a talajközeli ózon meghatározására, amelyet Norvégia és Dél-Afrika között egy meridián mentén 19 állomáson helyezett el. A talajközelben általában igen kicsiny az ózonkoncentráció, ui. a talajfelszínnek ózonelosztó hatása van. Ezért a jövőbeni vizsgálatok a talajfelszín minőségének és a horizontális ózoncsökkentő hatására vonatkoznak.

Érdekes előadások hangzottak el a troposzférikus és sztratoszférikus ózon repülőgépes, ózonszondás és rakétás módszerrel történő méréséről. Igen hasznosak a teljes ózontartalom meghatározására a mesterséges holdak, amelyek az óceánok feletti hiányzó adatok pótlására szolgálnak.

Folyamatban van más nyomelemeknek, így pl. nitrogén-dioxid, metán és a vízgőz mennyiségének és hatásának meghatározása is. Kiterjedt vizsgálatok folynak világszerte a felső atmoszféra dinamikai és energetikai viszonyaira vonatkozóan, valamint az általános cirkulációs modellek alkalmazására a sztratoszférikus ózon tanulmányozása céljából. Számos előadás hangzott el egyrészt az ózontartalom, másrészt a sztratoszféra hőmérsékleti és áramlási mezeje, a kora tavasszal hirtelen fellépő sztratoszférikus felmelegedések, a jet-stream és a tropopauza magassága között fennálló összefüggésekről.

A szimpozium kellemes légköréhez hozzájárult Arosa természeti szépségekben bővelkedő vidéke, valamint a svájci kollégák kitűnő szervező munkája.

Borbély E.

*

AGROMETEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT A SZOVJETUNIÓBAN

1972. július 24-től augusztus 5-ig *Endrődi Gabriella* tud. főmunkatárs TESCO tanulmányúton vett részt a Szovjetunióban. A tanulmányút során a Geofizikai Főobszervatóriumban (Leningrád) és az Ukrán Hidrometeorológiai Intézet (Kijev) agrometeorológiai osztályának munkatársaival folytatott tapasztalatcserét az alábbi témákban: 1. A növényállományokon belül az egyes meteorológiai elemek és a széndioxid profiljának mérési és számítási módszerei. 2. Az állományokban a különböző tulajdonságok hő-, vízgőz-, momentumcseréjének vizsgálata. 3. A növényállományok fotoszintézisének vizsgálata. 4. A zöldtömeg és a szárazanyag meghatározásának módszerei. 5. A hő- és nedvesség-ellátottság hatása a fotoszintézis és a termés alakulására.

E témákon kívül részletesen tájékozódott a sugárzásegyenleg növényállományon belüli vizsgálatának és a fotoszintézis szempontjából aktív sugárzás meghatározásának módszereiről is.

Endrődi G.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató
Index: 26.361

72.3356 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

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

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 FT
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT
(BEFIZETÉS A 232-90 171-2494 TAGDIJBEFIZETÉSI SZÁMLÁN)

MEGRENDELHETŐ: AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
PÉNZÜGYI OSZTÁLYÁN
BUDAPEST, II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

INDEX 26. 361