

78 974 IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), BAUR, F. (Bad Homburg), BERGERON, T. (Uppsala), BESSEMOULIN, M. J. (Paris), BODOLAI I. (Budapest), BOSSOLASCO, M. (Genova), BÖHME, W. (Potsdam), BUDYKO, M. I. (Leningrad), ČADEŽ, M. (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi), DONEAUD, A. (București), GÖTZ G. (Budapest), HROMOV, SZ. P. (Moszkva), JAHO, S. (Tirana), KONČEK, M. (Bratislava), KOZÁK B. (Budapest), KRASZTANOV, L. (Szofia), LOGVINOV, K. (Kijev), MĀDE, 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)

78. ÉVFOLYAM

1

1974. JANUÁR—FEBRUÁR

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT BUDAPEST

1914
1915
1916
1917
1918
1919
1920
1921
1922
1923
1924
1925
1926
1927
1928
1929
1930
1931
1932
1933
1934
1935
1936
1937
1938
1939
1940
1941
1942
1943
1944
1945
1946
1947
1948
1949
1950
1951
1952
1953
1954
1955
1956
1957
1958
1959
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1981
1982
1983
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018
2019
2020
2021
2022
2023
2024
2025

1914
1915
1916
1917
1918
1919
1920
1921
1922
1923
1924
1925
1926
1927
1928
1929
1930
1931
1932
1933
1934
1935
1936
1937
1938
1939
1940
1941
1942
1943
1944
1945
1946
1947
1948
1949
1950
1951
1952
1953
1954
1955
1956
1957
1958
1959
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1981
1982
1983
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018
2019
2020
2021
2022
2023
2024
2025

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

78. ÉVFOLYAM

1

1974. JANUÁR—FEBRUÁR

BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI

BODOLAI ISTVÁN kandidátus, a Központi Előrejelző Intézet igazgatója, *Budapest*; BODOLAINÉ JAKUS EMMA tud. csoportvezető, Központi Meteorológiai Intézet, *Budapest*; TRIN VAN THU, a Vietnami Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatának tud. munkatársa, *Hanoi*; MAJOR GYÖRGY dr., a Központi Légtérfizikai Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; W. SCHRÖDER dr., a Bréma-Rönnebecki Geofizikai Állomás tud. munkatársa, *Bremen-Roennebeck*; TÄNCZER TIBOR kandidátus, a Központi Légtérfizikai Intézet tud. főosztályvezetője, *Budapest*; NAGYNÉ DÁVID ARANKA tud. munkatárs, Központi Légtérfizikai Intézet, *Budapest*; FARKASNÉ TAKÁCS OLGA tud. munkatárs, Központi Légtérfizikai Intézet, *Budapest*; F. SAMAJ kandidátus, a bratislavai Hidrometeorológiai Intézet igazgatója, *Bratislava*.

MAGYAR
TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
KÖNYVTÁRA

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

<i>Bodolai I.</i> — <i>Jakus E.</i> : Vertikális szélnyírás alacsonyszintű jetekben	5
<i>Trin Van Thu</i> : Tájfúvmozgás előrejelzése az egyensúlyi primitív hidrotermodinamikai egyenletekkel (angol nyelven)	15
<i>Major Gy.</i> : A magyar meteorológiai szolgálat pirheliométereinek félárnyéktényező függvényei (angol nyelven)	23
<i>Schröder, W.</i> : Néhány szempont az éjszakai világítófelhők és a mezoszférikus cirkuláció tanulmányozásához (angol nyelven)	31
<i>Tánczer T.</i> : A nagytérségű függélyes sebesség kiszámítása számítógéppel	41
<i>Dávid A.</i> — <i>Major Gy.</i> — <i>Takács O.</i> : Hazai állóvizeink albedójának vizsgálata	46
<i>Samaj, F.</i> : A bratislavai Hidrometeorológiai Intézet új radarkutató központja	51

Irodalom

<i>Veltishchev, N. F.</i> — <i>Anderson, R. K.</i> : A műholdképek felhasználása az időjárás elemzésében és előrejelzésében (<i>Török Éva</i>)	53
<i>Haltiner, G. J.</i> : Numerikus időjárás előrejelzés (<i>Dévényi Dezső</i>)	54
<i>Kondratyev, K. Ja.</i> : A természetes környezet vizsgálata személyzettel ellátott orbitális állomásokkal (<i>Rákóczi Ferenc</i>)	55

Krónika

Beszámoló a CoSAMC hatodik üléséről (*Szepesi D.*) — Japán meteorológus Budapestten (*Ambrózy P.*) — A légszennyeződés megfigyelésének és mérésének technikai kérdései (*Mészáros E.*) — A 8. Nemzetközi Nukleációs Konferencia (*Mészáros E.*) — Felhőfizika és időjárásmódosítás (*Wirth E.*) — Interkozmosz-konzultáció Moszkvában (*Götz G.*) — K. Bernhardt professzor Magyarországon (*Császár M.*) — Nemzetközi Időjárásmódosítás Konferencia Taskentben (*Wirth E.*) — A kén-dioxid mérési módszereinek összehasonlítása (*Mészáros E.*) — Szerkesztői munkaértekezlet (*Tánczer T.*) — A Magyar Meteorológiai Társaság előadói ülésén (*Szakály J.*) — Az MMT választmányi ülése (*Lépp I.*)

56

IDÓJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Bodolai, I.—Jakus, E.</i> : Vertical Wind Shear in Low-Level Jets (Abbreviated English Text)	5
<i>Trin Van Thu</i> : Prediction of Typhoon Movement with Use of the Balanced Primitive Hydrothermodynamic Equations (English Text)	15
<i>Major, G.</i> : Penumba-Factor Functions of the Pyrheliometer Used by the Hungarian Meteorological Service (English Text)	23
<i>Schröder, W.</i> : Some Aspects of the Noctilucent Clouds and Mesospheric Circulation (English Text)	31
<i>Tánczer, T.</i> : Determination of Large-Scale Vertical Velocity by Using a Computer	41
<i>Dávid, A.—Major, G.—Takács, O.</i> : Investigations on the Albedo of Standing Waters in Hungary	46
<i>Samaj, F.</i> : Das neue meteorologische Radarforschungszentrum des Hydrometeorologischen Instituts in Bratislava	51
Literature	
<i>Veltishchev, N. F.—Anderson, R. K.</i> : The Use of Satellite Pictures in Weather Analysis and Forecasting (<i>Éva Török</i>)	53
<i>Haltiner, G. J.</i> : Numerical Weather Prediction (<i>Dezso Dévényi</i>)	54
<i>Кондратьев, К. Я.</i> : /под.ред. /: Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций. (<i>Ferencz Rákóczi</i>)	55
Chronicle	56

Vertikális szélnyírás alacsonyszinti jetekben

BODOLAI ISTVÁN Központi Előrejelző Intézet, JAKUS EMMA Központi Meteorológiai Intézet, Budapest

Вертикальный сдвиг ветра в струйных течениях на низких уровнях.
 Рассматриваются особенности сдвига ветра в струйных течениях низких уровней, возникающих в слое трения по данным четырехразовых радиозондовых наблюдений в ш. Пештлэринц (Будапешт) в 1960—69 гг. и в г. Сегед в 1962—1969 гг. Изучаются особенности модулей скорости для профилей ветра характера струйного течения, интерпретированных и выбранных по критерию разделения пополам, а также величин углового сдвига в слоях под и над ядром струйного течения, также в зависимости от гидростатического равновесия атмосферы. Величины сдвига ветра струйных течений на низких уровнях имеют такой же порядок, как струйные течения в тропосфере. По данным исследования угловых сдвигов модули сдвига не могут заменять векторы среза. В струйных течениях на низких уровнях ни модули сдвига ветра, ни угловые сдвиги не связаны однозначно с гидростатическим равновесием атмосферы.

*

Az alacsonyszinti jetek sajátosságainak feltárása egyre nagyobb tért hódít a szinoptikus meteorológiai kutatásokban. Ezt a fokozott érdeklődést a jelenség gyakorlati fontossága indokolja. Elsősorban repülésmeteorológia szempontból nagy jelentőségűek a légkörnek azok a rétegei, amelyekben nagy vertikális szélnyírás alakul ki. Mint ismeretes, jelentékeny szélnyírás jellemzi a frontálzónákat és a magasszinti (troposzférikus) jeket. Újabbán a repülésbiztosítás gyakorlata előtérbe helyezte a talajközeli 60—100 m vastagságú ún. logaritmikus rétegben fellépő szélnyírás fokozott vizsgálatát is.

A Meteorológiai Világszervezet Repülésmeteorológiai Bizottsága valamint a Nemzetközi Polgári Repülési Szervezet (ICAO) kezdeményezése és javasolt programja nyomán [1] egyes WMO tagországok széles körű kísérleti kutatásokat végeztek a logaritmikus réteg vertikális szélnyírási viszonyainak tisztázására [2]. A WMO az ICAO ajánlására 5 m/sec/30 m illetve 15 m/sec/100 m-ben jelölte meg a repülés számára veszélyes szélnyírás értékét. A WMO ajánlásában javasolt vektoriális szélnyírást azonban a legtöbb vizsgálat során a sebességi modulusszal helyettesítették.

A különböző helyeken végzett mérések azt mutatták, hogy a szélnyírás értéke az alsó 25—30 m-es rétegben a legnagyobb. Amerikai mérések szerint a talajfelszín és 33 m valamint 33 és 63 m között 8—10 csomó (4 m/sec) a szélnyírás legnagyobb értéke. A Szovjetunióban végzett számos megfigyelésből az alsó 25 m-es rétegben 5 m/sec/100 m, a 25—49 illetve 73—97 m közötti rétegben 4 m/sec/100 m értékű maximális szélnyírást állapítottak meg. *Bonner* az alacsonyszinti jetek statisztikai és kinematikai viszonyait tárgyaló monográfiájában 1,5 m/sec/100 m átlagos szélnyírási értéket kapott [3].

Elméletileg kimutatható, hogy a talajközeli 10 m-es nagyságrendű légrétegekben a vertikális szélnyírás értékének felső határa 10 csomó/100 láb, illetve 5 m/sec/30 m, ha azt a vertikális hőfluxus és a talajközeli nyírófeszültség határozza meg. Ennél nagyobb érték csak kivételes esetekben, aszinkron szél-lökések esetén, perc nagyságrendű időintervallumokban fordulhat elő.

Összehasonlításként megemlítjük, hogy az angliai Crawley-ben automatikus radarteodolit segítségével vizsgálták az alsó 3000 m-es légréteg vertikális szélnyírását [4]. Eszerint a legalsó 250 m-es réteg maximális szélnyírás értéke közelítőleg 10–11 m/sec/100 m volt. Ez az érték a logaritmikus réteg fölött igen nagy, bár üzbeigisztáni mérésekben is számos esetben mutattak ki 15 m/sec/100 m-es vektoriális nyírási értékeket [2]. *Dzsordzsio* és *Petrenko* vizsgálatai szerint [5] a magasszinti jetek átlagos nyírásértéke 1 m/sec/100 m, erős szubtrópusi jetekben kivételesen 3,5–4 m/sec/100 m-es érték is előfordulhat. Mivel az erős vertikális szélnyírások kevésbé ismert zónája a sűrűlódási réteg, tanulmányunkban e szignifikáns zóna szélnyírási viszonyaival foglalkozunk.

Ismeretes, hogy a vertikális szélnyírást a

$$V_z = \frac{d}{dz}(\mathbf{U}) \quad (1)$$

vektor operátor fejezi ki. Számítástechnikai nehézségek miatt vizsgálatainkban az \mathbf{U} vektort skaláris moduluszával helyettesítjük, míg az irányváltozás hatását a szögnyírással fejezzük ki.

Az alacsony szintű jetek kiválasztása és összehasonlíthatósága céljából a [6] munkában az ún. *felezési kritériumot* alkalmaztuk. Eszerint a szél maximális sebességének megadott magassági határokon belül a felére kellett csökkennie, hogy az adott szélprofil jet jellegűnek tekintsük. Jelen munkában az alacsony szintű jetekben fellépő vertikális szélnyírást is a jet-mag félsebességének megfelelő magasságkülönbségre értelmezzük. Így az általunk meghatározott nyírási modulusz

$$\frac{dU}{dz} = \frac{U_{\max} - 1/2 U_{\max}}{Z_{U_{\max}} - Z_{1/2 U_{\max}}}, \quad (2)$$

ahol U_{\max} a jet-mag sebessége, $1/2 U_{\max}$ a jet-mag sebességének a fele, $Z_{U_{\max}}$ a jet-mag magassága, $Z_{1/2 U_{\max}}$ az a magasság, ahol a jet-mag sebessége a felére csökken. Ezzel az eljárással a jetek erőssége és a környezetükben fellépő szélnyírás értékei összehasonlíthatók. A vertikális szélnyírás dimenziója CGS egységekben 1/sec, azonban a nemzetközi szokásnak és a gyakorlati követelményeknek megfelelően m/sec/100 m mértékegységet alkalmazunk.

Tekintettel arra, hogy a szélnyírás skaláris moduluszai csak vertikális szélirányváltozás nélküli esetekben egyeznek meg a nyírási vektor értékeivel, a szélirányváltozások hatásának becslését a szögnyírások értékeinek kiszámításával hajtjuk végre. A szélirányváltozást ugyancsak a jet-magban uralkodó szélirányhoz viszonyítjuk, oly módon, hogy a félszélességen belül illetve a jet-maghoz legközelebb eső markáns pontban határozzuk meg az irányváltozás nagyságát fokokban. Ha a jet-magban uralkodó szél irányához viszonyítva a szél jobbra fordul, a változás előjele pozitív, ellenkező esetben negatív. Az említett változásokat a talaj felől tekintve a jet-mag alatti negatív előjel jobbra, a pozitív pedig balra fordulást jelent. A jet-mag fölötti rétegben a pozitív előjel a talaj felől tekintve jobbra, a negatív előjel balra fordulást jelent.

I. TÁBLÁZAT – TABLE I.

Az alacsony szintű jetet kísérő szélnyírások számának megoszlása Pestlőrincen (1960–1969) –
Distribution of the number of wind shearings accompanying low-level jets in Pestlőrinc (1960–1969)

	V_z száma inverzióval Number of V_z with inversion	%	V_z száma in- verzió nélkül Number V_z without inversion	%	Σ	%
J_a	442	58	518	55	960	56
J_f	324	42	431	45	755	44
Σ	766	100	949	100	1715	100
%	45		55		100	

A fentiekben leírt eljárással meghatározott vertikális szélnyírások értékeit a pestlőrinci Központi Légekfizikai Intézetben 1960–69 között végzett szél-mérésekből kiválasztott valamennyi alacsony szintű jet esetére kiszámítottuk. Hasonló számításokat végeztünk a szegedi Aerológiai Observatórium 1962–69 közötti 8 év szélmérési anyagából.

A pestlőrinci mérésekből nyert szélnyírás vizsgálatokat a légkör hidrosztatikai állapotának vizsgálatával is kiegészítettük. Erős vertikális szélnyírás esetén ugyanis általában feltételezik a légkör stabilis egyensúlyi állapotát, mivel ellenkező esetben a megélenkülő kicserélődés a szélnyírást csökkenti, illetve megszünteti. Vizsgálatunk során külön csoportban tárgyaljuk azokat az eseteket, amelyek előfordulása erős stabilitás – inverzió vagy izotermia – egyidejű jelenlétével párosul. Az inverzió erősségének számszerű jellemzésére az alábbi stabilitási paramétert vezettük be:

$$I_p = T_2 - T_1 / \Delta z, \quad (3)$$

ahol T_2 és T_1 az inverziós réteg felső illetve alsó határának hőmérséklete, Δz az inverziós réteg vastagsága. Az izotermiákat az izoterm réteg vastagságával jellemeztük. E paramétereket alacsony jet előfordulásakor napi 4 lég-állapotmérésből határoztuk meg.

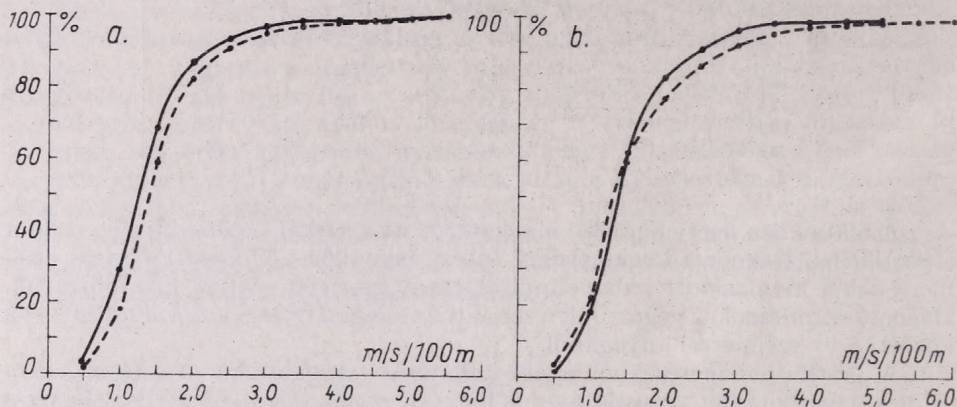
Bevezető tájékoztatásul az I. táblázatban a pestlőrinci mérések 10-éves anyagából feldolgozott szélnyírások számának megoszlását mutatjuk be. Külön csoportba soroltuk az inverziós és inverzió nélküli eseteket, valamint a jet-mag alatti (J_a) és fölötti (J_f) nyírások számát. Az utóbbi megkülönböztetés azért szükséges, mert a jet-mag alatti és fölötti szélnyírási modulusok értékei a szélprofilok aszimmetriája folytán különböznek.

II. TÁBLÁZAT – TABLE II.

A szélnyírások számának megoszlása Pestlőrincen és Szegeden (1965–1969) – *Distribution of the number of wind shearings in Pestlőrinc and Szeged (1965–1969)*

	Pestlőrinc		Szeged	
	V_z száma Number of V_z	%	V_z száma Number of V_z	%
J_a	468	56	435	67
J_f	369	44	215	33
Σ	837	100	650	100

Az összeállításból kitűnik, hogy a feldolgozott 10 éves periódusban alacsony jet 10%-kal több esetben lép fel inverzió nélkül, mint inverzióval illetve izotermiával. Ez a megoszlás arra utal, hogy az alacsonyszintű jetek kialakulása és fennmaradása – a kicserélődési hipotézis ellenére – nincs közvetlen kapcsolatban az alsó légréteg egyensúlyi állapotával. Másik jellemző sajátosság,



1. ábra. A vertikális szélnyírás értékeinek kumulatív gyakorisága Pestlőrincen: a) a jet-mag alatt; b) a jet-mag fölött. A folytonos vonalak az inverzió nélküli, a szaggatott vonalak az inverzióval kísért eseteket tüntetik fel

Fig. 1. Cumulative frequency of the values of vertical wind shear in Pestlőrinc: a) under the jet core; b) above the jet core. The cases without inversion are represented by full lines, those with inversion by dotted lines

hogy mindkét egyensúlyi állapot mellett több esetben lép fel szélnyírás a jet-mag alatti légrétegben, mint fölötté.

A II. táblázatban Pestlőrinc és Szeged 1965–69 közötti, két párhuzamos 5 éves megfigyelési adatsorából közöljük a jet-mag alatti és fölötti szélnyírások számának előfordulását.

A II. táblázat – az előzőhöz hasonlóan – azt mutatja, hogy a jet-mag alatti légrétegben jóval gyakoribb a szélnyírás, mint a jet-mag fölött. Élesen mutatkozik ez a sajátosság a szegedi mérések adataiban.

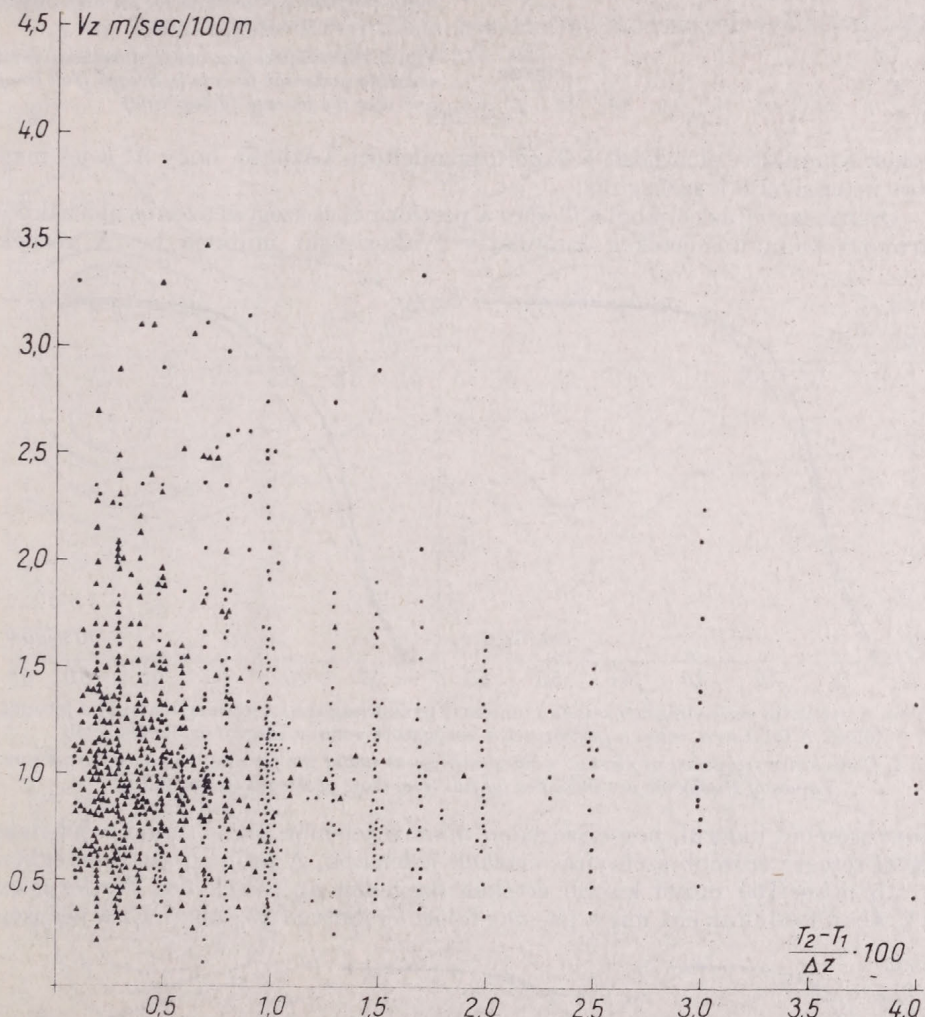
Az alacsonyszintű jetek környezetében fellépő szélnyírások értékészletének vizsgálata során a pestlőrinci 10 éves időszak anyagából külön tárgyaljuk az inverzióval (izotermiával) kísért és az inverzió nélküli eseteket. Pestlőrinc és Szeged 5 éves párhuzamos sorozatánál ezt a megkülönböztetést – a viszonylag rövid megfigyelési időszak miatt – nem alkalmaztuk.

Az általunk számított vertikális szélnyírások értékkálaja 0,5–8,3 m/sec/100 m intervallumba esik. A feldolgozott 18 éves időszak legerősebb jet-je Szegeden fordult elő 1963 január 21-én 06 GMT-kor: a jet-mag magassága 950 m-en volt, erőssége 25 m/sec, 52 fokos szélirány mellett.

Az 1. ábrán a pestlőrinci mérésekből meghatározott vertikális szélnyírás-értékek kumulatív gyakoriságát mutatjuk be a jet-mag alatt és fölött, inverziómentes és inverzióval kísért csoportosításban. Az 1.a ábra szerint a jet-mag alatt erősen stabilis légrétegződés mellett a nagyobb szélnyírást mutató jeteknek valamivel nagyobb a gyakorisága. Az 1.b ábrán viszont a jet-mag fölött csak a nagyobb szélnyírási értékeknél mutatkozik ez a tendencia.

Mint említettük, a pestlőrinci 10 évi mérési anyag alapján külön meg-

vizsgáltuk a jet-mag alatti és fölötti szélnyírások számszerű értékpárjai és az egyidejű rádiószonda mérések adataiból számított stabilitási paraméterek kapcsolatát. A számítások eredményeit feltüntető 2. ábra megerősíti az 1. ábrából levont következtetést: a stabilitás mértékének növekedése nem vonja maga után a szélnyírás erősödését. Tehát az anticiklonális területeken megfigyelhető

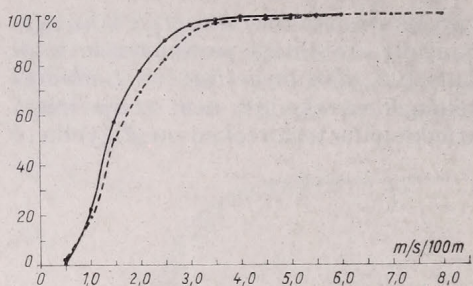


2. ábra. A vertikális szélnyírások középértékeinek összefüggése a stabilitási paraméterekkel. A pont inverziót, a háromszög izotermiát jelent

Fig. 2. Connection between the mean values of wind shearing and stability parameters. The points indicate inversion, the triangles isothermy

alacsony szintű jetek kialakulását és erősödését más tényezők idézik elő. Más megfogalmazásban: lehetséges, hogy az anticiklonokra általában jellemző stabilis egyensúlyi állapot az alacsony szintű jet létrejöttének és fennmaradásának szükséges, de nem elégséges feltétele.

A szegedi magassági szélmérések 8 évi anyagából számított szélnyírás-

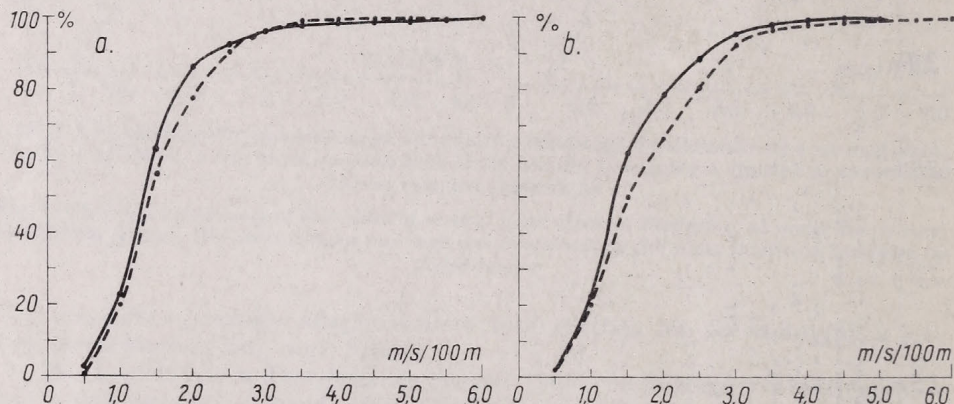


3. ábra. A vertikális szélnyírás értékeinek kumulatív gyakorisága Szegeden a jet-mag alatt (folytonos vonal) és a jet-mag fölött (szaggatott vonal)

Fig. 3. Cumulative frequency of vertical wind shearing under the jet core in Szeged (full line) and over the jet core (dotted line)

értékek kumulatív eloszlását a 3. ábra szemlélteti. Látható, hogy itt a jet-mag fölött intenzívebb a szélnyírás.

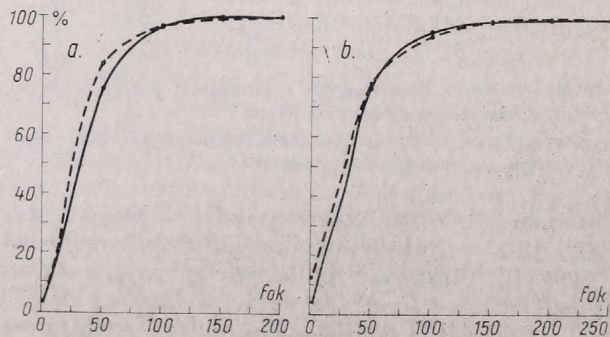
Összehasonlítás céljából a 4. ábra a pestlőrinci és szegedi azonos időszakból származó szélnyírás-értékek kumulatív gyakoriságát mutatja be. A görbék



4. ábra. A vertikális szélnyírás értékeinek kumulatív gyakorisága: a) a jet-mag alatt; b) a jet-mag fölött. A folytonos vonal a pestlőrinci, a szaggatott vonal a szegedi értékeket jelöli

Fig. 4. Cumulative frequency of vertical wind shearing: a) under the jet core; b) above the jet core. Values of Pestlőrinc are indicated by full line, those of Szeged by dotted line

összevetéséből kiderül, hogy Szegeden mind a jet-mag alatti, mind a jet-mag fölötti rétegre erősebb szélnyírás-értékek jellemzők. A jet-mag alatti rétegben az 1,5 m/sec/100 m-nél kisebb értékek Szegeden az esetek 56, Pestlőrincen 63%-ában fordultak elő, míg a jet-mag fölött 50 illetve 62%-ában. Ez a jelenség

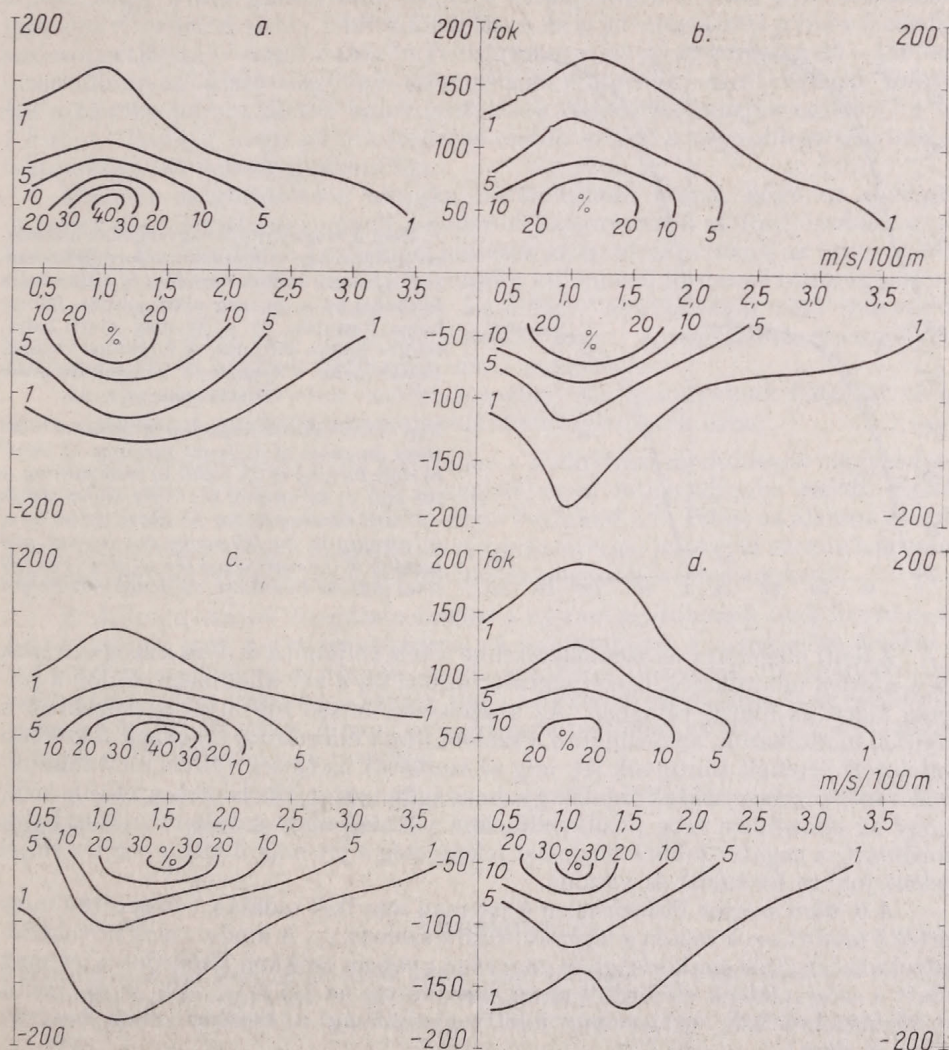


5. ábra. A szögnyírások nagyságának kumulatív gyakorisága: a) a jet-mag alatt; b) a jet-mag fölött. (Jelölés a 4. ábra szerint)

Fig. 5. Cumulative frequency of shear angle values: a) under the jet core; b) above the jet core. (Indications as under Fig. 4.)

a havasalföldi anticiklonok hatásával magyarázható. Egyik hasonló tárgyú tanulmányunk szerint [7] a szóban forgó objektum hatása a jetek szélirány gyakoriságában is kifejezésre jut: amíg a Szeged fölötti jetek leggyakoribb széliránya 170° , a Budapest fölöttieké 100° . Ez az irányeloszlás megfelel a havasalföldi anticiklon átlagos helyzetének és a Kárpát-medence délkeleti részén régóta ismert kossava szeleknek.

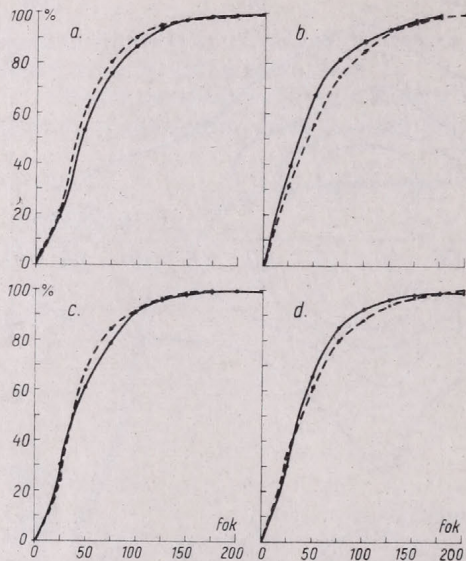
A továbbiakban a bevezetőben ismertetett módszerrel számított szögnyírás vizsgálatok eredményeit foglaljuk össze.



6. ábra. A szögnyírások nagyságának gyakorisága a szélnyírási modulusok függvényében: a) Pestlőrincen a jet-mag alatt; b) Pestlőrincen a jet-mag fölött; c) Szegeden a jet-mag alatt; d) Szegeden a jet-mag fölött

Fig. 6. Frequency of shear angle values as a function of modulus of wind shearing: a) in Pestlőrinc under the jet core; b) in Pestlőrinc above the jet core; c) in Szeged under the jet core; d) in Szeged above the jet core

A szögnyírások nagyságának eloszlásáról az 5. ábra nyújt tájékoztatást mindkét állomásról. Látható, hogy a szögnyírások értéke az esetek 95%-ában nem haladja meg a 100° -ot. Figyelmet érdemel, hogy a jet-mag alatti rétegben az eseteknek csupán 3%-ában egyezik meg a szél iránya a jet-magban uralkodó szél irányával, ugyanakkor Szegeden a jet-mag fölött az esetek 12,5%-ában mutatkozik megegyezés. Az 5. ábra azt is meggyőzően bizonyítja, hogy a szél-nyírási vektor nem helyettesíthető a nyírási modulusszal, miután az utóbbi – éppen a szögnyírások leggyakoribb tartományában – csupán közelítést nyújthat.



7. ábra. A szögnyírások nagyságának kumulatív gyakorisága különböző szélfordulások esetén: a) tisztá jobbra fordulás; b) tisztá balra fordulás; c) a jet-mag alatt jobbra, fölötté balra fordulás; d) a jet-mag alatt balra, fölötté jobbra fordulás. A folytonos vonalak Pestlőrincre, a szaggatott vonalak Szegedre vonatkoznak

Fig. 7. Cumulative frequency of values of wind shear in cases of different turnings of wind: a) clear turning to the right; b) clear turning to the left; c) turning to the right under the jet core and turning to the left above the jet core; d) turning to the left under the jet core and turning to the right above the jet core. The full lines indicate Pestlőrinc, the dotted ones Szeged

A fenti megállapítás szemléletesebbé tétele céljából a 6. ábra a szögnyírások és a nyírási moduluszok összefüggését tünteti fel a két állomáson, külön a jet-mag alatti és fölötti rétegben. Az abszcisszán m/sec/100 m-es egységekben a nyírási moduluszok, az ordinátán a szélvektorok elfordulási szögének fokokban kifejezett értékeit tüntettük fel, míg az izopleták az egyes nyírási moduluszokhoz tartozó szögnyírások relatív gyakoriságát mutatják. Emlékeztetünk arra, hogy az elfordulási szög pozitív előjele a jet-mag alatt a talajról nézve balra fordulást, a negatív jobbra fordulást jelent, míg a jet-mag fölött a pozitív előjel jelent jobbra fordulást és viszont.

A 6. ábra szerint Pestlőrincen a jet-mag mindkét oldalán 1 m/sec/100 m-es értékű moduluszok esetén a leggyakoribb a szélnyírás. A moduluszok növekedésével a szögnyírás gyakorisága és nagysága gyorsan csökken. Szegeden a jet-mag alatt a szögnyírások előfordulásának maximuma az 1,5 m/sec/100 m-es értékű moduluszokra esik, a jet-mag fölötti gyakoriság a Pestlőrincihez hasonló (6. c, d. ábra).

A nyírási moduluszok és a szögnyírások bemutatott kapcsolata alátámasztja azt a korábbi megállapítást, hogy a nyírási moduluszok csak közelítései a szélnyírási vektorok értékeinek. Elsősorban a 0,5–2,5 m/sec/100 m-es leggyakrabban előforduló nyírási értékintervallumban kell nagyobb vektoriális értékekkel számolni. Így pl. 1 m/sec/100 m nyírási modulusz és 50° -os szög-

nyírás mellett a nyírási vektor értéke közelítőleg másfélszerese a modulusznak.

A szögnyírások értékelészlásának további összehasonlítására mindkét mérési helyre meghatároztuk azok kumulatív gyakoriságát a szélfordulás iránya szerinti csoportosításban. E feldolgozás eredményeit mutatja be a 7. ábra, amelyen külön láthatók a tisztán jobbra és tisztán balra fordulás illetve a jeg-mag által elválasztott eltérő szélfordulások csoportjai. Ebben az esetben a fordulások irányai valamennyi csoportban a talajról fölfelé tekintve értendők.

A különböző irányú szélfordulások gyakorisága görbéinek összevetése arra mutat, hogy a két mérési hely fölött a szögnyírások értékei nem mutatnak lényeges eltérést. A tiszta jobbra fordulások és a jet-mag alatti jobbra fordulások csoportjában (7.a és 7.c ábra) a Pestlőrincre vonatkozó görbék a 25–125°-os intervallumban kissé nagyobb szögnyírást mutatnak, mint Szeged fölött. Ha a tisztán jobbra illetve balra fordulások csoportjait vetjük egybe (7.a és 7.b ábra), látható, hogy jobbra fordulás esetén megnő a nagyobb szögnyírások tartományának relatív gyakorisága.

Előzetes megfontolások alapján feltételezhető volna, hogy az inverzió és izotermia jelenléte megnöveli a nagyobb szögnyírások előfordulásának gyakoriságát. Ha azonban a pestlőrinci mérések szögnyírás értékeit az inverziók és izotermiák szerint különválasztjuk, majd a különböző fordulási irányok szerint is csoportosítjuk, e csoportosítások kumulatív gyakoriságai nem mutatnak eltérést az inverzió vagy izotermia jelenléte miatt. A számítások eredményeit feltüntető ábrák közlését helyszűke miatt mellőzzük.

Az alacsonyszintű jetek vertikális szélnyírási viszonyainak feltárást célzó fenti vizsgálatok eredményei az alábbiakban foglalhatók össze:

1. Az alacsonyszintű jetek zónájában a szélnyírási moduluszok leggyakrabban előforduló értékei 1,0–2,5 m/sec/100 m-es intervallumba esnek. Ennél nagyobb értékek az esetek 15–20%-ában fordulnak elő. Tehát az alacsonyszintű jetek szélnyírás értékei a magasszintű (troposzférikus) jetekével azonos nagyságrendűek, egyedi értékük bizonyos esetekben nagyobb is lehet azoknál.

2. A szögnyírások vizsgálata szerint a nyírási moduluszok csak kevés esetben egyeznek meg a nyírási vektorral. A szögnyírások leggyakoribb értékei a 0,5–2,5 m/sec/100 m-es nyírási moduluszokhoz tartoznak. A leggyakoribb szögnyírási intervallum felső határa 100°. Az extrém szögnyírások az eseteknek mintegy 5%-át alkotják. A nagy szögnyírások tartománya 10–15%-kal megnő a tiszta jobbra fordulások esetében.

3. Sem a szélnyírási moduluszok, sem a szögnyírások nagysága nincs összefüggésben a stabilitás mértékének változásával.

REFERENCES

- [1] Resolutions and Recommendations of the third session of the WMO Commission for Aerological Meteorology. Paris, 20 Jan. – 15 Feb. 1964.
- [2] Vertical Wind Shear in the Lower Layers of the Atmosphere. WMO Technical Note, No. 93. 1969.
- [3] W. D. Bonner: Statistical and Kinematical Properties of the Low-Level Jet-Stream. SMRP. Research Paper, No. 38. 1965.
- [4] A. F. Crossley: Extremes of Wind Shear. Scientific Paper, No. 17. London, 1962.
- [5] V. A. Dzsordzsio, N. V. Petrenko: Fiziceszkaja priroda sztrujnih tecsenij v atmosfere. Tashkent, 1967.
- [6] Jakus E.: Alacsonyszintű jetek a Kárpátmedencében. Időjárás, 75, No. 3–4. 1971.
- [7] Jakus E.: Az alacsonyszintű jetek néhány sajátossága Budapest és Szeged térségében. (Kézirat).

This paper is dealing with wind shear conditions in the vicinity of low level jets on the basis of daily 4 aerological ascents executed at Pestlőrinc (Budapest) during the period 1960–1969 and at Szeged during the period 1962–1969.

In the course of this investigation, in the expression (1) which is yielding vertical wind shear, the shear vector is substituted by the scalar modulus, while the effect of the change of direction is expressed by angular shear.

For the selection and the comparison of low-level jets, the so-called *halving criterion* has been used. According to this criterion, the maximum wind velocity has to decrease, within a given height interval, to half of its original value, otherwise the wind profile in question cannot be considered as a low-level jet. Accordingly, the wind shear values of the jet core are defined for an altitude difference corresponding to the half of the velocity prevailing in the jet core and are expressed, in consideration of practical requirements, in units of m/sec/100 m. The shear modulus determined in this way is expressed by equation (2), where U_{\max} is being the velocity prevailing in the jet core, and $Z_{U_{\max}}$ the height of the jet core. Change in wind direction is related to the wind direction prevailing in the jet core within its half-width. When the wind is to the right with respect to the wind direction in the jet core, the change has a positive sign, and, in the opposite case, it has a negative one.

The wind shear values obtained from wind profiles were also investigated in terms of the hydrostatical equilibrium conditions of the atmosphere. We treated separately the cases in which a high degree of atmospheric stability (an inversion or an isothermy) occurred. For a quantitative characterization of the inversions the stability parameter (3) has been used, T_2 and T_1 being the temperatures at the upper, or, respectively, at the lower boundary of the inversion layer.

In *Table I*, the distribution of the numbers of occurrence of wind directions found in the ten-year material of the aerological ascents at Pestlőrinc are presented for the cases without inversions, with a distinction of the layers situated below the jet core (J_a) from those situated above it (J_1).

In *Table II*, we are presenting on the basis of simultaneous observations executed during the period 1965–1969 at the two aerological stations Pestlőrinc and Szeged, the numbers of the occurrences of wind directions below and above the jet core.

In *Fig. 1*, we are presenting the cumulative frequencies of wind shear values on the basis of measurements taken at Pestlőrinc, grouped according to layers situated below or above the jet core and according to the presence or absence of inversions.

The connection existing between the numerical pairs of values of wind shear below and above the jet core and the stability parameters deduced from simultaneous radiosoundings is presented on *Fig. 2*. It appears that the increase of the degree of stability is not accompanied by a stronger wind shear, and, consequently, the production and the intensification of low-level jets observed in anticyclonal areas should be attributed to other factors.

Fig. 4 is illustrating the cumulative frequencies of the wind shear values obtained from simultaneous observations at the two sounding stations.

The distribution of the angular shear values of the synoptical objects under investigation is illustrated on *Fig. 5*. This figure is convincingly demonstrating that the shear vector cannot be supplemented by the shear modulus, as the later

quantity can only yield (in the greater range of angular shear values indeed) an approximation of it. For illustrating this, *Fig. 6* is presenting the connection existing among angular shears and shear moduli, for the two stations, separately for the layer below and above the jet core. The isopleths are yielding the relative frequencies connected to the various values of shear moduli.

Fig. 7 is illustrating the cumulative frequencies of the distribution of angular shear values above the two observation points, grouped according to the sense of the change in the wind direction.

In the zone of low-level jets as defined in the sense given above, the most frequently occurring values of the shear modulus are found in the interval 1,0–2,5 m/sec/100 m.

Values higher than this are occurring in 15 to 20 per cents of the cases. Thus, the shear values of low level jets are of the same order of magnitude than those of the tropospheric jets.

Shear moduli are seldom identical to the shear vector. Maximum values of the angular shear are connected to shear moduli of 0,5–2,5 m/sec/100 m. The upper limit of the most frequently occurring interval of angular shear is equal to 100 degrees. Extreme values of angular shear are occurring in about 5 per cents of all cases.

Neither the values of shear moduli, nor those of angular shears are in any relation to the changes in the degree of stability.

Prediction of Typhoon Movement with Use of the Balanced Primitive Hydrothermodynamic Equations

TRINH VAN THU, Central Forecasting Bureau, Hanoi

Tájfúnmozgás előrejelzése az egyensúlyi primitív hidrotérmodinamikai egyenletekkel. A szerző az egyensúlyi feltételek mellett felírt primitív hidrotérmodinamikai egyenletek integrálásából kiindulva a tájfún mozgásának a következő 24 órára történő előrejelzéséhez az 1000 mb-os felület tájfúnközeli magasság változásának előrejelzett tendenciáját használta fel. E tanulmányában a Dél-Kínai tenger fölött 1971 nyarán kialakult két instabil áthelyeződésű tájfúnra készített kísérleti előrejelzés eredményéről számol be.

*

Предсказание движения тайфуна с использованием уравновешенных примитивных гидротермодинамических уравнений. Исходя из интегрирования уравновешенных примитивных гидротермодинамических уравнений для предсказания движения тайфуна на следующие 24 часа была использована предсказанная тенденция изменения высоты поверхности 1000 мб. вблизи тайфуна. В работе представлены некоторые результаты экспериментального прогноза двух тайфунов с неустойчивым перемещением, возникших летом 1971 г. на Южно-китайском море.

*

The present hydrodynamic forecasting methods of typhoon movement may be divided into three groups. The first group consisted of the steering methods, utilizing various schemes to separate the local circulation of typhoon from the initial general flow system, and interpreting the remaining flow system as the steering flow for displacements of the typhoon centre [3, 7, 9, 12]. On the other hand, considering the local circulation of typhoon as an inseparable part of the initial flow system, the second group predicted the displacements of typhoon in the usual manner as the displacements of other atmospheric disturbance systems [1, 5]. The methods in this group are sometimes called the integral methods. The third group is characterized by its medium features (the half-steering methods); therein a few advantages of two previously mentioned groups have been examined. This group described the velocity of the typhoon movement quite alike the velocity of the potential eddy motion and tried to take into account the interaction terms in forecasting the steering flow variation [4, 6]. Because of the complicated features of this problem and insufficient initial data, among the existing methods there is no one which can be perfect and is able to completely satisfy all actual demands. In the typhoon season 1971, we accomplished a number of experimental forecasts for the next 24 hours typhoon displacements over the Vietnamese Eastern Sea by making use of the steering method, whose concrete calculation schemes are presented in [13, 14]. The obtained experimental results showed that in cases of the typhoon with stable displacements this steering method may give satisfactory results, but in cases of the typhoon with unstable displacements the results are very bad. These last cases may be explained by the complicated interaction of various atmospheric disturbance systems surrounding the typhoon, and there is no system which could maintain its relative predominance as in cases of the typhoon stable movement. On the other hand, in these cases the influence of the local circulation of typhoon on surrounding systems plays an important role, and the interaction picture is more complicated. In this connection, the steering flow has usually an indeterminate character

and is not suitable for the real typhoon movement. Therefore, in order to improve the forecasts for the abovementioned cases some tests of the integral method, in which the local circulation of typhoon has been preserved, were fulfilled and their results are presented below. This method is based on the integration of the balanced primitive hydrothermodynamic equations with use of a computational grid over the typhoon domain twice denser than over other domains.

1. Numerical integration of the initial hydrothermodynamic equations.

According to *K. Gambo* [11] the system of balanced primitive hydrothermodynamic equations in the pressure co-ordinates has the following form:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right) - \Delta^{-1} \left[\frac{\partial}{\partial x} 2J(u, v) + f \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} \right] \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right) - \Delta^{-1} \left[\frac{\partial}{\partial y} 2J(u, v) - f \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} \right] \quad (2)$$

$$T = - \frac{\zeta}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\gamma_a - \gamma}{g \zeta} R \bar{T} \omega = Q \quad (4)$$

$$2J(u, v) + f \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \Delta \Phi \quad (5)$$

therein

$$u = - \frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial \varphi}{\partial x}; \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \quad (6)$$

$$\Delta \varphi = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} \quad (7)$$

Δ, J – the two-dimensional *Laplacian* and *Jacobian* operators;

Δ^{-1} – the symbol denotes the solution of the *Poisson's* equation, whose right-hand part is written in brackets;

f – the *Coriolis* parameter; Φ – the geopotential.

In [11] *K. Gambo* advanced the general principles to integrate the system of equations (1) – (5) for cases of the non-geostrophic motion and showed some experimental forecasts for cases of the quasi-geostrophic motion.

In this article, in order to determine the stream function with the solenoidal motion hypothesis, after the application of *S. Petterssen's* replacement, we obtain from the equation (5):

$$\Delta \psi^{v+1} = -f + \left[f^2 + 2\Delta \Phi + \left(\frac{\partial^2 \psi^v}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \psi^v}{\partial y^2} \right)^2 + \left(2 \frac{\partial^2 \psi^v}{\partial x \partial y} \right)^2 - 2 \left(\frac{\partial f}{\partial x} \frac{\partial \psi^v}{\partial x} + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{\partial \psi^v}{\partial y} \right) \right]^{1/2} \quad (5a)$$

Here v is the serial number of successive approximation. Still, in order to determine the tendency of the geopotential variation ($\delta \varphi$) for one time step (δt), equation (5) can be written as follows:

$$\Delta\Phi = 2[J(u, \delta v) + J(\delta u, v) + J(\delta u, \delta v)] + f \left(\frac{\partial}{\partial x} \delta v - \frac{\partial}{\partial y} \delta u \right) \quad (5b)$$

Moreover, in the right-hand parts of the equations (1) and (2) for the 1000 mb level have been taken into account the friction terms $k(u)u$ and $k(v)v$ respectively, with $k = -1.5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. It is also very important that we must take into consideration the heat flow (Q) in equation (4) most perfectly. However, that is a difficult problem and not yet solved in our present conditions. So, in this model we take it into account empirically, as in [8].

The integration of equations (1) – (5) is carried out by the iterative method relatively to the argument ω . Namely, from data Φ , with the solenoidal motion assumption we can determine ψ by means of the equation (5a). Then, choosing approximatively the initial values of ω equal to its values at one time step ago, we resolve the equation (7) and obtain φ . These two just obtained functions ψ and φ allow us to compute the values of u, v by (6) and afterwards the values of $\partial u/\partial t, \partial v/\partial t$ by (1), (2) respectively. From these values and with use of the linear extrapolation we have $\delta u, \delta v$. Further, in order to obtain $\delta\Phi$ we must resolve the equation (5b). Now, the first approximate values of ω can be determined from (4) with the participation of (3). From these new values of ω we can iterate the computing process from the beginning. Thus, after all, we can obtain the geopotential field corresponding to one next time step; and, of course, step-by-step, to the whole forecast period.

In *Fig. 1* is shown the distribution of the mesh points of two different grids. One is gross and fixed relatively to all previously chosen geographical territories. The number of its mesh points is 20×18 and the mesh length is equal to 360 km at 30°N . Another is suitable with the mesh length twice smaller, or equal to 180 km at 30°N . The number of its mesh points is also equal to 20×18 and it is possible to cover all the typhoon domain. This fine grid is not fixed, it can be moved according to the forecast situation in such a way that the typhoon centre always appears in its centre.

The time step for computing relatively to the gross grid is taken equal to 60 minutes and to the fine grid equal to 30 minutes. The atmosphere in this model is splitted into four layers by the isobaric surfaces 1000, 700, 500 and 300 mb. The integration of the initial hydrothermodynamic equations by the two abovementioned grids is realized alternatively. Namely, at first we compute the variation values of the geopotential fields at four various atmospheric levels by the gross grid for one time step equal to an hour. These results are used to determine the boundary geopotential values of the fine grid for two next successive time steps by making use of the interpolation formula. Then the computing process begins for the fine grid with the boundary geopotential values already determined. Thus, the alternative computational scheme is able to allow us to add in the basic computing program for the gross grid an under-program of typhoon displacement forecast by the steering method. And at the same time the results of geopotential tendency computation by the integral method and the fine grid may be used to determine the typhoon future positions. However, in order to concentrate attention to the problem discussed in this paper we shall show only some experimental forecast results by use of the integral method.

2. About objective analysis of initial data.

It is well-known that the results of forecasting by hydrothermodynamic methods considerably depend on the quality of the initial data analysis.

Especially, when we put into practice the abovementioned integral method, we should have at initial moment a detailed analysis of the pressure disturbance of typhoon. But this is a difficult problem, because the actual observed data over the oceanic areas, where typhoons usually displace, are very scanty. In this respect it is necessary to note some peculiarities of the objective analysis pattern before producing the experimental forecast results. First of all a brief examination is made about the actual observed data, and particularly, the upper-air data. At the South-East Asian region, upper-air data over the oceanic areas are very rare. Nevertheless, there is a number of ship's surface synoptic observations, which may be suitable for the description of the pressure disturbance of typhoon at upper levels of the atmosphere, by making use of the empirical extrapolation formula. For this purpose, we describe approximately the symmetrical local pressure disturbance as follows:

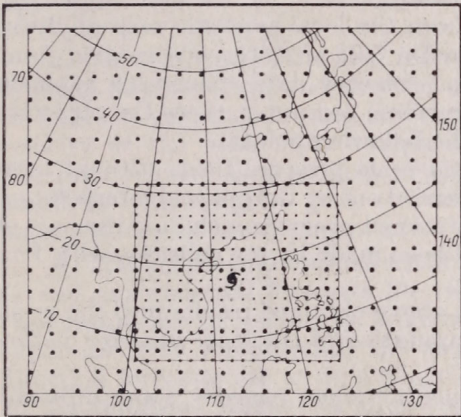


Fig. 1. The distribution of the mesh points. (The center of the typhoon is signed)

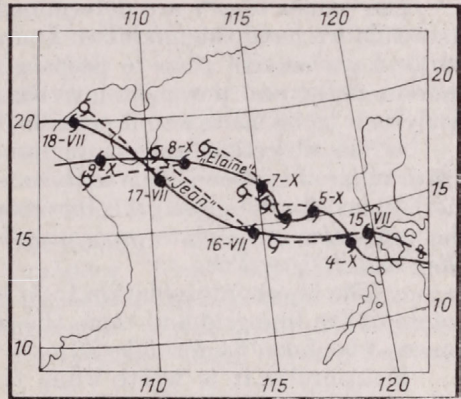


Fig. 3. Actual tracks (solid lines) and 24-h forecast tracks of typhoon "Jean" and "Elaine" (dashed lines)

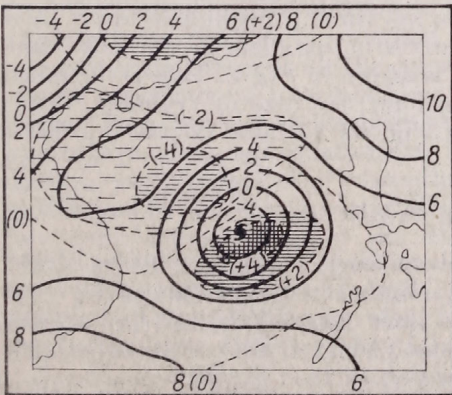


Fig. 2. a) The initial 1000 mb level geopotential height pattern (solid lines with a 20 geopotential metres contour interval) of typhoon "Jean" on 0000 GMT July 16, 1971. b) Its 24-hr forecast variation tendency (dashed lines)

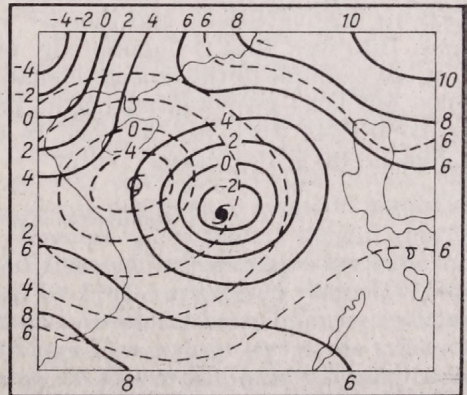


Fig. 4. a) The 24-hr forecast pattern of the 100 mb level geopotential height of typhoon "Jean" on 0000 GMT July 17, 1971. The initial pattern is shown in Fig. 2 b) The actual pattern (dashed lines)

$$p^*(r) = p_0^* \exp[-\sigma(r/R)^2] \quad (8)$$

where, r, R — the radius and the maximum radius of the pressure disturbance of typhoon on the local synoptic map;

p_0^* — the pressure depth of the disturbance centre, that is equal to the pressure at the centre minus the mean pressure on the circle R .

σ — the empirical parameter, associated with the horizontal scale of the disturbance. This parameter is determined according to the actual values of $p^*(r_i)$.

Then the disturbance of the geopotential fields at various ζ levels may be described approximately as follows:

$$\Phi^*(r, \zeta) = 78,4 p_0^* [-0,07 (\ln \zeta)^2 + \ln(e/\zeta)] \exp(-\sigma r^2/R^2). \quad (9)$$

therein Φ^* is the geopotential depth of the disturbance and expressed in units of geopotential metre and p_0^* in units of millibar.

The values of p^*i are determined from the local synoptic map analysis. As a rule we have this map two hours and a half after the observation time. So we have enough time to prepare the necessary data concerning typhoon characteristics and put them into the electronic computer, there the objective analysis is to be made and it consist of the following points:

— The objective analysis of the large-scale pressure fields without local disturbance of typhoon. This analysis is carried out by the optimal interpolation method and by the gross grid. Its computational program including the part of the automatic initial data processing has been made by my colleagues *Vu Van Dien* and *Le Quy Tue*.

— The linear interpolation from the above obtained results into the mesh points of the fine grid and then, the computation of the local pressure disturbance of typhoon by formula (9).

Incidentally it is worth-while to mention that recently some different objective analysis patterns have been proposed by several authors [2, 10, . . .]. These patterns are based on the use of the supplementary observed data obtained from various reconnaissance devices (e. g. plane, radar, . . .), together with the usual meteorological observation data. But, because of war conditions we have no adequate data, and thereby we do not think it possible to apply them now. However, that is undoubtedly an interesting problem for the next time.

An example of the objective analysis is shown in *Fig. 2*. That is the initial 1000 mb level geopotential height pattern for the case of typhoon "Jean" on 0000 GMT July 16, 1971 (a). In this *Fig.* its 24 hour forecast variation tendency (b) is also shown.

3. Some experimental forecast results.

Several experimental forecasts have been made for two typhoons "Jean" and "Elaine" in summer 1971 (*Fig. 3*). Both these typhoons in fact had relatively complicated tracks as a result of their repeated changes in direction.

For these two typhoons, 7 experimental 24-hr forecasts were carried out. Analysing the obtained results we note that:

a) In spite of utilizing the fine grid over the typhoon domain with the mesh length about of 180 km at 30°N, the 24-hr prognostic geopotential fields do not allow to us accurately determine the future positions of typhoon directly from their contour lines. Because of the smoothing effect of the finite-difference approximation always a great inaccuracy occurs in forecasts of the geopotential

values at the mesh points near the typhoon centre. Furthermore, in the case if the typhoon displacement takes place rapidly (with a velocity of more than 20 km/h), this model is not suitable to forecast such a displacement of all the contour line system around the typhoon.

An example of the 24-hr forecast pattern of the 1000 mb level geopotential height of typhoon "Jean" on 0000 GMT July 17, 1971 and its actual pattern are shown in *Fig. 4*. The initial map is shown in *Fig. 2*. In *Fig. 4* the contour lines are computed in tens of geopotential metres.

b) However, analysing the 24-hr forecast tendency of the 1000 mb level geopotential height variation near to the typhoon we found that the typhoons generally moved towards the "negative" centre of maximum geopotential height variation. This remark is analogous with the experience rule of synoptic forecasters. It is only different in replacing the negative values of pressure variation, observed in the past, by the computed ones for the next 24 hours (*Fig. 2*).

c) Thus, in view of the item (b) we can forecast only the mean direction of typhoon displacements and cannot forecast their velocity. Therefore, in order to forecast velocity, in this model we have used the arithmetical average velocity of the next 24-hr computed velocity and the "inertial" velocity. The first velocity is a product of the steering method, which is carried out parallelly with the gross grid, as mentioned above. The second velocity is the mean velocity of the typhoon actual displacements for the last 24 hours.

d) Making use of the above remarks (the items „b” and „c”), we carried out several experimental forecasts for two typhoons "Jean" and "Elaine"; and their results are shown in *Fig. 3*. Though the actual displacements of these two typhoons were complicated, the absolute errors of the 24-hr displacement direction forecasts are at an average 7° for typhoon "Jean" (3 forecasts) and 20° for typhoon "Elaine" (4 forecasts).

4. Conclusion

At present there are different methods of typhoon displacement prediction. Over the Vietnamese Eastern Sea, in the cases of typhoons with relatively stable displacements, the steering method may give satisfactory results. In order to improve the forecasts for the cases of typhoons with unstable displacements, several experimental forecasts have been made by the integral method. This method is carried out on the basis of the integration of the balanced primitive hydrothermodynamic equations with a computational grid, over the typhoon domain, twice denser than over other ordinary domains. In spite of this, the model does not allow us to determine the future positions of typhoon immediately from contour lines of the 24-hr forecast geopotential height charts. However, the extremum negative values of the 24-hr forecast of the 1000 mb level geopotential height variations near the typhoon showed that there is a certain correlation between them and the mean direction of the typhoon displacements for the next 24 hours. As regards the velocity of the typhoon displacements for the next 24 hours, in this model it has been assumed equal to the arithmetical average velocity of the 24-hr forecast one, computed by the steering method with the gross grid, and the mean "inertial" velocity of the typhoon actual displacements for the last 24 hours. The experimental forecast results indicate that in the cases of typhoons with unstable displacements this integral method may be suitable to forecast with a greater or lesser degree of

accuracy. For the objective analysis the pressure disturbance due to the typhoon has been approximated by an empirical formula with the purpose to better utilize all the data of ship's synoptic observations over the oceanic areas and surmount partly the lack of the upper-air observation data in the analysis process. But, besides the usual meteorological observation data, the data of other reconnaissance systems (as plane, radar, . . .) are not yet utilized in the objective analysis scheme.

REFERENCES

- [1] *Birchfield G.*: Numerical prediction of hurricane movement with use of a fine grid. *J. Meteor.* 17, 406–414, 1960.
 - [2] *Fujiwara S.*: A method of automatic analysis of the initial typhoon field with poor data coverage. Proc. of int. symp. NWP in Tokyo, Nov. 7–13, 1960, 71–76, Tokyo, 1962.
 - [3] *Kasahara A.*: The numerical prediction of hurricane movement with a two-level baroclinic model. *J. Meteor.* 17, 357–370, 1960.
 - [4] *Kasahara A. and Platzman G.*: Interaction of a hurricane with the steering flow and its effect upon the hurricane trajectory. *Tellus*, 15, 321–335, 1963.
 - [5] *Masuda Y. and Ito H.*: The use of a stream function for the barotropic forecast of the typhoon movement. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75th anniversary vol., 296–303, 1957.
 - [6] *Masuda Y.*: On the general concept about the steering current in the baroclinic atmosphere and its application to numerical prediction of typhoon movement. Proc. of int. symp. NWP in Tokyo, Nov. 7–13, 1960, 341–348, Tokyo, 1962.
 - [7] *Sasaki Y. and Miyakoda K.*: Numerical forecasting of the movement of cyclone. *J. Meteor. soc. Japan*, 32, 325–335, 1954.
 - [8] Staff members of electronic computation center: 72 hr baroclinic forecast by the diabatic quasi-geostrophic model. *J. Meteor. soc. Japan*, ser. II, vol. 43, No 5, 1965.
 - [9] *Terauchi E. A.*: A treatment of the problems on the movement of the typhoon by making use of multi-parameter model. *J. of the Meteor. soc. Japan*, ser. II, 40, 202–212, 1962.
 - [10] *Vanderman L. W.*: Problems in numerical analysis of tropical cyclones. Proc. of the Inter-regional seminar on tropical cyclones in Tokyo, 18–31, Jan. 1962, 229–231, Tokyo, 1963.
 - [11] *Гамбо К.*: Использование примитивных уравнений при условии баланса. Труды симпозиума по ЧМПП в Токио, ноябрь 7–13, 1960. Перевод под ред. Г. И. Марчука, 1967.
 - [12] *Ситников И. Г.*: Опыт численного прогноза траекторий тропических циклонов в республике Куба. Труды ГМЦ, выпуск 29, 1968.
 - [13] *Чинь Ван Тхы.*: Об одном варианте предвычисления перемещений тайфунов по трехмерной модели. МГ, № 7, 1965.
 - [14] *Чинь Ван Тхы.*: Некоторые результаты прогнозов перемещений центров тайфунов по трехуровневой бароклинной модели. Труды ГГО, вып. 197, 1968.
-

Penumbra-Factor Functions of the Pyrheliometer Used by the Hungarian Meteorological Service

G. MAJOR, Central Institute for Atmospheric Physics, Budapest

A magyar meteorológiai szolgálat pyrheliométereinek félárnyéktényező függvényei. A közvetlen napsugárzással együtt minden esetben mérünk bizonyos mennyiségű szórt sugárzást is, amely a napkörüli égboltról származik. A pyrheliométerek különböző típusainál más-más a látótér nagysága, ennek következtében az érzékelőre jutó napsugárzásban más és más a szórt sugárzás részaránya. Ezen részarány kiszámítására a Papiels elmélet szolgál, amely a pyrheliométereket a geometriai és effektív félárnyéktényező függvényekkel jellemzi. Meghatároztuk szolgálatunk műszereinek félárnyéktényező függvényeit, amelyeket az I. és II. táblázat tartalmaz. A Michelson - Marten féle bimetal-aktinóméter és a Kipp and Zonen gyártmányú pánclaktinóméter az egész világon elterjedt, ezért félárnyéktényező függvényeik széles körben felhasználhatók. Pyranométereinket az ún. nap-árnyék módszerrel hitelesítjük. Ha az etalonként használt pyrheliométerbe más mennyiségű szórt sugárzás jut, mint a pyranométerre, akkor a globálsugárzás adatoknak szisztematikusan hibájuk lesz. Ez a hiba kiküszöbölhető, ha felhasználjuk a paranométerből és az árnyékolóból álló rendszerre vonatkozó félárnyéktényező függvényeket.

*

Функция коэффициента полутени пиргелиометров, Метеорологической службы ВНР. Вместе с прямой солнечной радиацией всегда измеряется и определенное количество рассеянной радиации, исходящей от неба около солнца. Различные пиргелиометры имеют различное поле зрения, в связи с чем не одинакова доля рассеянной радиации, поступающей на приемник. Для вычисления этой доли служит теория Папиелса, по которой пиргелиометры характеризуются функциями геометрического и эффективного коэффициента полутени. Автором были определены эти функции для приборов Метеорологической службы; они представлены в таблицах I и II. Биметаллический актинометр Михельсона-Мартена, а также бронированный актинометр «Kipp and Zonen» распространены во всем мире, в связи с чем их функции коэффициента полутени могут широко использоваться. Наши пиранометры эталонируются так называемым методом «солнце-тень». Если на пиргелиометр, используемый в качестве эталона, поступает не такое же количество рассеянной радиации, как на пиранометр, то данные о суммарной радиации будут иметь систематические погрешности. Эту погрешность можно исключить путем использования функции полутени системы, состоящей из пиранометра и экранирующего устройства.

*

According to the current WMO Guide, instruments destined to the measurement of direct radiation are called *pyrheliometers* (WMO edition, 1961). However, in the well-known denominations of certain types of instrument, the word "actinometer" is occurring (such, as, e. g. armoured actinometer, *Michelson-Marten's* actinometer) and it would be rather unpractical to change these names, as the introduction of a new term would perhaps suggest an entirely new type of instrument. Thus, in this paper, when speaking about instruments for the measurement of direct radiation, we are using the expression "pyrheliometer", while, in the case of well-known special instruments, we will retain the accustomed earlier denomination.

The separation of direct radiation from scattered radiation is brought about by the tube and by the diaphragms of the pyrheliometer. The aperture angle is generally somewhat larger than the visual angle of the solar disc, in order that a small error in exposition should not influence the results of the measurement. As pyrheliometers of different type are "seeing" areas of different sizes from the circumsolar sky, their sensing equipments are receiving different amounts of

radiative energy. The incoming energy is not uniformly distributed along the sensors of the instrument, and, in addition, the various points of the sensors are possessing no the same degree of sensitivity. These facts are to be remembered when the outgoing signals of pyrheliometers are compared one to the other.

Theory of Pastiels

On the questions connected to the facts considered in the introduction of this paper, rigorous answers are given by the so-called *Pastiels Theory* (Bossy and Pastiels 1948; Pastiels 1959). In this theory, the radiation energy reaching the sensors is separated according to the direction of the incoming radiations. This direction is defined by the angle ϑ enclosed with the axis of the tube as well as by an azimuth φ measured from an arbitrary initial direction. Thus, the total energy received by the sensor can be written as follows:

$$E = S \int_0^{2\pi} \int_0^{\vartheta_1} G(\vartheta, \varphi) J(\vartheta, \varphi) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta d\varphi,$$

with

E = incoming total radiation;

S = area of the sensor surface;

$G(\vartheta, \varphi)$ = geometrical *penumbra-factor function* of the pyrheliometer, yielding the ratio of the surface of the sensor visible from the direction (ϑ, φ) that is,

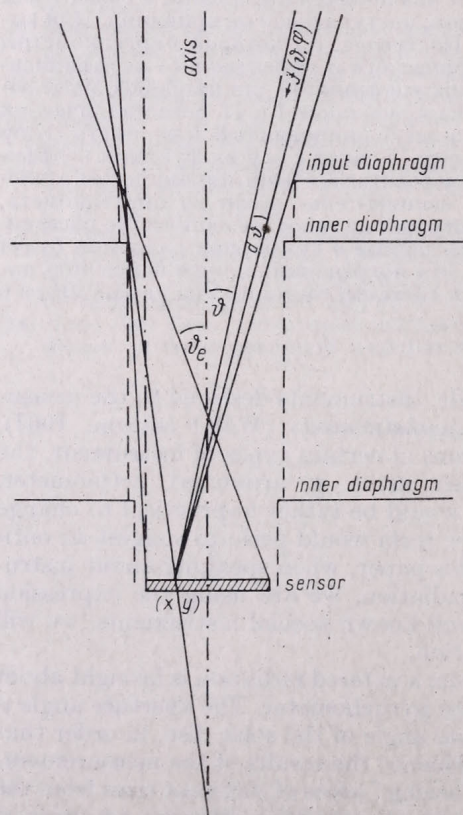


Fig. 1. Characteristic angles of a pyrheliometer

indicating the ratio of the surface of the sensor which is reached by this radiation;

ϑ_1 = the highest value of the angle ϑ (so-called limiting angle), for which a radiation is still arriving to the sensor;

$J(\vartheta, \varphi)$ = the function describing the distribution of the incoming radiation according to directions.

A schematic drawing of the pyrheliometer with an indication of the meanings of the various angles is given on *Fig. 1*.

In quite a similar way, the outgoing signal released by the incoming radiation may be expressed:

$$V = KS \int_0^{\vartheta_1} \int_0^{2\pi} F(\vartheta, \varphi) J(\vartheta, \varphi) \sin \vartheta \cos \vartheta d\varphi d\vartheta,$$

with

V = the obtained outgoing signal;

K = the average surface sensitivity;

$F(\vartheta, \varphi)$ = *effective penumbra-factor function* of the pyrheliometer, which is different from the geometrical one in that, in this function, the portions of area which are seen from the various directions, are weighted according to their sensitivities.

The values of the penumbra-factor functions are ranging from 0 to 1; they are equal to 1 for any direction from which the entire sensor is visible, and 0 for any direction from which the sensor is entirely invisible. The geometrical and the effective penumbra-factor functions are identical to each other, when, and only when all the points of the sensor are possessing the same degree of sensitivity.

As along the solar disc and on the circumsolar sky, the variations of the radiation intensity with the azimuth φ are small ones, as compared to variations with ϑ , the angular distance from the centre of the Sun, so we are using, in practice, penumbra-factor functions averaged according to the azimuth. In this case, the outgoing signal can be written:

$$V = KS\pi \int_0^{\vartheta_1} F(\vartheta) J(\vartheta) \sin 2\vartheta d\vartheta$$

The outgoing signal can now be separated into two members, one resulting from solar radiation and the other one from the sky radiation:

$$V = KS\pi \int_{16'}^{16'} F(\vartheta) J(\vartheta) \sin 2\vartheta d\vartheta + KS\pi \int_0^{\vartheta_1} F(\vartheta) J(\vartheta) \sin 2\vartheta d\vartheta = I(1 + C)$$

where:

I = the portion of the signal produced by direct radiation, and C = the relative contribution of circumsolar radiation to the signal output.

The value of the quantity C may be strongly changing for different pyrheliometers, even in the presence of one and the same distribution of sky-radiation, a discrepancy which should be taken into account when making comparisons. For this purpose, we determined the penumbra-factor functions for the instruments used in this country.

Determination of the Penumbra-Factor Functions

In the special case, when the sensor and the diaphragms are of a circular shape, the values of the geometrical penumbra-factor can be computed by using an analytical expression. For some types of pyrheliometers *Pastiels* (1959)

presented the geometrical penumbra-factor functions obtained in this way. The computations of *Pastiels* have been repeated by *Golikov* (1969) using a computer, the discrepancies are only irrelevant ones. *Golikov* (1969, 1970) computed the penumbra-factor functions also for the *Savinov - Janisevsky*-type actinometer, an instrument which is extensively used and for which *Pastiels* made no computations. Unfortunately, he omitted the influence of a diaphragm situated close to the sensor, which is destined to diminish the cross-section of the beam of radiation.

In our work, we used the model method of *Pastiels* possessing a general validity. For the distribution of sensitivity, we used the result of our earlier theoretical calculations (*Major*, 1968). This process can be summarized as follows. We are drawing a picture of the sensor of the pyrheliometer in a tenfold magnification, on a squared plotting paper, and we are drawing, on separate transparent foils, the diaphragms. By using preselected steps of the incidence angle ϑ (see *Tables*) and by using 7.5 or 15 degree steps for the azimuth, we are determining the projections of every diaphragm on the plane of the sensor. Installing the diaphragms, only those portions of the sensor remain visible, which are exposed to radiation from the given direction. We are determining the area of the visible region, and, by using the given numerical values, the values of the areas weighted according to sensitivity. In this way, we obtain for the selected pairs of (ϑ, φ) the values of the functions $G(\vartheta, \varphi)$ and $F(\vartheta, \varphi)$. Undertaking a numerical integration according to the azimuth, we obtain the functions $G(\vartheta)$ and $F(\vartheta)$.

While the theory of *Pastiels* is rather well-known, its practical application, however, is not yet extending very far. One of the explanations consists in the fact that the determination of the penumbra-factor function affords rather heavy work. (It would be very useful, if the firms which are manufacturing these instruments, would furnish, together with the pyrheliometers, their characteristic geometrical data as well as their penumbra-factor functions). For this reason we are feeling that it could be useful to publish the results of work done within the Hungarian Meteorological service.

The Penumbra-Factor Functions

The instrument *Ångström* 529 pyrheliometer is the standard radiation instrument of the Hungarian Meteorological Service; thus, its penumbra-factor functions have been determined with a peculiar care (*Table I*). The instrument A_{529} is possessing two entrance diaphragms. The length of the aperture of the smaller diaphragm is equal to the length of the sensor. The inner diaphragms are larger than the sensor, and, accordingly, the pyrheliometer has no edge-effect; however, in using the small diaphragm, the rays arriving from the periphery of the solar disc are not reaching the whole surface of the sensor. The axis, around which the screening sheet can be turned, letting either the right-side, or the left-side sheet to be shadowed, is lying not in the middle of the tube; thus, the two sensor sheets are not possessing the same fields of vision. For this reason, we presented separately the penumbra-factor functions valid, one of them, in the case of the illumination of the right-hand sheet and the other one valid in the case of the illumination of the left-hand sheet. An assymery is found only in the range of 4 to 10 degrees, for, under such circumstances, the edge of the shadowing sheet is limiting one of the sides of the field of vision.

It is well known that even the shadowed sheet of the *Ångström* pyrheliometer is receiving some amount of radiation and this leads to a result as if the

TABLE I

The penumbra functions of the national standard pyrheliometer (Ångström 529 pyrheliometer)

θ	Small diaphragm						Large diaphragm					
	Right		Left		Mean		Right		Left		Mean	
	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom
0					1,000	1,000					1,000	1,000
0,25					1,000	0,990					1,000	1,000
0,5					0,999	0,979					1,000	0,997
1					0,996	0,957					0,999	0,980
1,5					0,970	0,905					0,975	0,947
2					0,889	0,815					0,897	0,843
2,5					0,751	0,667					0,758	0,695
3					0,575	0,513					0,598	0,545
4	0,322	0,252	0,346	0,272	0,334	0,268	0,337	0,276	0,361	0,299	0,349	0,287
5	0,098	0,057	0,134	0,085	0,116	0,071	0,117	0,070	0,151	0,108	0,134	0,089
6	-0,056	-0,053	-0,035	-0,040	-0,046	-0,047	-0,048	-0,054	-0,024	-0,036	-0,036	-0,045
7	-0,134	-0,111	-0,132	-0,099	-0,133	-0,105	-0,135	-0,111	-0,124	-0,095	-0,129	-0,103
8	-0,156	-0,116	-0,136	-0,112	-0,146	-0,114	-0,132	-0,104	-0,146	-0,101	-0,139	-0,103
9	-0,091	-0,046	-0,088	-0,042	-0,090	-0,044	-0,096	-0,052	-0,093	-0,047	-0,095	-0,049
10	-0,048	-0,041	-0,044	-0,036	-0,046	-0,038	-0,052	-0,038	-0,051	-0,035	-0,052	-0,036
11					-0,025	-0,027					-0,025	-0,027
12					-0,012	-0,015					-0,016	-0,015
13					-0,006	-0,010					-0,007	-0,010
14					-0,002	-0,008					-0,003	-0,008
15					-0,001	-0,005					-0,001	-0,006
16					0,000	0,000					0,000	-0,002
17											0,000	0,000
C%	6,9	6,2	7,0	6,3	6,9	6,3	7,0	6,5	7,1	7,2	7,1	6,6

TABLE II.

The penumbra functions of other instruments

θ	A _V		A ₅₉₆		Michelson— Marten		Kipp-Zonen pyranometer Armour actinometer		Kipp-Zonen pyranometer shadower at zenith		Kipp-Zonen pyranometer shadower at 50°	
	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom	Eff	Geom
0	0,987	0,852	0,999	0,963	0,518	0,500	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
0,5	0,987	0,852	0,999	0,963	0,518	0,500	0,993	0,974	1,000	1,000	1,000	1,000
1	0,987	0,852	0,998	0,963	0,517	0,500	0,977	0,923	1,000	1,000	1,000	1,000
1,5	0,964	0,838	0,954	0,915	0,517	0,500	0,935	0,855	1,000	1,000	1,000	1,000
2	0,907	0,801	0,811	0,766	0,502	0,488	0,884	0,776	1,000	1,000	1,000	1,000
2,5	0,799	0,659	0,632	0,582	0,437	0,424	0,817	0,712	1,000	1,000	1,000	1,000
3	0,687	0,553	0,476	0,425	0,391	0,380	0,750	0,652	1,000	1,000	1,000	1,000
3,5									0,999	0,994	1,000	0,999
4	0,411	0,347	0,243	0,197	0,260	0,251	0,583	0,504	0,923	0,874	0,956	0,901
5	0,196	0,169	0,013	-0,013	0,182	0,185	0,410	0,385	0,354	0,384	0,344	0,392
6	0,044	0,033	-0,086	-0,097	0,105	0,133	0,226	0,264	0,005	0,017	0,023	0,034
7	-0,083	-0,066	-0,086	-0,097	0,087	0,095	0,116	0,163	0,000	0,000	0,000	0,000
8	-0,115	-0,095	-0,161	-0,148	0,058	0,066	0,038	0,076				
9	-0,133	-0,111	-0,149	-0,122	0,038	0,044	0,003	0,013				
10	-0,116	-0,071	-0,089	-0,059	0,024	0,028	0,000	0,000				
11	-0,081	-0,063	-0,058	-0,033	0,013	0,017						
12	-0,056	-0,028	-0,030	-0,018	0,005	0,007						
13	-0,031	-0,014	-0,019	-0,019	0,001	0,002						
14	-0,017	-0,011	-0,009	-0,012	0,000	0,000						
15	-0,011	-0,008	-0,004	-0,007								
16	-0,007	-0,007	-0,001	-0,007								
17	-0,005	-0,006	0,000	-0,001								
18	-0,003	-0,006	0,000	0,000								
19	-0,002	-0,003										
20	-0,001	-0,002										
21	-0,000	-0,001										
22	0,000	0,000										
C%	7,5	9,4	6,1	5,8	9,2	9,2	8,5	7,1	11,1	11,1	11,2	11,2

illuminated sheet would receive an illumination which is lower by the same amount. Thus, the pyrheliometer itself is characterized by the difference of the penumbra-factor functions of the illuminated and the shadowed sheets in the case of Ångström-type pyrheliometers.

Table II is containing the penumbra-factor functions of the other instruments.

The Ångström-type pyrheliometer designed by „U” is a very old instrument, its geometrical dimensions are similar ones to the instrument A_{158} . As the values of the penumbra-factors are already for $\theta = 0$ lower than unity, one can deduce from the *table*, that the present instrument (the same as all the older Ångström-type instruments) possesses an edge-effect. The determination of its penumbra-factors is a particularly difficult task, because a portion of the circumsolar scattered radiation penetrating on both sides of the shadowing sheet is reaching the sensor.

The instrument A_{596} is a new pyrheliometer having also an edge-effect, however, this effect is essentially smaller than in the case of the earlier instruments. We are calling attention to a remark by *Pastiel* (1966), according to which the frame supporting the sheet could be protected from direct radiation by installing, 2 to 3 millimetres before the sensor, a diaphragm having a length equal to those of the sensor sheets; in this case, its shadow would not be projected very far from the ends of the sheets.

At Potsdam, since several decades, *Michelson–Martén* actinometers are manufactured having the same characteristics. For all these instruments, used in a number of countries, the penumbra-factor functions presented in the *Table* are valid ones. For the correction of values of the turbidity factor, *Wörner* (1961) has applied the *Pastiel's* theory, however, he has not published the penumbra-factor function. The value of the geometrical penumbra-factor function, taken for $\theta = 0$, is showing that, at a maximum, the half of the surface of the sensor can receive radiation.

One of the properties of the armoured actinometer, manufactured by *Kipp* and *Zonen*, consists in the fact that its field of vision is defined by the sensor and by the innermost diaphragm. In determining the penumbra-factor functions, the other diaphragms can be neglected. In the plurality of European countries, this type of instrument is used.

The calibration of pyranometers is generally executed by using the well-known sun-shadow method. The direct radiation received by the pyranometer is determined as the difference of total radiation and scattered radiation. For measuring scattered radiation, a screen is installed between the sensor and the Sun, which is retaining also a portion of the scattered sky radiation emanating from the circumsolar sector. When the amount of scattered radiation lost in this way is not corresponding to the scattered radiation entering the pyrheliometer used as a standard instrument, then a systematic error is introduced into the process of standardization. The elimination of this error is obtained by using the two last pairs of functions contained in *Table II*.

The outer glass sphere of the *Kipp* pyranometers has a diameter of 5 centimetres, and a circular disc of the same size is used for the total shadowing of the outer sphere. When the sensor is placed perpendicularly to the direction of direct radiation, than a situation arises which is characterized by the last but one pair of functions. When the pyranometer is left, during calibration, in its customary position, that is, in a horizontal one, and we are shadowing it in this position by using a shadower perpendicular to the solar rays, then we

are obtaining a situation which is very much more complicated. During modeling, the shadower must be projected on the horizontal surface from all the directions from which it is receiving radiation to reach the sensor. Projected from various directions, the sizes of the projections are different ones. The positions of the center of the projection will not be placed on a circle even in the case of a constant value of θ . Because of the complexity and the tediousness of this process, we carried out the modeling only for the case of a solar elevation of 50 degrees. The penumbra-factor functions obtained in this way are different from those for a perpendicular incidence. In the case of lower incidence angles, higher discrepancies should occur.

Circumsolar components

In the last rows of both *tables*, the circumsolar components are presented, calculated by using the various penumbra-factor functions. The numbers reproduced under the geometrical penumbra-factor functions are showing the amount of scattered radiation entering the pyrheliometer as expressed in percentages of direct radiation; the numbers reproduced under the effective penumbra-factor functions are showing the portion of the outgoing signal produced by scattered radiation as expressed in percentages of the portion of outgoing signal produced by direct radiation. We used in every case one and the same function $J(\theta)$ which is characteristic for the general conditions prevailing at Budapest (from the point of view of the measurement of direct radiation).

It is rather interesting, that the value of the effective component which is to be taken into account for a comparison is, in the case of the pyrheliometer „U”, possessing a short tube, almost the same as in the case of the standard instrument A_{529} , in spite of the fact that the tube of the latter instrument is a much longer one. The explanation is found in the fact that both sensor sheets of the instrument „U” are receiving considerably more circumsolar radiation than the sensor sheets of the instruments possessing a longer tube, the difference is nearly the same for both instruments.

In principle, at the time of every standardization and comparison, it should be necessary to measure also the function $J(\delta)$ as well. As our earlier instrument is not reliable enough, we adopted only the function obtained from an average of 70 measurements as a reliable one. Taking into account the average circumsolar components, the systematical character of the standardization error is abolished. In the near future, we will be able to measure the directional distribution of circumsolar radiation by using a more accurate instrument and it will be possible to eliminate, at every measurement, the error caused by the differences in the amount of scattered radiation penetrating the instruments.

REFERENCES

- Bossy, L., Pastiels, R. 1948: Étude des propriétés fondamentales des actionmètres. *Mémoires, IRMB*, vol. XXIX.
- Голиков, В. И. 1969: Угловые и геометрические характеристики актинометров, пиргелиометров и некоторых фотометров, измеряющих прямую и рассеянную околосолнечную радиацию. *Труды ГГО*, вып. 237, 23—39.
- Голиков, В. И. 1970: Зональные характеристики чувствительности термобатарей стандартных актинометров. *Труды ГГО*, вып. 255, 91—98.
- Major, G. 1968: The Distribution of Sensitivity on Pyrheliometer Sensors. *Időjárás* 72. 351—362.
- Pastiels, R. 1966: Discussion in *WMO Technical Note No 85*, 61.
- Pastiels, R. 1950: Contribution à l'étude du problème des méthodes actinométriques. *Publications, IRMB, série A*, 11.
- WMO 1961: *Guide to Meteorological Instruments and Observations*. Second. edition, No 8. T. P. 3.

Some Aspects of the Study of Noctilucent Clouds and Mesospheric Circulation

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

Néhány szempont az éjszakai világítófelhők és a mezoszférák cirkuláció tanulmányozásához. A szerző az éjszakai világítófelhők eredetével és sajátosságaival foglalkozó irodalmat ismerteti. Rövid áttekintést ad az éjszakai világítófelhőkkel kapcsolatos megfigyelésekről 1885-től napjainkig. Részletesen tárgyalja előfordulásuk időbeli és térbeli elosztását, évi és napi gyakoriságát, majd számszerű középértékeket közöl a felhők magasságáról, általános vonulási irányáról és sebességéről, valamint a felhőkben levő szilárd részecskék nagyságáról. Ismerteti az éjszakai világítófelhők keletkezésére vonatkozó legújabb elméleteket. Egyesek vulkánkitörésekkel, mások a légkörbe behatoló kozmikus részecskékkel hozzák kapcsolatba keletkezésüket. A szerző kiemeli a mezoszféra hőmérsékleti viszonyainak fontosságát, mely meghatározó lehet a felhők kialakulásában. A megfigyelések alapján a következő karakterisztikát ismerteti: átlagos magasság: 82,7 km; megfigyelési zóna: 50—70° (É—D); megfigyelési periódus: április—augusztus; éjszakai világítófelhők időtartama: 1 perctől 5 óráig; átlagos sebesség: 40 m/sec; hullámhosszak: 5—100 km; réteg-vastagság: 0,5—2 km; részecske-átmérő: 0,3 μ . Befejezésül felhívja a figyelmet arra, hogy a mezoszféra sajátosságai milyen fontos befolyást gyakorolnak az éjszakai világítófelhőkre.

*

К вопросу об изучении ночных светящихся облаков и мезосферной циркуляции. Дается обзор литературы, посвященной изучению природе и особенностям ночных светящихся облаков. Подводятся итоги наблюдений над ночными светящимися облаками за период с 1885 г. до наших дней. Подробно рассматриваются их распределение во времени и пространстве, годовая и суточная повторяемость, даются средние величины для их высоты, общего направления и скорости перемещения, а также для размеров твердых частиц, имеющих в облаках. Излагаются новые теории образования ночных светящихся облаков. Некоторые авторы связывают их с вулканическими извержениями, другие — с космическими элементарными частицами, внедряющимися в атмосферу. Автор подчеркивает значение температурных условий мезосферы, которые могут оказаться решающими факторами образования этих облаков. По результатам наблюдений даются следующие характеристики: средняя высота — 82,7 км; зона наблюдений — 50—70° (С-Ю); период наблюдений — апрель—август; жизнь ночных светящихся существование — от 1 минуты до 5 часов; средняя скорость — 40 м/сек.; длины волн — 5—100 км; мощность слоя — 0,5—2 км; диаметр частиц — 0,3 μ . В заключение обращается внимание на значительное влияние особенностей мезосферы на ночные светящиеся облака.

*

1. Introduction

With increasing research on the upper atmosphere, the noctilucent clouds have received steadily more interest from various researchers. International research programs and meeting have accelerated this process even more. The following paper will give an review of the result so far, as well as of the outstanding problems.

2. Historical Discussion

The noctilucent clouds were first observed in the year 1885. At that time there were anomalous twilight phenomena (see: *W. Foerster* [19], *E. Hartwig* [27], *O. Jesse* [35], *J. Kiessling* [39—40], *J. M. Pernter* [55], *C. F. W. Peters* [56]) so that observers interest in these atmospheric processes was stimulated. Originally, people spoke of the "glowing clouds", or they were called "silvery clouds". It was probably *O. Jesse* who introduced the term "noctilucent clouds" (German: *Leuchtende Nachtwolken*). *O. Jesse*, a German astronomer, who was

then active at the Berlin observatory, also performed the first photographic measurements of the noctilucent clouds (see: *W. Schröder* [62]).

Within the „Vereinigung von Freunden der Astronomie und kosmischen Physik“, a society of friends of astronomy, (see: *W. Foerster* [20]) a working group was formed under the leadership of *Archenhold*, *Foerster* and *Jesse*, with the goal of observing the noctilucent clouds. This undertaking had no notable success. More or less sporadic observations were made in Germany up to the end of the year 1956.

Only since 1957 has there been systematic surveillance of these phenomena at the Geophysical Station at Roennebeck (φ : 53,2° N). The objectives of this study are (a) to determine the frequency of noctilucent clouds over Germany and Europe; (b) to determine their lifetime and spatial extent; (c) to measure the height, thickness, and vertical wave amplitude; (d) to investigate the effect of auroral particle bombardement on noctilucent cloud displays; and (e) to advance a general theory to explain the features of the noctilucent clouds. In the eighth decade of the last century, Soviet researchers (e.g. *V. K. Čeraskij* (1849–1925)) also participated in observation of the noctilucent clouds (see: *Astapovič* [3]). Since 1957, at least, surveillance of the noctilucent clouds has been carried on by more than 200 stations in cooperation with the Hydrometeorological Service of the USSR (see: *V. A. Bronšten* and *N. I. Grišin* [7], *N. P. Fast* [12], *O. B. Vasilyev* [67–68]). About 1930, *F. C. M. Störmer* (1874–1957) devoted some time to the noctilucent clouds. *E. Hesstvedt* (see: [30–31]) and *G. Witt* [71–72] have done some research in the area of the noctilucent clouds in Scandinavia. In England, the noctilucent clouds have been observed since about 1939 by *J. Paton* [54], while the American observation net has operated since about 1963. *S. Kosibowa* [43] have done some research of noctilucent clouds in Poland.

International cooperation has increased significantly because of the International Geophysical Year (1957–1958) and the “International Quiet Sun Years (1964–1965). Otherwise, contacts were strengthened by the First International Symposium on noctilucent clouds in Tallinn (1966), and by the formation of a “working group”. In the meantime, too, a book of observations has been published through the courtesy of the WMO.

3. The Observations

The observations are predominantly visual. There are also many photographs and special measurements. Taken as a whole, these data have allowed no clear solution of the problem complex of the noctilucent clouds.

3.1. Annual and Daily Frequency

O. Jesse [36–37] established with his first observations that the noctilucent clouds appear chiefly in the summer. For example, he could observe noctilucent clouds only during the period from May to August (cf.: *W. Foerster* [19]).

The annual frequency was determined for various countries in which there have been numerous series of observations (e. g. *V. A. Bronšten* and *N. I. Grišin* [7], *J. Paton* [54], *W. Schröder* [57]). They show that noctilucent clouds appear in the northern hemisphere in the months from about May (April) until August (September), and the maximum frequency occurs in July.

The English, American and German data agree that no noctilucent clouds appear during the winter months; for example, no noctilucent clouds were seen during the years 1957–1972 in winter at the Geophysical Station at Roennebeck.

This could well produce the conclusion that the conditions for production of the noctilucent clouds are not present in the winter period.

Only a few observations have been obtained for the southern hemisphere, in Chile and Antarctica. The maximum frequency of noctilucent clouds in the southern hemisphere may fall in the months of December and January. It may also be conjectured that the frequency zone in the southern hemisphere likewise falls between $\varphi: 70^\circ$ and $\varphi: 50^\circ$ S.

A notable result appeared from the oldest observations: the observers reported that the noctilucent clouds appeared most frequently after midnight. Checking these older communications shows, however, that this is not the case. Apparently the terms "brightness" and "frequency" were exchanged. From the total German observational material from 1885–1956 it is clear that the time of the most appearances of noctilucent clouds was before midnight.

3.2. Geographic Distribution of Noctilucent Clouds

The data so far show that the noctilucent clouds can be observed predominantly in a frequency zone between $\varphi: 70^\circ$ (75°) and 50° (55° N). Certainly the noctilucent clouds have been detected in North America, Europe and in the territory of the USSR.

Observations south of 45° N are few. Furthermore, a series of observations by *Astapovič* [3] over many years show that the noctilucent clouds do not appear at about 44° N. On the other hand, if we consider the geographic distribution of the noctilucent clouds independent of the present state of explanation, the following must yet be explained. In the range from $0-45^\circ$ N/S there are no regular searches for noctilucent clouds. There are meteorological station, but surveillance of noctilucent clouds is not included in their programs.

A notable result has become known from English observations. According to them, the noctilucent clouds show a northward shift in their frequency toward late summer. The experts do not agree in this area. For example, noctilucent clouds are still seen at $\varphi: < 60^\circ$ N even in late summer, when this northward shift should occur.

B. Fogle submitted unambiguous proof for the occurrence of noctilucent clouds on the southern hemisphere.

3.3. On the Kinematics of the Noctilucent Clouds

1. *Altitude*: Many determinations of altitude have been made in the last decade (cf.: *V. A. Bronšten* and *N. I. Grišin* [7], *W. Foerster* [19], *O. Jesse* [37]). The height determination was done by means of simultaneous photographs at two adjacent stations (see: *W. Schröder* [62]). The mean altitude of the noctilucent clouds may be 82.08 km (cf. *O. Jesse* [37]; see also: *V. A. Bronšten* and *N. I. Grišin* [7]).

2. *Velocities of the noctilucent clouds*: Many determinations of the velocities of individual noctilucent clouds have been undertaken (cf.: *V. A. Bronšten* and *N. I. Grišin* [7], *C. Hoffmeister* [34], *O. Jesse* [36], *W. Schröder* [58]). Individual measurements of up to 200 m/s were reported. According to more recent observations, the preferred direction of the noctilucent clouds is about SW with a average velocity of about 40 m/s.

3. *Wave structure*: The presence of waves gives an noctilucent cloud system a particularly striking character. Wavelength determinations have given values from 7 to 100 km (cf.: *V. A. Bronšten* and *N. I. Grišin* [7], *B. Haurwitz* [28], *C. O. Hines* [32], *C. Hoffmeister* [34], *O. Jesse* [36], *L. Meier* [50], *W. Schröder*

der [59]). The preferred wavelength is approximately 10 km. A classification of the noctilucent clouds has been introduced by *N. I. Grišin* [23]. According to this, we differentiate type I (veils), II (bands), III (waves) and IV (eddies). Polarization measurements were published, among others, by *G. Witt*, *O. B. Vasilyev* and *C. I. Villmann*. According to *Witt*, measurements of the particle diameter is approximately 0.3μ . *O. B. Vasilyev* (1962; cf.: [67],) has found the thickness of the layer of noctilucent clouds to be 0.5–1 km, and the wave amplitudes of 1–5 km.

4. Theoretical Concepts

It is interesting to note that noctilucent clouds are objects which had been, up to the present, observed and interpreted, but whose nature and origin there is even now, no agreement among the experts. We, therefore, intend to present in the following, the most important concepts.

4.1. Relations to Vulcanism

After the eruption of Krakatoa in the Sunda Straits in 1883, notable twilight phenomena were seen all over the world (see: *W. Foerster* [19], *O. Jesse* [35], *J. Kiessling* [39–40], *J. M. Pernter* [55]). Noctilucent clouds have been observed in central Europe since 1885.

It was soon conjectured that the noctilucent clouds might be caused by volcanic eruptions (cf.: *W. Foerster* [19], *C. F. W. Peters* [56]). Noctilucent

TABLE I

Velocities. From German observations communicated by F. S. Archenhold [2], C. Hoffmeister [34], O. Jesse [36–37] and L. Meier [50].

Date	Time h	m/s	Date	Time h	m/s
19.7.1885	8 51	85	10.7.1890	14 11	43
	8 58	74			56
22.7.1885	8 47	15			57
2.7.1889	13 39	94			39
		177			40
		125			52
		131		14 29	72
		137			74
		122			113
9.7.1889	13 51	38			140
		33			99
6.7.1890	13 41	49			54
		44			67
	14 23	79			90
		76			44
		84	12.7.1894	13 59	23
	14 28	99			17
		69			61
9.7.1890	13 29	47			36
		63			38
10.7.1890	13 17	69			105
		73	18.7.1951		43.6
	14 11	24	12.7.1953		84
		25			106
		28			121
					103

clouds also appeared frequently after other volcanic eruptions (Katmai, 1912; Chile, 1921; Japan, 1931–32; Quizapa, 1932).

The conjecture that the noctilucent clouds were caused by volcanic eruptions was rejected as early as 1926 by *V. Malzev*. He showed that the noctilucent clouds appeared independently of volcanic eruptions. Furthermore, they appeared at the time when the sedimentation of the volcanic material was observed.

4.2. Intrusion of Cosmic Dust

Several authors have related the phenomenon of noctilucent clouds to cosmic dust. The material could arise from the annual meteorite currents or from comet tails (cf.: *W. Foerster* [19], *C. Hoffmeister* [34], *C. F. M. Peters* [56]).

C. Hoffmeister [33–34] has presented a hypothesis which relates the noctilucent clouds to the increased airglow (Leuchtstreifen) very probably resulting from dust penetration. It appears that very small particles in the upper atmosphere slowly lose their kinetic energy through collisions with atoms and molecules, and come to rest at about 200 km. Then a layer of condensation is supposed to form there, which can take on a value of 10^5 and 10^6 . If these dust layers fall through the atmospheric layers under favorable physical conditions, they appear as neutral collision partners, and cause an amplification of the normal light emission from the upper atmosphere. The lower limit would be at about 90 km. To introduce the noctilucent clouds into this complex of phenomena, it must be considered that the noctilucent clouds appear relatively rarely and only within a certain range of latitudes. *Hoffmeister* [34] writes: "To understand this, one can consider that the visibility of the noctilucent clouds in reflecting sunlight assumes the presence of a dense, stabilizing dust layer. This can form, and be maintained while sinking to a height of 80 km, only if the assumption of approximately equal size of the particles is first fulfilled; and, second, if the layer is not destroyed prematurely by vertical currents." ([34] pages 13–14).

There is very little further pursuit of *Hoffmeister's* explanation in the discussion. The problem has been taken up again recently in connection with rocket ascents in Scandinavia.

In due course, it appeared from electron-microscopic analysis that only weakly defined structures could be detected around the particles. Only after shadowing with chromium did some particles show a halo. This pattern is supposed to be the result of the transient effect of a volatile material (cosmic particles). The particles showed radii of about 0.05μ to 0.8μ . A small number showed a radius less than 0.05μ . According to the explanation presented by *Skrivanek*, this means that the haloed particles contain a relatively large amount of sulfur. Otherwise only silicon and only a small component of iron and calcium were reported. But now the results from meteorite physics show that sulfur is not a regular component of meteorites (for the problem see: *T. Grjebine* [22], *C. L. Hemenway*, *R. K. Soberman* and *G. Witt* [29], *R. K. Soberman* [63], *O. B. Vasilyev* [67]).

The measurements also showed that the particle density in the noctilucent clouds was 1000 times as great as in their absence [29]. These results have been widely reported in various papers. But one thing makes one seriously wonder: the results of 1962 have so far not been confirmed by new ascents. Since up to now there is no multiple confirmation of the 1962 flight, its result should be accepted with the most serious reservations. It would be inappropriate to draw

far-reaching conclusions on the basis of these results, as long multiple confirmation is lacking. Only when several independently obtained data showing the same results are available, could it be deemed relevant. (on the rocket technology, see *H. Fechtig, M. Feuerstein and P. Rauser* [16]).

To summarize, it can be seen that it is still questionable that the halo-particles mentioned were actually present in the clouds in the 1962 experiments. It must also be considered that the number of particles entering the Earth's atmosphere is much smaller than earlier conjectured. Furthermore, no mechanism has yet been found to accumulate the particles at altitudes of 80–85 km. In this connection, the result of *Fechting, Feuernstein, Gerloff and Wehrauch* [15] is also interesting. According to rocket soundings during the intensity maxima of the Arietids and the Perseids, they furnished no measurable contribution. In his study on the Quandrind current, which occurs in January, *P. Glöde* [21] refers to the fact that this current can have no secondary geophysical effect. We would also like to mention the studies by *G. Kohl* [41–42] and *H. Oleak* [53]; it is of interest to learn something about the behavior of the micrometeorites. *H. Oleak* [53] has provided an appropriate study. In this discussion, *Oleak* mentioned that the time of fall to 50 km is short. It exceeds 2–3 hours only for particles of the size of 10^{-4} cm. In contrast to the amplified night sky glow, he concludes that the appropriate altitude layers (90–180 km) are passed through in a few minutes. But this is incompatible with the observational fact that the light streamers frequently last several hours, even appearing unchanged.

Thus we must consider that there is no clarification of whether cosmic dust is a major factor in the formation of the noctilucent clouds. It remains to be considered whether these particles are a supplementary potential for the formation of a noctilucent clouds. There is not yet any evidence that the cosmic particles are the sole cause for the appearance of noctilucent clouds.

4.3. In Regard to the Mesosphere

B. Haurwitz [28] already pointed out in his study the inadequate knowledge in the field of mesosphere physics. In fact this inadequate knowledge means that proof of the various views cannot be carried out with the desired precision. In many cases one must depend on assumption which may be quickly proven false by measurements. It will be necessary to proceed further from the fact that there are inter-relations between the various layers of the atmosphere; in this respect, see: *W. Atmannspacher* [4], *B. Béll* [5], *E. Borbély* [6], *H. Ertel* [10], *H. Faust* [13–14], *E. A. Lauter* [44–46], *T. G. Negrelisvili* and *I. A. Chvostikov* [49], *W. Schröder* [60], *J. S. Theon et. al.* [64–66].

The physical behavior of the mesosphere has only been known for the last few years. Measurements have shown that there is a noticeable decrease in temperature during the summer months. On the other hand, during the winter months the mesosphere shows such higher temperature.

A few measurements of the temperature profile of noctilucent clouds were recorded during the 1962 ascents. A value of $T_{\min} = 133$ °K was obtained when noctilucent clouds were present and one of $T_{\min} = 140$ °K when they were absent. Further measurements were obtained in Barrow (71 °N). As to the significance of temperature values in the formation of noctilucent clouds the authors state: "Thus the coldest temperatures did not necessarily produce noctilucent clouds, but the clouds were always accompanied by mesopause temperatures less than 150 °K" (*J. S. Theon, W. S. Smith and W. Nordberg* [65],

page 419). Even though in paper [65], other new factors are introduced into this problem only one fact really matters: the appearance of noctilucent clouds is tied to low temperatures. These, however, are present in the Northern Hemisphere only in summer and solely in the region of the mesosphere (mesopeak). This could well be a clear relationship. These temperature variations in the mesosphere are in fact important for the theory of the noctilucent clouds. It must be considered at least noteworthy, however, that no noctilucent clouds are seen in the northern hemisphere in the winter (cf. e. g.: *W. Foerster* [19], *E. Hartwig* [27], *J. Paton* [54], *W. Schröder* [57]). How can this be explained other than as a result of a temperature effect?

In this connection, we must still consider the temperature variations of the mesosphere in the course of a sun-spot maximum. *G. V. Groves* [24] reported the following: at 80 km altitude, the mean temperature was about 237 °K in the years 1957–1958, while the value attained for 1962–1963 was about 208 °K. For 1964–1965 he found increase to 220 °K.

4.4. New Concepts

The theory of noctilucent clouds must first of all explain their monthly appearance, then also the special effects which have been noted in past observations; that is the sporadic appearance of noctilucent clouds, their absence during the months of October-March in the Northern Hemisphere, the nearly constant height of about 82 km as well as the morphological picture.

That explanation is only partly successful, may be due, on the one hand, to insufficient knowledge of various layers of altitude, and, on the other hand, to the scarcity of physical-chemical estimates. The hypothetical character of past evaluations inclines one to replace these speculations by a more general treatment, which, to be sure, will still be subject to certain limitations. In doing this we will not obtain a clearly proven theorem but an explanation which may eliminate many of the uncertainties.

In several papers we meet the expressions "Dust" and "Ice hypothesis". By that is meant that noctilucent clouds are either the product of cosmic particles or are formed by the addition of a lower temperature.

During the last few years noctilucent clouds have repeatedly been described in various papers. Let us here call attention to the reports of *Chapman and Kendall*, *A. D. Christie* [8], *F. Fiocco* and *G. Grams* [18], *E. Hesstvedt* [30–31], *C. O. Hines* [32], *G. M. Martynkevich* [48], *T. G. Megrelisvili* and *I. A. Chvostikov* [49], *W. Schröder* [60], *R. K. Soberman* [63], *J. S. Theon et. al.* [65–66], *O. B. Vasilyev* [67], *G. Witt* [72]). *B. Haurwitz* [28] and *C. O. Hines* [32] made a contribution to the morphology of noctilucent clouds (wave characteristics). The aforementioned papers (see: [8], [18], [30–32], [48–49], [60], [63], [67], [72]) give the impression that in order to explain individual questions certain assumptions must be made. This complicates the explanation, on the one hand, and, on the other, involves assumptions which are largely questionable.

On the other hand, there seems to be a definite indication that the behavior of the mesosphere is an important influence. *W. Schröder* [60] has briefly presented an assignment of the noctilucent clouds to the mesospheric circulation. It appears, for example, that the fluctuations of the summer circulation run completely with the corresponding fluctuations determined from the wind field (cf.: *H. Faust* [14]). Furthermore, the following dependence appears: the period of continuous visibility of the noctilucent clouds is to be taken as

only between the dates of the complete spring or fall wind transitions. By 'continuous' we mean here that the noctilucent clouds can be seen regularly or with brief interruptions. In comparison, only isolated noctilucent clouds are observed at the times of the spring and fall wind transitions or just before and after that. This finding actually agrees with the observations; the maximum noctilucent cloud frequency is attained in the months of June—July. In contrast, the months April—May and September show only isolated positive findings. One must establish the spring transition period as about 4—6 weeks, and likewise for the fall period. Studies to date have shown that the spring wind transition shows annual fluctuations (up to six weeks), while one can take the end of the noctilucent cloud frequency as nearly "constant" at about the end of August in the Northern Hemisphere. Deviations from this date can be understood easily: at the time of transitions, the circulation cycle can occasionally extend up to 80 km and thus contribute to formation of a noctilucent clouds. It is maintained, however, that after complete wind transitions in the fall (i. e., onset of winter circulation), no more noctilucent clouds can be seen. In summary, therefore, it can be said that continuous frequency of noctilucent clouds is between the two dates of (complete) transitions. Before or after that, the noctilucent clouds occur only sporadically.

Using indirect methods (observation of noctilucent clouds from the northern hemisphere) a number of mesospheric parameters can be watched continuously: as a further result it appears that the mesospheric circulation, which begins in spring in lower altitudes of the atmosphere, will reach the mesopause later. In autumn, the warming (absence of noctilucent clouds) starts in the 80 km level and reaches the lower altitudes of the atmosphere during the winter months. [60]. This result was confirmed recently from the measurements of *Theon* and *Smith* [64], in that they emphasize: "the breakdown of the summertime structure was observed first at 75 km in September" (page 5).

5. Summary of Results

The observational results for the noctilucent clouds can be summarized for the northern hemisphere as follows:

Average altitude: 82.7 km

Zone of observation: 50—70 (N/S)

Time of observation: April to August

Duration of a noctilucent cloud: from a few minutes to about 5 hours

Average velocity: about 40 m/s to the SW

Thickness: 0.5 to 2 km

Wavelengths: about 5 to 100 km

Particle diameter: about 0.3 μ

6. Outlook

There are still many unanswered questions in relation to the appearance of the noctilucent clouds. It would be desirable to have increasing world-wide observation of this phenomenon, because the individual results can be checked only with extensive and reliable observational material. But in that case it will be necessary to have better knowledge of the chemistry and physics of the mesosphere, the water distribution, the role of water cluster ions and the kinematics of the noctilucent clouds.

REFERENCES

- [1] *Archenhold, F. S.*: Die Verwendung der Photographie bei der Erforschung der leuchtenden Nachtwolken, Sternschnuppen und Nebelflecken. *Photogr. Mitt.* 31 (1894), 3—6.
- [2] *Archenhold, F. S.*: Die leuchtenden Nachtwolken und bisher unveröffentlichte Messungen ihrer Geschwindigkeit. *Weltall* 27 (1928), 137—144.
- [3] *Astapovič, I. S.*: Svodka nabljudenij serebristych oblakov v Rossii i v SSSR s 1885 po 1944g. *Trudy Riga* 1961, 49.
- [4] *Attmannspacher, W.*: Zur Umstellung der großräumigen Zirkulation in der Stratosphäre. *Geof. pura e appl.* 49 (1961), 178—190.
- [5] *Béll, B.*: Frühjahrsstellung der stratosphärischen Zirkulation über Budapest. *Időjárás* 69 (1965), 198—212.
- [6] *Borbély, E.*: A meteorológiai elemek mezőinek tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában. *Időjárás* 76 (1972), 351—363.
- [7] *Bronšten, V. A., u. N. I. Grišin*: Serebristye oblaka. Moskva 1970, 359p.
- [8] *Christie, A. D.*: The Genesis and Distribution of Noctilucent Clouds. *J. atm. Sci.* 26 (1969), 168.
- [9] *Dietze, G.*: Durch die Sehleistung des Auges bedingte zeitliche und räumliche Grenzen für die Sichtbarkeit Leuchtender Nachtwolken. *Gerlands Beitr. Geophys.* 77 (1968), 128.
- [10] *Ertel, H.*: Methoden und Probleme der dynamischen Meteorologie. Berlin 1938.
- [11] *Ertel, H.*: Entwicklungsphasen der Geophysik. Berlin 1953.
- [12] *Fast, N. P.*: Katalog pojavlenij serebristych oblakov po mirovym dannym. Tomsk 1972.
- [13] *Faust, H.*: Energietransport zur Mesosphäre. *Meteorol. Rdsch.* 20 (1967), 153.
- [14] *Faust, H.*: Der Aufbau der Erdatmosphäre. Braunschweig 1968, 307p.
- [15] *Fechtig, H., M. Feuerstein, U. Gerloff and H. J. Wehrauch*: Experimente zur Sammlung von kosmischen Staub mit Raketen. Vortrag AG „Extraterrestrische Physik“, März 1969.
- [16] *Fechtig, H., M. Feuerstein and P. Rauser*: Kombiniertes Nachweis- und Sammelexperiment für kosmische Staubeilchen. Vortrag AG „Extraterrestrische Physik“ (April 1970).
- [17] *Ferguson, E. E.*: D-Region Ion Chemistry. *Rev. Geoph. and Sp. Phys.* 9 (1971), 997—1008.
- [18] *Fiocco, G., and G. Grams*: On the origin of noctilucent clouds: Extraterrestrial dust and trapped water molecules. *J. atm. terr. phys.* 33 (1971), 815—824.
- [19] *Foerster, W.*: Von der Erdatmosphäre zum Himmelsraum. Berlin/Leipzig 1906, 115p.
- [20] *Foerster, W.*: Lebenserinnerungen und Lebenshoffnungen. Berlin 1911, 351p.
- [21] *Glöde, P.*: Ergebnisse der Radarmeteorbeobachtungen des Quadrantidenstromes. *Kleinheb. Ber.* 11 (1966), 157.
- [22] *Grjebine, T.*: Abundance of cosmic dust, in: *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets*, ed. by S. K. Runcorn, London/New York/Sydney 1967, 63.
- [23] *Grišin, N. I.*: O strukture serebristych oblakov. *Bjull. vsesojuznogo astron.-geod. obscestva (Moskva)* Nr. 16 (23) (1955), 3—6.
- [24] *Groves, G. V.*: Comparisons of new results with CIRA 1965 with emphasis on the IQSY data — a review for the region 30 to 100 km. *Space Res.* 8 (1968), 741—760.
- [25] *Guthnick, P.*: Wilhelm Foerster. *Vjschr. Astron. Ges.* 58 (1923), 5—13.
- [26] *Hamburger, F. A.*: Das Sehen in der Dämmerung. (Physiologie und Klinik). Wien 1949, 185p.
- [27] *Hartwig, E.*: Beobachtungen der leuchtenden (silbernen) Nachtwolken zu Dorpat und Bamberg. *Ber. Naturforsch. Ges. Bamberg* 16 (1893).
- [28] *Haurwitz, B.*: Comments on Wave Forms in noctilucent clouds. *UAG-R-160*.
- [29] *Hemenway, C. L., R. K. Soberman and G. Witt*: *Tellus* 16 (1964) 84—117.
- [30] *Hesstvedt, E.*: Nucleation and growth of noctilucent clouds. particles. *Space Res* 9 (1969), 170—174.
- [31] *Hesstvedt, E.*: On the moisture content near the Mesopause and its relation to the formation of noctilucent clouds. *Lecture IAMAP (Luzern 1967)*.
- [32] *Hines, C. O.*: A possible source of waves in noctilucent clouds. *J. atmosph. Sci.* 25 (1968), 937—942.
- [33] *Hoffmeister, C.*: Über kometaryische Störungen der oberen Atmosphärenschichten. *Sitz. — Ber. Akad. Wiss. (München)*, 1934, 129—144.
- [34] *Hoffmeister, C.*: Über die leuchtenden Nachtwolken. *Sterne* 29 (1952), 7—14.
- [35] *Jesse, O.*: Die merkwürdigen Dämmerungserscheinungen des Herbstes und Winters 1883/84. *Z. Österr. Ges. f. Meteorologie* 19 (1884), 313.
- [36] *Jesse, O.*: Untersuchungen über die sogenannten leuchtenden Wolken. *Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss. (Phys.-Math. Kl.)* 1891, 1031—1044.
- [37] *Jesse, O.*: Die Höhe der leuchtenden Nachtwolken. *Astron. Nachr.* 140 (1896), 161—168.
- [38] *Kellogg, W. W.*: Chemical heating above the polar mesopause in winter. *J. Met.* 18 (1961) 373.
- [39] *Kiessling, J.*: Die Dämmerungserscheinungen im Jahre 1883 und ihre physikalische Erklärung. *Hamburg/Leipzig* 1885.
- [40] *Kiessling, J.*: Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen zur Erklärung der nach dem Krakatau-Ausbruch beobachteten atmosphärisch-optischen Störung. *Hamburg/Leipzig* 1888

- [41] *Kohl, G.*: Über die Wechselbeziehungen zwischen Depolarisation des Zenitdämmerungslichts, hohem Ozon und Es-Schicht. *Gerlands Beitr. Geophys.* 77 (1968), 159.
- [42] *Kohl, G.*: Der qualitative Nachweis von Schichten kosmischer Staubbpartikeln in der unteren Thermospäre mit Hilfe der dämmerungsoptischen Methode. *Bull. Abastum. Astrophys. Obs.* 41 (1972), 27—48.
- [43] *Kosibouva, S.*: Historia badán obloków mezoferycznych. *Przeglad Geofiz.* 16 (1971), 341—345.
- [44] *Lauter, E. A.*: Jahreszeitliche Variationen im Plasma der Mesosphärenregion, in: *Wiss. Tag. Geophys. Inst. Bulg. Akad. Wiss.*, 1964, 99—110.
- [45] *Lauter, E. A.*: Die Dauer der ionosphärischen Winteranomalie im Höhenbereich der Mesopausenregion. *Gerlands Beitr. Geophys.* 78 (1969), 99—102.
- [46] *Lauter, E. A.*, und *K. Sprenger*: Erscheinungen in der D-Region im Zusammenhang mit Strukturänderungen des Neutralgases der Strato- und Mesosphäre. *Kleinheub. Ber.* 12 (1967), 297—307.
- [47] *Maeda, K.*: On the heating of the polar upper atmosphere. *NASA TR R-141* (1962), 62p.
- [48] *Martynkevič, G. M.*: O prirode mezofernych oblakov. *Met. i. Gidrol. Nr.* 12 (1971), 44—52.
- [49] *Megrelisvili, T. G.* and *I. A. Chvostikov*: Atomarnyi vodorod kislorod y molekuly H₂O v vysokikh slozhakh atmosfery i nekotorye problemy geofiziki i fiziki okolozemnogo prostranstva, in: *Fizika mezofernych (serebristych) oblakov.* Riga 1970, 9—24.
- [50] *Meier, L.*: Bearbeitung einer Erscheinung von Leuchtenden Nachtwolken am 12. Juli 1953. *Sterne* 31 (1955), 230—234.
- [51] *Metzger, W.*: *Psychologie*, 2. (neubearb.) Aufl. Darmstadt, 1954, 258—306.
- [52] *Metzger, W.*: *Allgemeine Psychologie I: Der Aufbau des Erkennens*, 1. Hälfte: Bewußtsein und Wahrnehmung, in: *Hdb. Psychologie*, 1. Bd., Göttingen 1963.
- [53] *Oleak, H.*: Das Verhalten von Mikrometeoriten in der Erdatmosphäre. *Wiss. Z. Univ. Jena, math.-naturwiss. R.* 6 (1956/57), 133.
- [54] *Paton, J.*, Exploring the upper atmosphere. *J. brit. astron. assoc.* 72 (1962), 65—70.
- [55] *Pertner, J. M.*: Der Krakatau-Ausbruch und seine Folge-Erscheinungen (4 Die optischen Erscheinungen). *Meteorol. Z.* 6 (1889), 447—466.
- [56] *Peters, C. F. W.*: *Joh. Müller's Lehrbuch der kosm. Physik*, 5. Aufl. Braunschweig 1894; 907 p.
- [57] *Schröder, W.*: Zur Charakteristik der Leuchtenden Nachtwolken während der Jahre 1963—1967. *Gerlands Beitr. Geophys.* 77 (1968), 411—418.
- [58] *Schröder, W.*: Polarlicht und Leuchtende Nachtwolken. *Gerlands Beitr. Geophys.* 79 (1970), 223—228.
- [59] *Schröder, W.*: Zur Kinematik der Leuchtenden Nachtwolken. *Gerlands Beitr. Geophys.* 79 (1969), 229—235.
- [60] *Schröder, W.*: Untersuchungen zu den Umstellungsperioden im Frühjahr und Herbst im Bereich der Mesopäuse. *Gerlands Beitr. Geophys.* 80 (1971), 65—74.
- [61] *Schröder, W.*: Untersuchungen zur Tunguska-Katastrophe und den hochatmosphärischen Erhellungen vom 30. Juni 1908. *Z. f. Geophys.* 38 (1972), 179—182.
- [62] *Schröder, W.*: Otto Jesse und die Erforschung der Leuchtenden Nachtwolken. *Gerlands Beitr. Geophys.* 81 (1972), 423—432.
- [63] *Soberman, R. K.*: Extraterrestrial origin of noctilucent clouds. Paper pres. at the COSPAR-Meeting Tokyo (1968).
- [64] *Theon, J. S.*, and *W. S. Smith*: Seasonal transitions in the thermal structure of the mesosphere at high latitudes. *GSFC X-621-69-393* (September 1969), 12p.
- [65] *Theon, J. S.*, *W. Nordberg* and *W. S. Smith*: Temperature measurements in noctilucent clouds. *Science* 157 (1967), 419—421.
- [66] *Theon, J. S.*, *W. S. Smith* and *W. E. McGovern*: Wind measurements in noctilucent clouds, *Science* 164 (1969), 715—716.
- [67] *Vasilyev, O. B.*: Astrofiziceskie issledovanija serebristych oblakov. *Inform. soobs. (Moskva)* Nr. 4 (1967) 86p.
- [68] *Vasilyev, O. B.*: Castotnyj spektr pojaslenij serebristych oblakov i svjaz' ich s solnečnoj aktivnost'ju, in: *Fizika mezofernych (serebristych) oblakov.* Riga 1970, 121—135.
- [69] *Vasilev, N. V.* and *N. P. Fast*: Anomal'nye opticeskie javlenija svjazannye s padenijem tunguskogo meteorita. *Gerlands Beitr. Geophys.* 81 (1972), 433—438.
- [70] *Wegener, A.*: Die Erforschung der obersten Atmosphärenschichten. *Gerlands Beitr. Geophys.* 11 (1912), 104—124.
- [71] *Witt, G.*, *J. Martin-Löf* and *N. Wilhelm*: High latitude summer mesospheric temperatures and winds with particular regard to noctilucent clouds. *Space Res.* 5 (1965), 820.
- [72] *Witt, G.*: The nature of noctilucent clouds. *Space Res.* 9 (1969), 157—169.
- [73] *Wörner, H.*: Leuchtende Nachtwolken und Störungen der Himmelspolarisation. *Z. f. Meteorol.* 8 (1954), 183—184.
- [74] *Wörner, H.*: Beobachtung leuchtender Nachtwolken. *Meteorol. Z.* 52 (1935), 379.

A nagytérségű függélyes sebesség kiszámítása számítógéppel

TÁNCZER TIBOR, Központi Légekőfizikai Intézet, Budapest

Determination of Large-Scale Vertical Velocity by Using a Computer. A method for the computation of vertical velocities at the main isobatic levels is presented. As compared to other similar methods, a difference consists mainly in the way in which the vergential conditions in the frictional layer are approximated. Namely, in addition to taking into account the vertical updraft caused by vergency, also the feature of vertical velocity arising from dynamical atmospheric processes is considered. For this purpose, the wind field, existing at the 850 mb level is extrapolated to the frictional layer, which itself is supposed to be already independent from the friction in the ground layer. The computation method is developed for a local rectangular grid consisting of 9 points with a grid distance of 300 km. The decrease of the thickness of the 850 mb layer in a hilly region is taken into account. The calculation is a very easy one when using a computer.

*

Вычисление вертикальной скорости при помощи ЭВМ. Описывается метод для вычисления вертикальной скорости на главных изобарических поверхностях. В методе предусмотрено использование принципа непрерывности. Основное отличие данного метода от других подобных методов заключается, прежде всего, в аппроксимации условий вергенция слоя трения. Кроме вергенция потока, связанного с трением, методом учитывается и вертикальная скорость, определяемая динамическими процессами погоды. Для этой цели поле ветра на поверхности 850 мб. экстраполируется на слой трения, считающийся свободным от эффекта приземного трения. Методика вычислений разработана для локальной прямоугольной решетки, состоящей из 9 точек, причем применяется шаг 300 км. Учитывается уменьшение мощности воздушного слоя под поверхностью 850 мб. в горных районах. Вычисление очень легко осуществляется при помощи ЭВМ.

*

A korszerű időjárás analízis nem nélkülözheti a nagytérségű függélyes sebesség térképeit. A felhő- és csapadékképződési folyamatok felismerésében döntő súllyal jönnek számításba a feláramlás területei; az időjárás átalakulását is erőteljes függélyes tömegátrendeződés kíséri. A függélyes sebesség meghatározásának módszerei igen sokfélék.

Néhány évvel ezelőtt viszonylag egyszerű, kézi módszert mutattunk be a függélyes sebesség kiszámítására, hatszögű rácshálózat pontjaiban képezett simított széladatok alapján [1]. Jelen dolgozatban az ott kifejtett módszerünket derékszögű rácshálózatra terjesztjük ki, figyelembevéve a számítógépes technika által nyújtott lehetőségeket.

Kiindulási alapegyenletként a kontinuitási egyenletet használjuk fel, amely x, y, p koordináta-rendszerben a

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (1)$$

alakban írható, ahol u, v a horizontális sebességi összetevők, $\omega = dp/dt$ a generalizált függélyes sebesség. (1)-et a nyomás szerint integrálva, tetszőszerinti nyomási felületen előállítható a függélyes sebesség értéke:

$$\omega_2 = \omega_1 - \int_{p_1}^{p_2} D \, dp; \quad (2)$$

itt és a továbbiakban a horizontális divergenciára a $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ jelölést

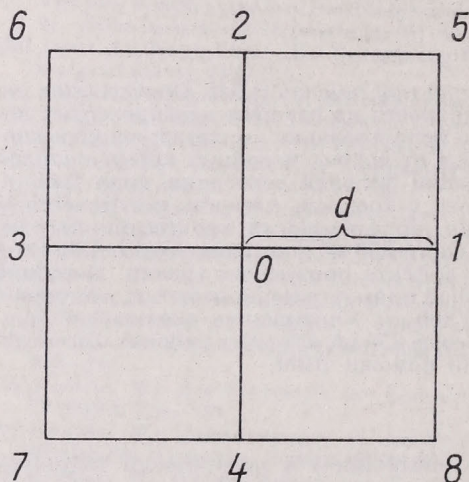
alkalmazzuk. A gyakorlatban az integrál értékének kiszámításánál a réteg alsó és felső határán levő divergenciaértékek matematikai átlagát szokásos felvenni. Ilyen alapon, ha a divergenciát sec^{-1} egységben számoljuk, a főizobárfelületeken uralkodó függélyes sebességre a következő összefüggéseket nyerjük:

$$\omega_{850} = \omega_{1000} + 3,24(D_{1000} + D_{850}) 10^6 \quad [\text{mb}/12 \text{ óra}], \quad (3)$$

$$\omega_{700} = \omega_{850} + 3,24(D_{850} + D_{700}) 10^6 \quad [\text{mb}/12 \text{ óra}], \quad (4)$$

$$\omega_{500} = \omega_{700} + 4,3 (D_{700} + D_{500}) 10^6 \quad [\text{mb}/12 \text{ óra}], \quad (5)$$

A (3) összefüggés azonban meteorológiai szempontból nem teljesen elfogadható. ω_{1000} -t ugyan sík földfelszín esetén jó közelítéssel zérusnak vehetjük, D_{1000} meghatározásával kapcsolatban viszont komoly nehézségek támadnak.



1. ábra. A számításhoz használt derékszögű rácshálózat. $d = 300 \text{ km}$

A talajközeli szélviszonyok ugyanis annyira a földfelszíni kiemelkedések hatása alatt állnak, hogy a nagyméretű folyamatra egyáltalán nem tekinthetjük jellemzőnek.

A sűrűlódási rétegben a turbulens sűrűlódás jelentős divergenciához vezet (sűrűlódási vergencia), amely itt nem részletezett elméleti vizsgálatok szerint a sűrűlódási réteg felső határán a talajnyomás Laplace-operátorával arányos függélyes sebességet eredményez. Véleményünk szerint azonban ezzel még nem merülnek ki teljesen a sűrűlódási rétegben végbemenő vergenciális folyamatok. Fel kell tételeznünk az időjárás átalakulását kísérő dinamikus folyamatok jelenlétének lehetőségét a sűrűlódási rétegen belül is. Ezért [1]-ben a tényleges viszonyok pontosabb megközelítése érdekében úgy tekintettük, hogy a sűrűlódási rétegben a 850 mb-os szinthez hasonló dinamikai folyamatok mennek végbe. Közelebről, azzal a feltevéssel éltünk, hogy a 850 mb-os szintől lefelé a szél az átlagos magassági szélprofilnak megfelelően csökken és a sűrűlódási rétegben a balrafordulás mértéke területi változást nem mutat. Vizsgálatunkban az átlagos légnomást a talajfelszínen 1000 mb-nak, a talajközeli réteg magasságát 40 m-nek (995 mb) választottuk és feltételeztük, hogy ebben a rétegben az erős turbulencia következtében a divergenciák viszonylag kis területen belül kiegyenylítik egymást: eredőjük zérus. *Béll* feldolgozása [2] alapján a sűrűlódási rétegre vonatkoztatott átlagos szélesebesség, $\bar{V}_m = 0,88 \bar{V}_{850}$, amiből a fenti feltételezés értelmében

$$\bar{D}_{995}^{850} = 0,88 \cdot D_{850}. \quad (6)$$

ahol \bar{D}_{995}^{850} a 850 mb-os szint alatt a dinamikai folyamatokból származó divergenciának a nyomás szerinti átlagértéke.

Jelen esetben a divergenciamező kiszámítását az 1. ábrán látható derékszögű rácshálózat pontjaiban észlelt széladatok alapján végezzük el. A d rácstávolságot 300 km-nek vesszük fel. Ekkor a (6) feltételezéssel élve, a 850 mb-os szinten uralkodó függélyes sebesség következőképpen írható fel:

$$\omega_{850} = 4,85 \hat{p}_0 + 5,5 D_{850} 10^6 \quad [\text{mb}/12 \text{ óra}], \quad (7)$$

$$\text{ahol } \hat{p}_0 = p_5 + p_6 + p_7 + p_8 - 4p_0.$$

A divergencia értékét a rácspontokban levő parciális divergenciák matematikai átlaga szolgáltatja:

$$D = \frac{1}{8} (D_1 + D_2 + \dots + D_8).$$

Figyelembevéve, hogy a parciális divergencia a radiális sebességi összetevőből származtatható,

$$D_{1, 2, 3, 4} = \frac{2V_i}{d} \cos \alpha_i,$$

$$\text{és } D_{5, 6, 7, 8} = \frac{2V_i}{\sqrt{2}d} \cos \alpha_j,$$

ahol α_i és α_j a megfelelő pontokban a széliránynak a központból (θ) húzott helyzetvektorral bezárt szöge. Így a teljes divergenciára a következő összefüggést nyerjük:

$$D = \frac{1}{8} \left(\frac{2V_1}{d} \cos \alpha_1 + \frac{2V_2}{d} \cos \alpha_2 + \frac{2V_3}{d} \cos \alpha_3 + \frac{2V_4}{d} \cos \alpha_4 + \right. \\ \left. + \frac{2V_5}{\sqrt{2}d} \cos \alpha_5 + \frac{2V_6}{\sqrt{2}d} \cos \alpha_6 + \frac{2V_7}{\sqrt{2}d} \cos \alpha_7 + \frac{2V_8}{\sqrt{2}d} \cos \alpha_8 \right)$$

Az egyszerűség kedvéért vezessük be a következő jelölést:

$$\Sigma V_r = V_1 \cos \alpha_1 + \dots + V_4 \cos \alpha_4 + 0,7 (V_5 \cos \alpha_5 + \dots + V_8 \cos \alpha_8).$$

Ha az ilyen módon kiszámított divergenciát beépítjük a (3–5) egyenletekbe, a főszinteken uralkodó függélyes sebességre az alábbi összefüggéseket kapjuk:

$$\omega_{850} = -4,85 \hat{p}_0 + 4,6 (\Sigma V_r)_{850} \quad [\text{mb}/12 \text{ óra}], \quad (8)$$

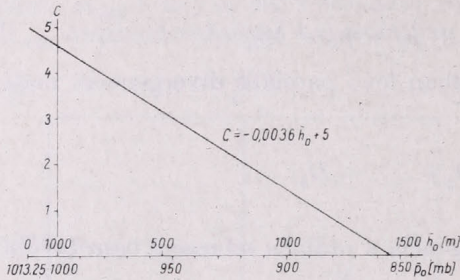
$$\omega_{700} = \omega_{850} + 2,7 [(\Sigma V_r)_{850} + (\Sigma V_r)_{700}] \quad [\text{mb}/12 \text{ óra}], \quad (9)$$

$$\omega_{500} = \omega_{700} + 3,5 [(\Sigma V_r)_{700} + (\Sigma V_r)_{500}] \quad [\text{mb}/12 \text{ óra}], \quad (10)$$

Ahhoz, hogy a (8–10) összefüggések alapján reális divergencia, illetve függélyes sebességi értékekhez jussunk, figyelembe kell vennünk, hogy a meridiánkonvergencia miatt a tényleges szélirányokkal történő számolás hibát eredményezhet. A tényleges szélirányok és térképen felvett derékszögű rácshálózaton a megfelelő szélirányok között *Ozorai* [3] állapított meg összefüggést.

Az általunk alkalmazott 300 km-es rácsávolságnál a meridiánkonvergenciából eredő szélirány korrekció a számítási ponttól balra és jobbra eső pontokban 5 fok körüli értéket tesz ki. E korrekció számításba vétele céljából minden egyes rácsponthoz olyan radiális irányt rendeltünk, amelybe beépítettük a korrekciót. A rácspontokra vonatkozó radiális irányok értékei ($\bar{\alpha}_n$) a következők:

$$\begin{aligned} \bar{\alpha}_1 &= 275^\circ, & \bar{\alpha}_2 &= 180^\circ, & \bar{\alpha}_3 &= 85^\circ, & \bar{\alpha}_4 &= 160^\circ, \\ \bar{\alpha}_5 &= 230^\circ, & \bar{\alpha}_6 &= 130^\circ, & \bar{\alpha}_7 &= 40^\circ, & \bar{\alpha}_8 &= 320^\circ, \end{aligned}$$



2. ábra. A C konstans változása a talajnyomás (p_0) illetve a megfelelő standard magasság (\bar{h}_0) függvényében

Így a nagyméretű függélyes sebesség [mb/12 óra] kiszámítására szolgáló formulák az alábbi formába írhatók:

$$\omega_{850} = -4,85 \hat{p}_0 + 4,6 \cdot (\Sigma V'_r)_{850} \quad (11)$$

$$\omega_{700} = \omega_{850} + 2,7 \cdot [(\Sigma V'_r)_{850} + (\Sigma V'_r)_{500}] \quad (12)$$

$$\omega_{500} = \omega_{700} + 3,5 \cdot [(\Sigma V'_r)_{700} + (\Sigma V'_r)_{500}] \quad (13)$$

ahol

$$V'_r = V_1 \cos \alpha'_1 + \dots + V_4 \cos \alpha'_4 + 0,7 (V_5 \cos \alpha'_5 + \dots + V_8 \cos \alpha'_8),$$

az α'_n értékei pedig az

$$\alpha'_n = \alpha_n - \bar{\alpha}_n$$

összefüggés alapján képezhetők.

A (11)-el kapcsolatban hangsúlyoznunk kell, hogy a konstansok arra az esetre vonatkoznak, amikor a talajfelszínen a légnyomás 1000 mb. Természetesen itt a vizsgálati területre vonatkozó átlagról, a

$$\bar{p}_0 = \frac{p_1 + p_2 + p_3 + p_4 + 0,7 (p_5 + p_6 + p_7 + p_8)}{8}$$

értékről van szó. Ha a sűrűdési réteg átlagos magasságát 1000 m-nek vesszük, az európai kontinens fölött a rácspontok túlnyomó többségében feltételezhetjük hogy a sűrűdési réteg a 850 mb-os szint alatt helyezkedik el. Ekkor viszont az első konstans értéke nem változik. Más a helyzet a másik állandóval (továbbiakban C); ha ui. a talajfelszín magasabban helyezkedik el, a 850 mb-ig terjedő réteg vékonyabb, a konstans értéke csökkenni fog. A 2. ábrán bemutatjuk C értékének változását a talajnyomás (\bar{p}_0) függvényében. A nyomásértékek mellett a standard légkörből leszarmaztatott magassági értékeket (\bar{h}_0) is megadjuk. \bar{h}_0 -ra nyilvánvalóan a

$$\bar{h}_0 = \frac{h_1 + h_2 + h_3 + h_4 + 0,7(h_5 + h_6 + h_7 + h_8)}{8}$$

összefüggés áll fenn. Könnyű belátni, hogy C -nek a légnyomás horizontális változásából és \bar{V}_m növekedéséből eredő módosulást elhanyagolhatjuk.

A fenti módon – legalábbis részben – a domborzat hatását sikerült figyelembe vennünk. Rögzített rácshálózat használatánál a C konstans értékeit az átlagos felszínmagasságnak (\bar{h}_0) megfelelően rácspontokként változtathatjuk.

Mínt hogy a szél a turbulencia és a gravitációs hullámok perturbáló hatása alatt áll, a divergencia számításnál Landers [4] szerint a tényleges széladatok simítása látszik szükségyszerűnek. Az [1]-ben alkalmazott technikánál előírtuk simított széladatok képezését a rácspontokban. Jelenleg megvan a lehetőség arra, hogy a rácspontokban az objektív analízis technikával előállított széladatokat használjuk, amelyeket eleve simított értékeknek tekinthetünk. A nyolc széladat felvételének megvan az az előnye, hogy egy-egy széladat esetleges hibája minimális súllyal jön számításba a divergencia értékénél.

IRODALOM

- [1] Tanczer T.: A nagyméretű divergencia és a függőleges sebesség meghatározása (orosz nyelven). *Időjárás*, 70. 2. 1966.
- [2] Béll B.: A troposzféra éghajlata Magyarország fölött. Budapest, 1954.
- [3] Ozorai Z.: Az objektív diagnosztikai és prognosztikai módszereknek térképvetületekkel összefüggő néhány problémájáról. *Időjárás*, 77. 2. 1973.
- [4] Landers, H.: A three-dimensional study of the horizontal velocity divergence. *Journal of Meteorology*, Vol. 12. No. 5. 1955.

Hazai állóvizeink albedójának vizsgálata

DÁVID ARANKA, MAJOR GYÖRGY és TAKÁCS OLGA, Központi Légekfizikai Intézet, Budapest

Investigations on the Albedo of Standing Waters in Hungary. According to measurements carried out concerning lakes of different character the values of water albedo indicated in references are not characteristic of the standing waters of Hungary. In this article figures are presented for the determination of the daily albedo of the lakes Fertő and Balaton. By means of these figures the albedo of lakes can be determined for any day of the year and any degree of cloudiness by indicating on the figure, representing global radiation, the daily sum of global radiation at the point corresponding to the date of the given day. If that point is above the line showing the limit of clear days, the value of the albedo can be determined by the curve „clear” contained in the respective albedo-figure. If global radiation is lower than the value shown by the lower curve, the albedo, valid for overcast weather is to be applied. The value of global radiation will fall, in most cases, into the range delimited by the two curves. The albedo value, possible on the given day is to be divided by the corresponding albedo value in the same ratio in which the interval between clear and cloudy values is to be divided by the daily sum of global radiation. By this method the daily albedo of the Lake Fertő and that of Lake Balaton can be determined with a satisfactory exactitude.

*

Исследования по альbedo стоящих вод в Венгрии. По измерениям, проведенным по озерам разного характера, значения альbedo воды, указанные в литературе, не являются характеристическими для стоящих вод в Венгрии. Авторы предлагают рисунки для определения дневного альbedo озер Фертэ и Балатон. При помощи этих фигур альbedo озер можно определять на любой день года и для любой облачности таким образом что на рисунке, изображающей глобальную радиацию, указывается глобальная радиация у пункта, соответствующей дате данного дня. Если этот пункт находится над линией, указывающей предел ясных дней, значение альbedo можно определить путем кривой «ясный», содержащейся в касающей фигуре для альbedo. Если глобальная радиация ниже, чем значение, указанное нижней кривой, так следует применять альbedo облачной погоды. В большинстве случаев значение глобальной радиации падает в область, размежеванную двумя кривыми. Значение альbedo, возможное на данном дне, следует разделить с соответствующим значением альbedo по той же пропорции, по которой интервал между ясной и облачной погодой разделяется с дневной суммой глобальной радиации. С применением этого метода можно определять дневный альbedo озер Фертэ и Балатон с удовлетворительной точностью.

*

Bevezetés

A felszín sugárzásháztartásának, és ezen keresztül hóháztartásának, alapvető tényezője az albedó. A természetes felszínnek közül a vízfelület albedója nemcsak azért játszik különleges szerepet, mert Földünk nagyobb részét óceánok és tengerek borítják, hanem azért is, mert a víz visszaverőképesége kisebb mint egyéb természeti anyagoké, ezenkívül pedig a víznek a felszíne szabályszerű periódikus hullámzást végez egyensúlyi helyzete, a vízszintes sík, körül. Egyéb természetes felszínéknél maga a felület kifejezés is csak igen általános értelemben használható (pl.: erdő, szántott talaj), és ezek a „felületek” általában nem homogének. Az elmondottak alapján érthető, hogy számos szerző miért közöl részletes víz-albedó táblázatokat: az ezekben található számértékek másutt és máskor is eléggé pontosan jellemzik a víz rövidhullámú sugárzás visszaverő képességét. Az idevágó művek közül csak néhányat idézünk: Kondratyev (1969), Kondratyev (1972), Kirillova (1970), Ter-Markarjanc (1961). Nunez, Davis és Robinson (1972) úgy vélték, hogy az albedó napi értékeit 1% pontossággal visszaadja az évi menetet leíró görbe. Az elmondottak alapján úgy tűnik, nem érdemes a vízfelület által visszavert sugárzást mérni, mivel

visszaverő képességét jól ismerjük, így a sugárzási egyenlegnek ez a komponense a globálsugárzásból könnyen kiszámítható. A mérés ellen szólnak bizonyos technikai nehézségek pl. víz felett a sugárzásmérők hamarabb korrodálódnak, mint szárazföldön, a műszert tartó állványzat és árnyéka zavarja a visszavert sugárzás mezejének homogenitását, stb. Mielőtt azonban a hazai mérések és az azokból leszűrhető tapasztalatok ismertetésére rátérnénk, röviden felidézzük a víz albedójának alakulásában szerepet játszó tényezőket.

Különböző törésmutatójú közegek határfelületére érkező sugárzásnak csak egy része halad át a felületen, másik része pedig visszaverődik. A felszíni visszaverés mértéke Fresnel formulái alapján könnyen megkapható (pl.: *Horváth*, 1956), mint a beesési szög függvénye. A levegőből a vízbe hatoló sugárzás szóródik, és a szórt sugárzás egy része visszajut a levegőbe. Tehát a víz albedója minden esetben két tényezőtől, a felszíni reflexiótól és az ún. visszaszórástól függ. Ha a víz nem túl mély, akkor az alsó határfelületéről a vízfeneokról visszaverődött sugárzás szintén növeli az albedót.

Hazai méréseink

A Fertő tavon három éven keresztül végzett sugárzásháztartás mérések megerősítik a bevezetőben elmondottakat: az albedó napmagasság-függésének évi menete nem mutat változást. Az albedó-mérések eredményeiről szóló beszámolók (*Dávid* 1970, *Dávid és Kozma* 1971) részletesen ismertetik a Fertő tónak azon sajátosságait, amelyek lényegesek az albedó szempontjából. Itt ezeket csak röviden idézzük.

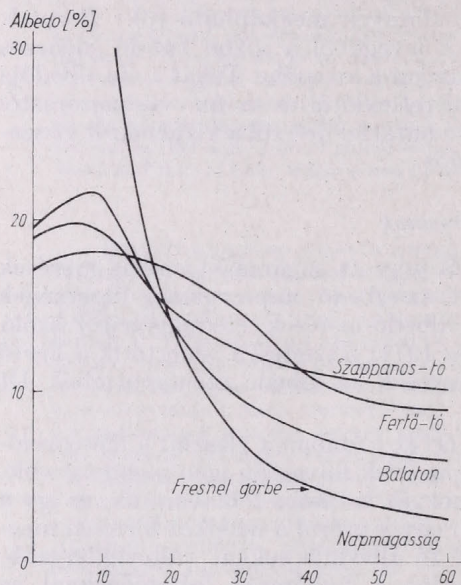
A víz átlagos mélysége az 1 m-t sem éri el, azonban a vízszint a meteorológiai és a hidrológiai tényezőktől függően az évek folyamán igen ingadozó volt. A tó vastag iszaprétege a legkisebb vízmozgás hatására felkavarodik, és így a víz színe a hullámvás mértékétől függően egyik óráról a másikra hirtelen megváltozhat. Ennek következtében a Fertő tó albedója sokkal változékonyabb, mint pl. a Balatoné. Eredményeink szerint a hullámvás fokozódásával az albedó értéke nő, ugyanis a zavarosabbá vált víz az össz-sugárzás nagyobb százalékát reflektálja.

A Fertő tó gazdag növényvilága is erősen hozzájárul a tó albedójának és ezen keresztül sugárzásháztartásának sajátos alakulásához. A partmenti sávon savanyúfüvek nőnek, a víz belseje felé haladva ezután következik a nádövezet, amely a partvonaltól helyenként 5–6 km-ig is terjed. A tóban élő moszatok, valamint a szél által letépett egyéb növényi részek a nyílt vizen úszva ugyancsak erősen rontják a víz átlátszóságát. A nádas belső határától mindössze 50 m-re elhelyezett albedóméter adatai tehát nem lehetnek jellemzőek tiszta vízfelületre. A Balaton albedóját a tó közepén, Balatonszemes magasságában elhelyezett mesterséges szigetre erősített reflexsugárzás mérő, és a siófoki globálsugárzás mérő műszer adatai alapján határoztuk meg, két nyár folyamán végzett mérésekből. A tó közepén a víz mintegy 3–4 m mély és eléggé tiszta, ezért várható, hogy albedója eltér a Fertőtől. Mint közismert, a Balaton kisebb-nagyobb mértékben, de állandóan hullámvás. A harmadik állóvíz, amelynek albedóját vizsgáljuk a Szappanosszéki tó. Néhány nyári napon gyűjtött mérési adatot *Vancsó Imre*, a VITUKI munkatársa bocsátott rendelkezésünkre. Ez a kis lefolyástalan, sekély (30–50 cm jellemző mélységű) tó Kecskemét közelében van. Víze annyira sós, hogy élőlény nem található benne. Alját 20 cm vastag fekete iszap borítja. A csekély vízmélység következtében alig hullámvás.

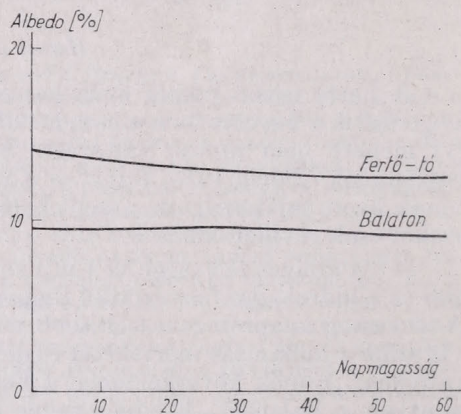
Amint a felsoroltakból kitűnt, a vizsgált 3 tó hazai állóvizeink jellegzetes típusait képviseli, ezért a később ismertetésre kerülő eredmények alapján tehát a többi hazai tó albedójának fő jellegzetességei mérések nélkül megállapíthatók.

Az albedó függése a napmagasságtól

A napmagasságfüggés elemzése feltárja a három tó albedójában mutatkozó eltérés fizikai okait. Az 1 ábrán láthatók a néhány derült nyári napra vonatkozó mérések átlagaként kapott empirikus görbék, együtt a Fresnel-féle elméleti



1. ábra: Az albedó függése a napmagasságtól, derült időben



2. ábra: Az albedó függése a napmagasságtól, borult időben

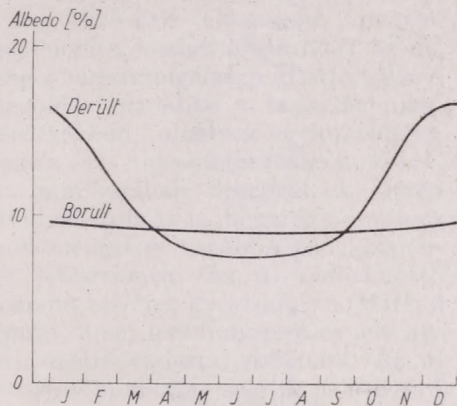
görbével. A felszíni visszaverést leíró elméleti görbétől nemcsak azért térnek el a mérésen alapulóknak, mivel ez utóbbiak tartalmazzák a visszaszórást és a fenék-visszaverődést is, hanem azért is, mert Fresnel görbéje csak az adott magassági szögben beeső párhuzamos sugárnyaláb reflexióját írja le, a valóságban pedig a globálsugárzás mindig jelentős diffúz összetevőt is tartalmaz a direkt sugárzás mellett. A diffúz sugárzásra vonatkozó albedó (2. ábra) közepes helyet foglal el a napmagasság szerinti változás tartományában, körülbelül a 30 fokhoz tartozó értékekkel egyezik meg. A napmagasság csökkenésével egyre nő a diffúz sugárzás részaránya a felszínre jutó globálsugárzásban, ez a magyarázata annak, hogy alacsony napmagasságoknál a tényleges albedó kisebb, mint a Fresnel görbével leírt párhuzamos sugárnyalábra vonatkozó felszíni reflexió. A 10 fok körüli maximumot nem minden szerző mutatta ki méréseiből, noha többen felhívták létezésére a figyelmet (Kondratyev 1965, Kondratyev 1969, Raschke 1972).

Nagyobb napmagasságoknál a mért albedó nagyobb, mint a párhuzamos sugárnyalábra vonatkozó felszíni reflexió. Itt már nemcsak a globálsugárzás diffúz összetevőjének szerepe érvényesül, hanem a visszaszórás és a fenék-visszaverődés is. A három empirikus görbe nagy napmagasságoknál mutatkozó eltérése a vízmélységnek különbségeit tükrözi. Hasonló tanulság adódik a 2. ábráról is. A borult napokon mutatkozó „napmagasságfüggés” arra utal, hogy

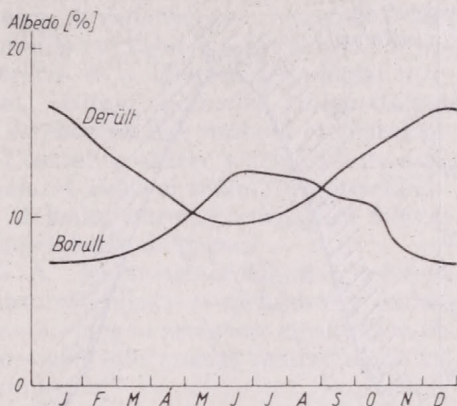
nemcsak a derült napokon, hanem a borult napokon sem izotróp a globál-sugárzás. (A Szappanos tóra vonatkozó adatsorban nem volt elegendő egyenletesen borult napon gyűjtött albedó érték.)

Az albedó évi menete

Amint az 1. és 2. ábra összehasonlításából kitűnik, derült és borult napokon eltér az albedó napi menete. Ha a derült és borult napok átlagos albedóit hasonlítjuk össze, akkor már nem olyan nagy az eltérés, mint az óraértékeknél,



3. ábra. A Fertő-tó albedójának évi menete, derült és borult időben



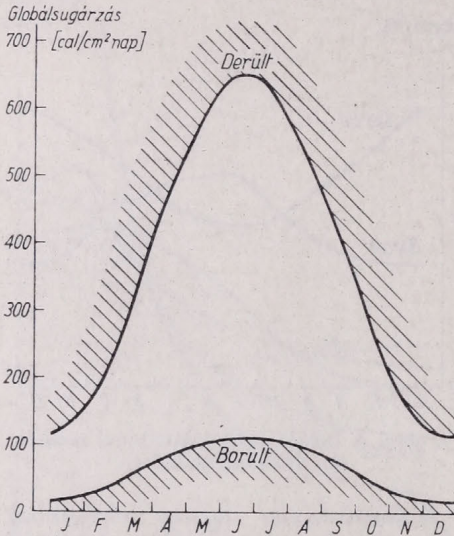
4. ábra. A Balaton albedójának évi menete derült és borult időben

azonban még ez a különbség is jelentős. A Fertő tavon végzett mérésekből meghatároztuk külön a derült napok és külön a borult napok albedóit. A három év átlagaként kapott évi menetet mutatja a 3. ábra. A Balatonra vonatkozó görbéket (4. ábra) a nyári mérésekből megállapított napmagasságfüggés alapján szerkesztettük, mivel téli és tavaszi méréseink nincsenek. Mindkét ábra csak vízfelületre vonatkozik, a jég visszaverőképességéről később, egy külön tanulmányban számolunk be.

A Fertő tavon végzett mérések szerint a borult napok albedói különleges évi menetet mutatnak, amely eltér az irodalomban található adatoktól. Mivel ez a várttal ellentétes évi menetet több év során azonosnak találtuk, realitásához nem férhet kétség. A derült napok magas téli albedóértéke a már ismertett napmagasság-függés következménye. Télen a borult napokat általában szélcsend jellemezte a Fertőn, amelynek következtében az iszap az elhalt növényi részekkel együtt a tófenékre süllyed. Ennek következtében télen kisebb a reflexió, mint nyáron, amikor a vízben (szeles és szélcsendes időben egyaránt) lebegő élő moszatok és úszó növényi részek erősen megnövelik a visszaverődést. Ez okozza, hogy a borult napok albedói nyáron veszik fel a maximális értéket. A nem teljesen derült és nem teljesen borult napok albedói az ábrákon bemutatott két szélső érték közé esnek. Az év bármely napján, tetszőleges borultság mellett érvényes albedó meghatározható a két ábra alapján, segítségül véve az 5. ábrát. Valamely tetszőleges napra vonatkozó albedó értékének meghatározása a következőképpen történik: Az adott nap dátumának megfelelő helyen az 5. ábrára felmérjük a globálsugárzás napi összegét. Ha a pont a derült napok határát jelző vonal fölött van, akkor a 3. vagy 4. ábráról a „derült” jelzésű

görbe adja meg az albedó értékét. Ha a globálsugárzás kisebb, mint az alsó görbe által mutatott érték, akkor a borult esetben érvényes albedót kell használnunk. Az esetek többségében a globálsugárzás értéke a két görbe által közrefogott tartományába kerül. Amilyen arányban osztja a globálsugárzás napi összege a derült és borult értékek által határolt intervallumot, ugyanolyan arányban kell osztani a megfelelő albedó értékek az azon a napon lehetséges albedó-intervallumot.

Az ismertetett módon a Balaton és a Fertő tó vízfelületének napi albedója meghatározható. Mivel nem volt elegendő adatunk, a Szappanos tóra nem



5. ábra. A derült, borult és átmeneti napok globálsugárzás alapján történő szétválasztására szolgáló ábra

szerkesztettünk görbéket, de az 1. ábrát figyelembe véve, a sekélyvízű tavakra is adható becsült albedó.

1. Az irodalomban található albedóértékek a hazai állóvizeinkre nem jellemzőek, mert tavaink sekélyek és viziük nem tiszta.

2. Ha csak az albedó évi menetét kívánjuk meghatározni, akkor egy évi mérési anyag általában elegendő. Ha az évi menet sajátosságainak magyarázatát akarjuk megtalálni, akkor ehhez többéves adatsor szükséges. Természetesen ekkor nem nélkülözhetők a víz hullámzására, színére, stb. vonatkozó adatok sem. Ezen a téren további vizsgálatokra van szükség.

IRODALOM

- Dávid A. 1970: A Fertő-tó albedója. Beszámoló az 1970-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSz. Budapest.
- Dávid, A. és Kozma F. 1972: A Fertő-tó sugárzásháztartása (1970—72). Beszámoló az 1972-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, OMSz.
- Horváth, J. 1956: *Elméleti Optika*. Budapest, Műszaki Könyvkiadó.
- Kirillova, T. V. 1970: *Ragyiacionnij rezsim ozer i vodohranijiliscs*. Leningrad, Hidrometizdat.
- Kondratyev, K. Ya. 1965: *Aktyinometrija*. Leningrad, Hidrometizdat.
- Kondratyev, K. Ya. (szerk.) 1969: *Ragyiacionnie karakterisztiki atmosferi i zemnoj poverhnosztji*. Leningrad, Hidrometizdat.
- Kondratyev, K. Ya. 1972: *Radiation Processes in the Atmosphere*. WMO.
- Nunez, M., Davies, J. A. és Robinson, P. J. 1972: Surface Albedo at a Tower Site in Lake Ontario. *Boundary-Layer Meteorology*, 3, 77—86.
- Ter-Markarjanc, H. E. 1961: *Otrazsenie ragyiacii morem. Aktyinometrija i atmosfernejaja optyika* Leningrad, „Nauka”, 231—236.

A bratislavai Hidrometeorológiai Intézet új radarkutató központja

F. SAMAJ, Hidrometeorológiai Intézet, Bratislava

1972. június 28-án ünnepélyes keretek között adták át a meteorológiai radarkutatási és fejlesztési központ új épületét (1. ábra) a Bratislava melletti Malý Javorník (584 m).

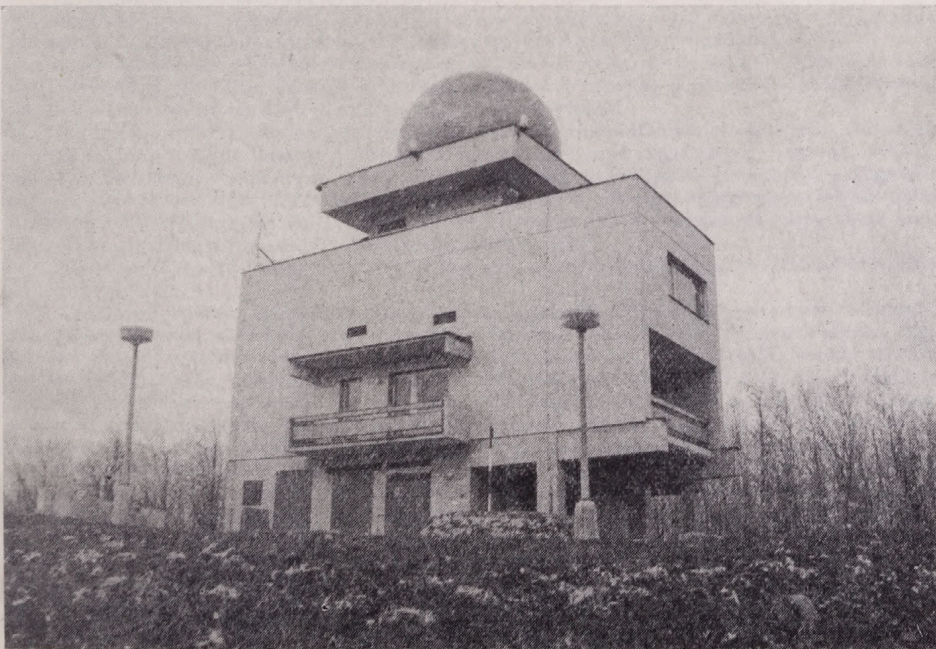
Az 1968-ban elfogadott tervnek megfelelően hozták létre, hogy az országos radarszolgálaton kívül segítse a megoldást azokban a radartechnikai kérdésekben, amelyek a kutatásfejlesztés és a hidrometeorológiai szolgálat munkájában felmerülnek. Ezen kívül cél volt az is, hogy egy országos módszertani és továbbképző központot létesítsenek. Az új radarkutató központ szovjet gyártmányú, MRL-2 típusú, 3 cm hullámhosszú és 300 km hatósugarú radarral működik. Az új központ munkáját segítik a korszerű berendezések (fakszimile adó-vevő, telex, és rádióteleprinter).

A radarközpont — melynek vezetője *D. Podborsky* — folyamatosan biztosítja a radarmegfigyelési adatokat a szinoptikai, repülésmeteorológiai és a hidrológiai előrejelző szolgálat részére. A radarképeket vezeték nélküli fakszimile továbbítja a bratislavai repülőtérre és a Hidrometeorológiai Intézet vízügyi előrejelző szolgálatához. Létrehoztak egy műhold meteorológiai osztályt, amely a szinoptikus szolgálatot látja el műholdfelvételekkel.

Jelenleg háromféle kutatási feladat megoldásán dolgoznak:

— A radarmeteorológiai mérések automatizálása a csehszlovák hidrometeorológiai szolgálat egységes automatizált információs rendszerének keretében.

— Egy optikai quantum-radar készülék kidolgozása és alkalmazása az



1. ábra. A bratislavai Hidrometeorológiai Intézet új radarkutató központja

ipari központok feletti légköri szennyezettség mérésére (lézer-radar, ill. LIDAR).

– A radartechnika felhasználása csapadékintenzitások mérésére árvízhelyzetek alkalmával.

A kutatási programokon kívül egy radarmeteorológiai kézikönyv kiadását készítik elő és tanfolyamot indítanak a radarmeteorológia és radarmegfigyelések módszereiről szinoptikusok, repülésmeteorológusok, klimatológusok és hidrológusok számára.

Az utóbbi két esztendő folyamán a szocialista országok nemzetközi együttműködése terén különleges figyelmet fordítottak a radarmeteorológiára. A szocialista országok hidrometeorológiai szolgálatainak IX. Igazgatói Konferenciája III. számú határozata megbízást adott a bratislavai Hidrometeorológiai Intézetnek, hogy 1972-ben megrendezze a szocialista

államok I. Radarmeteorológiai szakértői ülését. Ugyanekkor nemzetközi szimpoziумot is rendeztek „Alkalmazott radarmeteorológia” címmel, hat ország részvételével. Az Ulan-Batorban tartott XII. Igazgatói Konferencia IV. számú határozata értelmében a II. radarmeteorológiai ülést 1973-ban Bratislavában kell összehívni.

Az 1973. év folyamán a radarközpont személyzeti állományát 16 főre emelik, úgy, hogy ebből 5 fő főiskolai végzettségű (3 meteorológus; 2 mérnök, különleges mérés-automatizálási képesítéssel) legyen. Ugyancsak 1973-ban egy további épület felépítését kezdik meg, amelyben majd a csehszlovák gyártmányú TESLA RM—3 radarmeteorológiai műszert, a harmadik generációs automatikus számláló berendezést és a hozzá csatlakozó ugyancsak csehszlovák gyártmányú rajzoló berendezést, a DIGIGRAPH-ot helyezik el.

Hibajegyzék: Lapunk 77. évfolyamában (1973/5. szám), a 375. oldalon megjelent cikk címe helyesen; „*A Magyar Meteorológiai Társaság XVII. Vándorgyűlése*” (a tévesen megjelent VII. helyett).

VELTISHCHEV, N. F. — R. K. ANDERSON: *The Use of Satellite Pictures in Weather Analysis and Forecasting* (A műholdképek felhasználása az időjárás elemzésében és előrejelzésében) WMO Technical Note No. 124. Geneva, 1973. 275 p.

Az első TIROS műhold fellövése (1960) új lehetőségeket nyitott meg a meteorológiai kutatásokban. A műholdképek elemzése a cirkuláció olyan szinoptikus, illetve planetáris méretű zavarait tárja fel, amelyek a földi állomások megfigyeléseiből nem bontakoznak ki. Különösen nagy jelentősége van a műholdfelvételeknek a ritka állomáshálózzal rendelkező körzetek felett, mint pl. az óceánok és a sarkvidéki területek.

1960 után a WMO-nak több, a műholdképek elemzésével foglalkozó kiadványa jelent meg. A feldolgozási technika fejlődésével és a megfigyelési anyag megnövekedésével ezekről a felvételekről egyre több információ birtokába jutunk. Szükség volt tehát egy, az előzőknél átfogóbb jellegű mű kiadására is, amely szintézisbe foglalja a műholdmeteorológia eddigi eredményeit. Ezeknek a követelményeknek tesz eleget ez a kiadvány, amely N. F. Veltishchev és R. K. Anderson irányításával szovjet és amerikai kutatók együttműködésének eredménye.

A kiadvány öt részre tagolódik. Az első fejezet a műholdas televíziós (TV) és infravörös képek készítésének elvét vázolja. A TV felvételek készítésének alapja a különböző minőségű felszínnek eltérő albedója. Ilyen felvételek éppen ezért csak a nappali féltekén készíthetők. Az infravörös képeknél a hősugárzást használják fel a felvételek előállítására. Az ún. vízgőzablakok hullámhosszai a legalkalmasabbak erre, ahol a légkör elnyelése minimális.

A második fejezet a különböző felhők TV és infravörös képeken látható jellemzőit tárgyalja. A TV képeken a nagy vertikális kiterjedésű felhőzet fényesebb, mert nagyobb az albedója, az infravörös felvételeken viszont a felhőtető magassága a meghatározó: a magasabb szintű és éppen ezért alacsonyabb hőmérsékletű felhők tűnnek fényesebbnek. Az egyes felhőelemek, majd a felhőtársulások bemutatását a különböző méretű felhőrendszerek leírása követi a mezoskálától a planetáris méretig.

A mezoskálájú felhőformációk közé tartoznak a nyitott és zárt konvekciós cellák, felhőutak, a hullámfelhők, és a mezoméretű örvények. Ennél a skálánál nagyobb a regionális skála. A szerzők ide sorolják a 200—500 km átmérőjű felhőörvényeket és instabilitási vonalakat.

A szinoptikus méretű felhőformációk közé az 500—1000 km átmérőjű képződmények tartoznak; ilyenek pl. időjárási frontok és a futóáramlások felhőzete. A planetáris skála jelenségeit az 1000—5000 km kiterjedésű planetáris hullámok képviselik.

A felhőzet után a különböző minőségű felszínnek műholdfelvételeinek leírása következik. A földfelszínről készült televíziós felvételek fényessége a megvilágításnak (napszak, évszak és földrajzi szélesség), valamint a felszín boritottságának (növényzet, hótakaró) függvénye; az infravörös felvételeken a hőmérséklet a döntő tényező. A hőfelszín felismerésére jobban felhasználhatók a TV képek, mint az infravörös felvételek, mert a hó és a hőmentes felszín közti hőmérsékletkülönbség kicsi, viszont az albedóbeli különbség nagy.

A harmadik fejezet a műholdfelvételeknek a trópuson kívüli szélességeken történő felhasználását mutatja be.

A felhőzet pontosan tükrözi az atmoszférában lejátszódó időjárási folyamatokat: a különböző szinoptikus képződményeknek más-más felhőtársulások felelnek meg. Nagymértékben függ a felhőzet mező szerkezete a légtömeg és az alatta levő felszín között lejátszódó hőcserétől. Nagy kiterjedésű homogén felhőzet csak óceánok felett alakulhat ki. Hatással vannak a felhőtakaró szerkezetére a légtömeg stabilitási viszonyai is. Jellegetes felhőzetet hoznak létre a hideg és meleg frontok. Az aktív hideg frontok felhőzetének jellemzőit a nagymértékű baroklinitás hatására létrejövő erős vertikális és horizontális áramlások alakítják ki. A meleg front felhőzete rendszerint egységes nimbostratusból áll, amely nyáron cumulonimbus-csoportokat is tartalmazhat. A frontok mögött a műholdképeken viszonylag felhőtlen terület látható, ez azonban a hideg frontok esetében élesebben rajzolódik ki, mint a meleg frontoknál.

A ciklonok kialakulását a felszíni nyomáeloszlás és a felhőzet megváltozása mutatja. A ciklonfejlődés kezdeti szakaszában, az ún. hullámstádiumban a front keletkezését a felhőzet megvastagodása jelzi. A fejlődő ciklonban a hideg és meleg front felhőzete már jól megkülönböztethető. Az okkludáló ciklonban megkezdődik a hideg és meleg front felhőzetének összeolvadása egyetlen spirállá. Okkludált állapotban a központi örvény és az okkludált fő front felhőzete elkülönül.

Nemcsak a ciklonoknak, hanem az anticiklonoknak is jellegzetes felhőrendszerük van. Erre is

számos példát adnak a szerzők. A fejezet utolsó része bemutatja a műholdképek felhasználását az előrejelzésben.

A ciklon felhőzetének képe alapján következtetni lehet a ciklon haladási irányára és sebességére. Általában az asszimmetrikus felépítésű ciklonok gyorsabban haladnak, mint a szimmetrikus felépítésűek. A frontok haladási irányát a frontvonal egyes szakaszaira külön-külön állapítják meg; a front áthelyeződése mindig merőleges a frontális felhőzet hosszanti irányára. Ami a haladási sebességet illeti, a gyorsan mozgó front hátoldala élesen rajzolódik ki, míg kis sebesség esetén a hátoldal elmosódott.

A kiadványnak ez a fejezete a leghasznosabb a szinoptikusok számára, mert igen sok szinoptikus térképet és műholdképet hasonlít össze.

A *negyedik fejezet* a műholdképeknek a trópusi területeken történő felhasználását írja le. Ezek a területek a ritka állomáshálózat következtében a műholdképek döntő szerepet kapnak az időjárás helyzet elemzésében. Részletesen foglalkozik a könyv a trópusi ciklonok kialakulásával kapcsolatos felhőképekkel, valamint a trópusi ciklonokban uralkodó szélesebesség meghatározásának lehetőségeivel.

A kiadvány utolsó, *ötödik fejezete* azt a kérdést tárgyalja, hogyan lehet a műholdképek alapján a felhőzet túlmenően néhány más meteorológiai paramétert meghatározni. Aktív frontok felhőzete pl. alkalmas a szélirány meghatározására. A frontfelhőzet szintjében, a középső troposzférában, a szélirány közel párhuzamos a felhőzettel. Az 500 mb-os szinten a felhőzet az izohipszák mentén helyezkedik el. A talajfelszínen azonban a súrlódás következtében konvergencia mutatkozik és a szélirány a felhőzet belseje felé mutat.

Konvektív felhőzet esetében is meghatározható a szél iránya és sebessége. A nyitott cellák pl. a szél erősség növekedésével sarló alakú felhők képeznek, a hátoldalon pedig sűrűbbé válnak. Ha a szélesebesség tovább nő, a sarlók láncokká alakulnak és a szél irányába rendeződnek; ilyenkor már felhőutakról beszélünk. Foglalkozik a könyv a relatív nedvesség, a kondenzáció és a turbulencia meghatározásának lehetőségeivel is.

A mű minden fejezete igen gazdag irodalmi anyagra támaszkodik. Ezen kívül műholdképek sokaságának részletes elemzésével segíti a témával foglalkozó szakemberek munkáját. Igen értékesek a IV. és V. fejezet műholdképek alapján készült sémái, amelyek a valóság kissé egyszerűbb ábrázolásával könnyítik meg a bonyolult folyamatok megértését olyanok számára is, akik erre a könyvről támaszkodva nyernek bevezetést a légköri folyamatok analízisének kérdéseibe.

Török Éva

HALTINER, GEORGE J.: *Numerical Weather Prediction. (Numerikus időjárás előrejelzés).* John Wiley and Sons, Inc., New York, 1971. 317 oldal, 54 ábra 5. táblázat.

Gyakorlati szempontból is haszonnal forgatható tankönyv jelent meg a közelmúltban a dinamikus meteorológiának napjainkban rohamosan fejlődő ágáról, a dinamikus módszereken alapuló időjárás előrejelzéséről. A könyv szerzője, aki az *F. L. Martin*-nal közösen írt *Dynamical and Physical Meteorology* c. könyve révén nem ismeretlen a hazai szakemberek előtt, maga is eredményes művelője a számszerű prognosztikának.

Műve a numerikus prognosztika minden jelentősebb kérdését áttekinti, a hidrotérmodinamikai egyenletek felállításától kezdve az egyenletek integrációja numerikus módszerein keresztül a légköri mezők objektív analízisének problematikájáig.

Az első két fejezet a légköri mozgásokat leíró egyenleteket ismerteti a megfelelő koordináta-transzformációkkal együtt. Külön ki kell emelnünk a meteorológiában használatos térképvetület típusok részletes tárgyalását, amely a gyakorlati szakember számára különösen érdekes. Ebben a részben, a leegyszerűsített egyenletek perturbációs módszerrel történő linearizálásával, egységes szempontból vizsgálja a légköri oszcillációk főbb típusait: a különböző hanghullámokat, gravitációs hullámokat és a meteorológia szempontjából elsődlegesen fontos *Rossby*-hullámokat.

A karakterisztikus méretek bevezetésével, a harmadik fejezetben, a hidro-termodinamikai egyenletek nagyságrendi analízisét ismerhetjük meg. Ezt a fejezetet a perturbációs kifejtés módszerének rövid leírása teszi teljessé. Felhasználva ennek a résznek az eredményeit, a negyedik fejezet olyan egyenleteket mutat be a kinetikus, a potenciális és a belső energia termelésére, amelyek alkalmasak az energia különböző formái közötti transzformációk analízisére.

Mivel az elektronikus számítógépek elterjedésével a hatásfüggvényes és grafikus integrációs sémák ma már háttérbe szorultak, ezért ezekről a numerikus módszerek alapos áttekintését adó ötödik fejezetben csak rövid említés történik. Viszont részletesen ismerhetjük meg a numerikus módszerek alkalmazásakor fellépő trunkációs hibák és a lineáris instabilitás kiküszöbölésére alkalmazott eljárásokat.

A további tárgyalás során a leegyszerűbb barotróp modellektől kiindulva három fejezetben keresztül ismerteti a szerző a legismertebb légköri modelleket, majd a tizenharmadik fejezetben a primitív egyenletek integrációs sémáival teszi teljessé a légköri modellekről alkotandó képet.

A légköri mozgások dinamikájának egyik talán legfontosabb, s jelenleg már elég mélyen megismert folyamata a latens hő felszabadulásának mechanizmusa, amely különösen a *sub-grid* skálájú folyamatok esetén jelentős. Erről, továbbá a sugárzás hatásairól szolt a kilencedik fejezet, amelyhez szorosan kapcsolódik a tizedik, a cumulus-konvekció parametizációját és a trópusi területekre szolt előrejelzési módszertanát taglalt fejezet.

Mivel az előrejelzési egyenletek jellegüket tekintve nemlineárisak, óvatlan megoldásuk során ún. *aliasing* hatás lép fel, amely a nagyon rövid hullámok hamis erősödésében jelentkezik. Ennek kivédésére megfelelő simító és szűrési eljárásokat dolgoztak ki, amelyek az advekción sémákkal együtt a tizenkettedik fejezet tárgyát képezik.

Végül a kiindulási mezők konstruálásának polinomiális és variációs módszeréről, majd a primitív egyenletekre vonatkozó inicializációs eljárásokról olvashatunk. Sajnálatos, hogy ebben a részben a szerző nem szolt az objektív analízis statisztikai módszereiről, amelyek eredményes voltát szovjet szerzők munkái bizonyítják.

A függelékben bemutatott két konkrét időjárás helyzet analízisének és előrejelzésének részletes ismertetése nagymértékben elősegíti a bemutatott elméleti anyag alkalmazásának megértését és megbízhatóságának le mérését. A részletes irodalomjegyzék és tárgymutató jelentősen megkönnyíti az érdeklődő olvasó tájékozódását.

A könyv alapos megértéséhez a dinamikus meteorológia alapjainak ismereténél több nem szükséges, mivel a rendkívül didaktikus tárgyalásmód révén szinte önmagától tárul fel az olvasó előtt a numerikus prognosztika egész problematikája.

Haltiner könyvét nemcsak a felsőbb évfolyamos meteorológus hallgatók forgathatják haszonnal, hanem a numerikus előrejelzési modellek fejlesztésével foglalkozó kutatók és az eredményeket alkalmazók is.

Dévényi Dezső

КОНДРАТЬЕВ, К. Я. (под ред.): Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций (A természetes környezet vizsgálata személyzettel ellátott orbitális állomásokkal) *Gidrometeoizdat* Leningrad 1972. 398 old., 156 ábra, 26 táblázat. Ára: 8 rbl. 10 kop.

Az automatikusan működő kozmikus laboratóriumok mellett nagyon fontos, sokszor alapvető szerepe van azoknak a vizsgálatoknak, amelyeket a személyzettel ellátott mesterséges égitestekkel végeznek. A vonatkozó szakirodalomban az automatikus állomásokkal végzett mérések módszeréről, az eredmények interpretálásáról viszonylag sokat olvashatunk, míg a személyzettel ellátott mesterséges égitestek megfigyeléseiről összefoglaló munka eddig nem jelent meg. Ezt a hiányt pótolja a *Kondratyev* akadémikus által szerkesztett és 12 munkatársat felvonultató monográfia. A könyvben a szerzők a Szaljut, Vosztok, Voszhod és Szajuz típusú űrlaboratóriumok mérési eredményeivel, ezek magyarázatával és technikai felszereléseivel foglalkoznak, a hasonló célú amerikai űrállomások adatait csak összehasonlítás formájában használják fel.

A könyv témája sokoldalú, de a légkörfizikai, meteorológiai problémák mellett hidrológiai, oceanográfiai, geofizikai, geológiai, geobotanikai, geográfiai, geomorfológiai, mezőgazdasági, ipari és antropogén tényezők vizsgálatával is foglalkozik. Rohamosan fejlődő tudományágról lévén szó, bőven tárgyalják a szerzők a módszerek és műszerek tökéletesítésének a kérdéseit is.

A nagyon széles körű, de az űrkutatás egészében csak részterületet felölelő tárgykört, három részre tagolják a szerzők. Az első rész a Föld és földközeli kozmikus közeg vizuális megfigyelésének eredményeivel foglalkozik. A második részben a Földnek a kozmoszból történő fényképezése által szerezhető információk megszerzési módjáról és ezek interpretálásáról olvashatunk. A harmadik nagy részben a Föld spektrofotometriai vizsgálatainak módszereit és a kapott eredményeket írták meg.

Az egyes részek fejezetekre, a fejezetek paragrafusokra tagozódnak. Az első rész 8 paragrafust tartalmaz, a második 4 fejezetre oszlik és 20 paragrafust tartalmaz. A harmadik részben 3 fejezettel és 23 paragrafussal találkozunk.

Az első rész 8 paragrafusa szinte kizárólagosan meteorológiai jelenségekkel foglalkozik; a vizuális jelenségek interpretációjával és kiértékelési módszerekkel. Különösen értékesek itt a mezoszférikus felhőzetre vonatkozó megfigyelések. A második részt a kozmoszból készült felvételek kiértékelésének az elméleti tárgyalása vezeti be, és ebben a részben geológiai-geofizikai, geomorfológiai, geobotanikai és hidrometeorológiai alkalmazásokról olvashatunk. A harmadik részben a hangszly ismételtlen a légköri jelenségek vizsgálatára tolódik át, elsősorban a tágabb értelemben vett légkör optikai jelenségek elméletileg megalapozott tárgyalására. Különösen érdekesek itt a kisugárzásról, a spektrális visszaverődésről és a komplex vizsgálatokról írt paragrafusok. A szerzők tömör függelékben foglalták össze a geoszféra kozmoszból történő vizsgálatának céljait és lehetőségét, és rámutattak a várható fejlődésre is.

Nagy érdeme van a könyvnek új fogalmak tisztázása és szabatos definiálása terén is. Úgy véljük, hogy a meteorológus érdeklődők mellett a többi érdekelt tudományág művelői is haszonnal forgathatják e jól sikerült monográfiát.

Rákóczi Ferenc

BESZÁMOLÓ A CoSAMC HATODIK ÜLÉSÉRŐL

A Meteorológia és Klimatológia Speciális alkalmazásának Bizottsága (CoSAMC) hatodik ülését 1973. október 8. és 20. között tartotta, az NSZK-ban, a Frankfurt mellett fekvő Bad Homburgban. Az ülésen 42 tagország és 5 nemzetközi szervezet 90 delegátusa vett részt. A Magyar Népköztársaságot a KLPFI Légszennyeződési Osztály vezetője képviselte.

A CoSAMC a korábbi Klimatológiai Bizottság feladatkörét vette át, és azt lényegesen kiszélesítette. A Klíma Bizottság utolsó ülését 1969-ben Genfben tartotta.

Az ülés megnyitását a megbízólevelek vizsgálata követte, mely problémamentesen zajlott le. Az NDK első alkalommal vett részt a Világszervezet ülésén. Köszönését fejezte ki azoknak, akik ezt előmozdították.

Az ülés a következő főbb kérdéscsoportokkal foglalkozott:

Technikai útmutatók. Az elkövetkezendő időszakban két technikai útmutató publikálása látszik élelterűnek. Az egyik „Gyakorlati klimatológiai útmutató” a szabadlégkör, a mikroklíma, a hidrometeorológia, tengeri klimatológia és repülési klimatológia kérdéseivel fog foglalkozni. A másodikat a meteorológia alkalmazásának útmutatóját a különböző CoSAMC munkacsoportok és rapportörök dolgozzák ki.

A témakörön belül még a következőkre hívják fel a figyelmet.

A CLIMAT-táviratokat hibátlan fejezéssel küldjék a Nemzeti Meteorológiai Központoknak, ahonnan viszont a hozzájuk tartozó összes táviratot továbbítják. A CLINO-távirathoz külön csoportban a napsütéses órák havi számát és az átlag arányában képzett százalékot meg kell adni. A CLIMAT TEMP ha lehet, az adatokat 30 mb-ig tartalmazza.

A referencia klíma állomás feladata az éghajlati trendek azonosításának lehetővé tétele, illetve az éghajlatra gyakorolt antropogén hatások kimutatása. Éghajlati referencia állomás az újabb definíció szerint olyan állomást kell érteni, melynek adatai éghajlati trendek meghatározását lehetővé teszik. Ehhez legalább 30 évi homogén adatsor szükséges, mely olyan helyről származik, ahol a környezet minimális mértékben változott. Ideálisan az észlelési adatsornak szekuláris éghajlatváltozások azonosítására is alkalmasnak kell lennie. Minden egyes tagország legalább egy éghajlati referencia állomást működtessen, és erről a nemzeti jelentés is

adjon számot. A kérdéssel munkacsoport foglalkozik, vezetője Schürmer (NSZK).

Matematikai és statisztikai módszerek. A témában hamarosan összefoglaló publikáció jelenik meg a WMO Technical Note sorozatban Észlelési sorok statisztikai analízise címmel. Ez a tanulmány foglalkozik az antropogén tevékenységnek az éghajlat-ingadozásokra gyakorolt hatásával. Kapcsolatot azonban nem tudott kimutatni. A szerző véleménye szerint a kérdés tisztázására az adott jelenségek fizikai modellezése látszik a legeredményesebbnek.

Az Egyesült Királyság delegátusa felajánlotta, hogy szolgálatuknál eddig elkészített 20 statisztikai programot (MET O CODE SYSTEM) más szolgálatok rendelkezésére bocsátják, mely szolgálatok komputerje Fortran kompilátorral rendelkezik. A témával foglalkozó munkacsoport vezetője Sneyers (Belgium) lett.

Észlelések és hálózatok követelményei. A kérdéstről Gandin professzor a 1970-ben a Technical Note-ban számolt be. A továbbiakban a kérdés rapportörje Kalb (NSZK).

Sugárzásklimatológia és energiaháztartás. A témakör főszakértője Budyko professzor jelentése szerint a földgömbi aktinómeter hálózat sűrűsége nem megfelelő, elsősorban az óceáni területeken. Homogénnek tekinthető hálózat-hoz 500 x 500 km²-enként egy aktinometrikus mérésre lenne szükség.

A sugárzásmérések fontosságát az újabb speciális alkalmazások tovább növelik, mint az energiaháztartás vizsgálatok, a napenergia fűtésre és energiatermelésre való esetleges felhasználása.

Megemlítendő még, hogy a CAS elnökének véleménye szerint, bár a direkt sugárzásmérések néhány célra igen hasznosak, célszerűbb lenne, ha publikálásra inkább a homályossági tényező, vagy homályossági koefficiens értékei kerülének.

A kérdés rapportörje a továbbiakban is Budyko professzor maradt.

Aeroklimatológia. A meteorológiai elemek vertikális eloszlásának a légi közlekedés szempontjából való vizsgálata képezi a CoSAMC feladatkörét. A műholdas megfigyelések a magaslégkör klimatológiája és a felsőlégkör térképezése szempontjából potenciálisan igen jelentőségek lesznek. A kérdés rapportörje Labüske (NSZK) lett.

Klimatológiai adatok gyűjtése és publikálása. A Föld Időjárási Adatainak (World Weather Records) gyűjtését és a kiadvány szerkesztését a továbbiakban az Egyesült Államok pénzügyi okok miatt nem vállalja, csak a lyukasztást és a publikálást. A fennmaradó feladatokat régiókon belül kell megoldani. A kérdés rapportőrje *Mc Kay* (Egy. Áll.) lett.

Éghajlati atlaszok. Az éghajlati világtalasz regionális, hidrológiai, agrometeorológiai, tengeri és magaslégköri atlaszokból fog állni. Bár a CoSAMC koordinálja az összes éghajlati térkép és atlasz ügyét, csak a regionális és a magaslégköri térképek készítésével foglalkozik. A regionális éghajlati atlaszok publikálásához szakmailag érdekelt pénzügyi támogatót keresnek. A regionális térképek készítésének fontossági sorrendjét 4 csoportban határozták meg. Az alkalmazott klimatológiai térképek rapportőrje a Szovjetunió, a regionális térképek rapportőrje *Schüpp* (Svájc) lett.

Építészeti klimatológia. A témakörben a következő fontosabb megállapítások hangzottak el: makroklimatológiai információt a tervezők még mindig nem veszik kellő mértékben figyelembe. Különösen nagy szükség van épületek közelében a szélmezős és a hőmérsékleti viszonyok mikro- és mezoklimatikus vizsgálatára, ezek matematikai modellezésére és a nyert eredmények széleskörűen való kísérleti ellenőrzésére. Foglalkozni kell a standard adatok extra- és interpolálásának kérdésével és az építőipar számára speciális előrejelzések készítésének módszertani kérdéseivel.

Célszerűtleni Építészeti Klimatológiai Nemzeti Bizottságokat létrehozni és a CIB-nek a jövőben a CoSAMC ülésén részt venni.

A kérdéssel az elkövetkezendő négy évben *Hull* (Egy. Áll.) vezetésével munkacsoport foglalkozik.

Városklimatológia. A városklimatológia legújabb fejleményeit *Oke* áttekintette. Munkája nagy elismerést keltett, Technical Note formájában kiadásra kerül. További tisztázandó kérdés a városklimatológiai állomáshálózat optimális sűrűsége. *Oke* további 4 évre rapportőr lesz.

Lokális és regionális légszennyezési folyamatok. Figyelembe véve,

— hogy sok városban és régióban a légszennyeződés tovább növekszik, és az emberek egészségére, a bioszférára és a gazdasági életre káros hatást gyakorol,

— hogy lépést kell tartani lokális és regionális légszennyeződési problémák meteorológiai és klimatológiai aspektusainak fejlődésével,

— a Meteorológiai Szolgálatok fontos szerepét a légszennyeződés csökkentés és szabályozás tervezésénél és működtetésénél városokban és ipari területeken

— a WMO és a WHO szoros együttműködésének szükségességét

a CoSAMC a következő feladatkört jelöli meg:

— a légszennyeződési potenciál operatív kiértékelése és előrejelzéséhez szükséges meteorológiai információ mérőhálózati és adatfeldolgozási követelményeinek tanulmányozása és összefoglalása, különös figyelmet szentelve a légköri diszperzió meghatározására szolgáló klaszikus módszereknek és a jóval komplexebb modelleknek, azon célból, hogy az illetékes hatóságok részére a légszennyeződés szabályozásának megfelelő mértékét megállapíthassa,

— tanulmányozza és foglalja össze a long-range diszperzió meteorológiai módszertanát és a szennyezőanyagoknak a talajra és az állóvizekre gyakorolt esetleges hatásának kérdéseit,

— tanulmányozza és foglalja össze a levegőt szennyező iparágakat, különösképpen az atomerőművek tervezése, telepítése és biztonságos üzemelésével kapcsolatban a meteorológia és a klimatológia legújabb eredményeit,

— tartson kapcsolatot és koordinálja tevékenységét a légszennyeződéssel kapcsolatos területeken dolgozó rapportőrökkel és munkacsoportokkal,

— tegyen javaslatot a WMO-nak a WHO-val való együttműködésre olyan kérdésekben, mint az állomáshálózatok követelményei, a klaszikus módszerek és diszperziós modellek alkalmazása a légszennyeződés egészségre és a jólétre gyakorolt hatásainak tanulmányozására városokban és ipari területeken.

Munkájáról 3 éven belül a CoSAMC elnökének tanulmányt készítsen.

A kérdés kidolgozásával a CoSAMC hatodik ülése *Szepesi Dezsőt*, a KLFÍ Légszennyeződési Osztályának vezetőjét bízta meg.

A légköri erőforrások felhasználása. A téma a szél és a napsugárzás energiájának háztartási fűtés és ipari célokra történő esetleges felhasználására vonatkozik, és ezen szempontból lényeges meteorológiai elemek földgömbi eloszlását vizsgálja. A téma rapportőrje *Olsson* (Svédország).

Hűtőrendszerek és hűtőtornyok hatása a környezetre. Modellek, kísérletek és terepmérések alapján hűtőrendszerek környezetében keletkező hőszennyezés tér- és időbeli hatását vizsgálja. A téma rapportőrje *Junod* (Svájc).

Éghajlatingadozások és az ember. A Föld egyes területein 10 évnél nem hosszabb időskálájú éghajlatingadozások meglehetősen gyakran fordulnak elő. Ezen éghajlatingadozások gazdasági kihatásai jelentősek, ezért szükség van előrejelzési lehetőségüket megvizsgálni, továbbá kimutatni, hogy gondatlan antropogén tevékenység milyen mértékben képes a helyi és a regionális klímát módosítani. A kérdéssel foglalkozó munkacsoport vezetője *McKay* (Kanada).

Humán biometeorológia. Szükség van a humán biometeorológia területén speciális észlelések és mérések követelményeinek meghatározására, a légköri elektromosság hatásának további tisztázására és a betegség-vektor légköri hatá-

sokkal való kapcsolatának vizsgálatára. A kérdéssel foglalkozó munkacsoport vezetője *Becker* (NSZK).

A meteorológia és klimatológia alkalmazásának gazdasági haszna. A hat országban egyidejűleg folyó gazdaságossági esettanulmányokat a WMO minden lehetséges módon támogatni fogja. Az eddigi felmérés további bővülését jelentik majd az ipar és az emberi tevékenység különböző szektoraiiban végzendő meteorológiai hatékonysági vizsgálatok. A következő területek gazdasági hatékonyságának vizsgálata fog megkezdődni: raktározás és szállítás *Richter* (NDK), energiátovábbítás és fogyasztás *Vaajama* (Finnország) és üdülés *Nemat* (Irán).

Berggren Klimatológiai szolgáltatások gazdasági haszna című tanulmányát a Bizottság jóvá tartotta, kisebb kiegészítésére az év végéig van lehetőség, melyhez „*Czelnai—Dési—Szepesi: Környezetvédelmi meteorológiai tevékenység gazdasági hatékonysága*” című, az Időjárásban 1973-ban megjelent cikk angol szövegét még ebben az évben megküldjük.

A CoSAMC hatodik ülésén a következőkre hívták fel a résztvevő szolgálatok figyelmét:

1. A meteorológusoknak meg kell tanulni a speciális alkalmazások terminológiáiban gondolkodniuk.

2. A meteorológiai szolgálatoknak informálni kell a környezetvédelemmel foglalkozó hatóságokat és intézményeket, hogy a meteorológia és a klimatológia alkalmazása hasznosan járulhat hozzá a bioszférával és a környezettel kapcsolatos problémák tisztázásához.

3. Törekedni kell arra, hogy a bioszféra és a környezettel kapcsolatos nemzeti kutatási és fejlesztési programok előkészítésében a rendelkezésre álló meteorológiai információ teljes mértékben figyelembe legyen véve, és ezen vizsgálatok folytatásánál meteorológiai tényezők mérése a szükséges mértékben történjen.

4. A meteorológiai szolgálatok bővítsék jelenlegi állomáshálózatukat és fejlesszék szolgáltatásaikat, hogy a modern társadalom különböző ágazatait elláthassák a gazdasági fejlődés által igényelt megfelelő meteorológiai információval.

5. A levegőkörnyezet egyre fontosabb szerepet játszik a várostervezésben, rekonstrukcióban és az optimális területfelhasználásban. A meteorológiának fontos szerepe van a társadalom szempontjából kívánatos, energiafelhasználás szempontjából gazdaságos településtervezés klimatikus aspektusainak biztosításában.

Végül az ülésorozat résztvevői a következő négy évre egyhangúlag *H. E. Landsberg* professzort választották meg a CoSAMC elnökévé.

Az eredményes munkaiülés rajnai hajókirándulással zárult.

Szepesi D.

JAPÁN METEOROLÓGUS BUDAPESTEN

Az Országos Meteorológiai Szolgálat meghívására *Keitaro Mohri*, a Japán Meteorológiai Szolgálat előrejelző részlegének igazgatója december 2-től 4-ig Budapesten tartózkodott. December 3-án az OMSZ-ban előadást tartott a távolkeleti jet stream-ek szerkezetéről. Mint ismertette, Japán fölött rendkívül erős (néha 180 m/s max. sebességű) jet stream-ek fordulnak elő, különösen akkor, amikor a poláris és a szubtrópusi jet egyesült. Emiatt ennek az időjárási jelenségnek a tanulmányozására nagyon nagy súlyt helyeznek Japánban.

Ezután, egy másik előadás keretében ismertette az előrejelző szolgálatukban folyó tevékenységet. Rendszeresen készítenek előrejelzéseket az északi féltekére 3 szintű véges különbségi modellel, valamint Japán környezetére egy nagyobb felbontóképességű, hatszintű primitív egyenletes modellel. Telekommunikációs központjuk mindhárom világcentrummal össze van kapcsolva, a washingtoni vonal már nagysebességű hírközlést bonyolít le, a moszkvai most van átalakítás alatt.

K. Mohri a rendelkezésére álló rövid idő alatt csak a számítóközpontot és az előrejelző részlegeket tudta megtekinteni, de mint mondta, sok értékes tapasztalattal és kellemes benyomással tér haza Japánba.

Ambrózy P.

*

A LÉGSZENNYEZŐDÉS MEGFIGYELÉSÉNEK ÉS MÉRÉSÉNEK TECHNIKAI KÉRDÉSEI

A Meteorológiai Világszervezet (WMO) és az Egészségügyi Világszervezet (WHO) 1973. július 30. és augusztus 4. között Helsinkiben közös konferenciát szervezett. A konferencia témája a légszennyeződés megfigyelésének és mérésének technikai kérdései voltak. A magyar meteorológiai szolgálatot *Mészáros Ernő*, a Központi Légtérfizikai Intézet igazgatóhelyettese képviselte.

Az ülésorozatot *P. Tarjanne* professzor, a finn közlekedésügyi miniszter nyitotta meg, majd *D. A. Davies*, a WMO főtitkára a WMO és a WHO nevében üdvözölte a 48 országból érkezett 216 résztvevőt. Beszédében külön kiemelte, hogy a Kínai Népköztársaság küldöttsége először vesz részt WMO-konferencián, majd név szerint üdvözölte a WMO tagjává vált NDK szakértőket is. Rámutatott továbbá, hogy a WMO és WHO között határozat született a légszennyeződés mérési feladatainak felosztását illetően. A megállapodás értelmében azokon a területeken, ahol a légszennyező anyagok az ember egészségét veszélyeztetik (magas szennyezettségű helyek, ún. lokális, vagy városi szennyeződés), a WHO; míg a klímaváltozások szempontjából érdekes területeken (regionális és globális szennyeződés) a

WMO illetékes. A WMO főtitkárának előadása után *V. D. Rockney* a CIMO/WMO nevében, majd *J. P. Lodge (USA)*, a konferencia technikai igazgatója a szervezők nevében mondott üdvözlő szavakat.

A konferencián 67 előadás hangzott el. Ezek közül kiemeljük *Ch. Junge* professzor (NSZK) „A Meteorológiai Világszervezet elképzelései a légköri szennyezőanyagok mérésére területén” c., a WMO képviselőtársak tartott előadását, melyben részletesen ismertette a globális és regionális háttérszennyeződés tervezett mérési programját és az ezzel kapcsolatos kérdéseket. A meteorológiai tárgyú referátumok szintén ezzel a tárgykörrel foglalkoztak. Ezek keretében hangzott el a magyar küldött „A légköri szulfát-részecskék koncentrációjának és nagyság szerinti eloszlásának repülőgépes mérése” c. előadása is.

A konferencia technikai szervezése kifogástalan volt. Ezért a finn meteorológusokat illeti köszönet.

Mészáros E.

*

A 8. NEMZETKÖZI NUKLEÁCIÓS KONFERENCIA

A 8. Nemzetközi Nukleációs Konferenciát (régibbi nevén Nemzetközi Kondenzációs és Jégmag Konferencia) 1973. szeptember 23. és 28. között a Szovjet Tudományos Akadémia, ill. Hidrometeorológiai Szolgálat közösen rendezte Leningrádban. A rendezvényen Magyarországot Mészáros Ernő, a Központi Légkörfizikai Intézet igazgatóhelyettese, e sorok írója képviselte. Az első ilyen típusú konferenciát 1955-ben Dublinban a néhai Prof. *Pollack* „magánkezdeményezésre” hívta össze, majd a sorozattá váló összejövetelek az IUGG Meteorológiai és Légkörfizikai Asszociációjának gondozásába kerültek át. Az említett asszociációban ezekkel a tudományos problémákkal külön „Nukleációs Albizottság” foglalkozik, jelenleg *H. W. Georgii* professzor elnökölte alatt.

A nukleáció olyan fizikai folyamat, amelynek során egy anyag a kevésbé rendezett állapot meghatározott helyein, vagy helyeiről kiindulva — általában magvak (nukleuszok) hatására — kondenzáltabb fázisba kerül (kondenzáció, depozíció, fagyás). A definícióból nyilvánvaló, hogy a nukleációs folyamatok tanulmányozása a légköri aeroszol-kutatások, illetve felhő- és csapadékképzési vizsgálatok fontos feladatát képezi. A konferencia előadásait a rendezők három szekcióba sorolták: 1. A nukleáció mechanizmusa; 2. A jégmagvak mérési módszerei; 3. A magvak szerepe reális légköri felhőkben.

A tudományos előadások, a rendező ország érdeklődési körének megfelelően, elsősorban a jégfázis keletkezésével foglalkoztak. A kondenzációs folyamatokkal kapcsolatos kérdések

megvitatásának csupán egyetlen delután szenteltek. Az 1. és 3. szekció témája abban különbözött, hogy, míg az elsőkben elméleti, illetve laboratóriumi vizsgálatokról számoltak be az előadók, a harmadiknak légköri mérési eredmények bemutatása volt a célja.

A konferenciának, a kiadott hivatalos lista szerint ötvenhárom külföldi és hatvanhét szovjet résztvevője volt, akik összesen ötvennyolc előadást tartottak. Itt elsősorban az ún. szemleelőadásokat említem meg, amelyek alkalmával minden szekció előtt felkért előadók tekintették át egy-egy terület jelenlegi állását.

Az első szekcióban három ilyen jellegű előadás hangzott el: *L. Krastanov* és *G. Miloshev* (Bulgária): „A jég heterogén nukleációjának elmélete”. *N. Fukuta* (USA): „A jég nukleációjának molekuláris mechanizmusai” és *N. Genadiev* (Bulgária): „Kontakt jég-nukleáció”. Az első szemle-előadás keretében *G. Miloshev* a közismert bolgár iskola legújabb elméleti kutatási eredményeiről számolt be. Ezek fizikai lényege a következők:

- a) bizonyos anyagok jégmagvakon való adszorpciója megnöveli azt a hőmérsékletet, amelynél a depozíció valószínűbb folyamat, mint a fagyás;
- b) a magvak illeszkedési szöge is jelen levő adszorbeálódásra képes nyom-gázoktól függ;
- c) ha a cseppek mérete összevethető a csírák átmérőjével, akkor egyes kisebb cseppek hamarabb fagnak meg, mint a nagyobbak.

A második szekció bevezető előadását *R. G. Soulage* (Franciaország) tartotta „A légköri jégmagvak mérése: miért?” címmel. A francia előadó a kérdést elsősorban a legújabb tíz év kutatási eredményei miatt vetette fel, amelyek szerint nagy különbség van a felhőben levő jégkristályok, illetve a megfelelő hőmérsékleten mért jégmag koncentrációk között (ez utóbbiak száma kisebb). Ez a probléma az utóbbi években a felhőfizika egyik központi témájává vált, mivel ezek az eredmények azt jelentik, hogy jégkristályok nem csak természetes (és mesterséges) jégmagvakon képződhetnek, azaz a jégmagvak szerepe nem olyan lényeges, mint ezt eddig gondolták (pl. a *Wegener* — *Bergeron*-féle csapadékképzési hipotézis, amelyre a mesterséges esőkeltés technikája is alapul). Ehhez a témához kapcsolódott *A. Gagin* (Izrael) és *P. Goldsmith* és munkatársai (Anglia) referátuma is. A jégmagvak mérésének egyik egyre inkább elterjedő módja az ún. membránszűrős technika. Ennél az eljárásnál a magvakat szűrőkön fogják fel és a szűrőt utólagosan helyezik hidegkamrába. Így azonban csak azokon a magvakon keletkezett jégkristályok számlálhatók össze, melyek a szűrő felületén helyezkednek el, azaz a szűrő pórusaiban felfogott kisebb részecskék elvesznek a megfigyelés számára. *Gagin* kimutatta, hogy a membránszűrők felfogási hatékonysága, illetve a kamrában levő túltelítettség a jégmagvak koncentrációját jelentős mérték-

ben befolyásolja. Az angol szerzők „A természetes jégmagvak nagyság szerinti eloszlásának mérése és a membránszűrős technika hatékonysága szubmikron nagyságú magvak esetén” c. munkája hasonló eredményeket adott. Méréseik szerint a természetes jégmagvaknak kb. a fele $0,1 \mu\text{m}$ -nél kisebb átmérővel rendelkezik, amely magvaknál a membránszűrő felületének felfogási hatékonysága 10% alá esik.

A harmadik szekcióban három szemle-előadás hangzott el. Az elsőt *P. V. Hobbs* (USA) tartotta „Jég-nukleációs folyamatok a felhőkben” címmel. Előadásában az amerikai kutató is a már említett problémát tárgyalta. Rámutatott többek között arra, hogy a jégmagvak és jégkristályok koncentrációja közötti különbség maritim légköri feltételek mellett a legnagyobb. A második bevezető előadás „Részecske-ütközési folyamatok felhőkben” címmel hangzott el (*V. M. Volocsuk*, Szovjetunió). A harmadikat *H. W. Georgii* (NSZK) a kondenzációs folyamatok foglalkozó ülészakon adta elő „A kondenzációs felhő-magvak kutatásának legújabb eredményei” címmel. *Georgii* kimutatta, hogy a felhőmagvak többsége háttér levegőben kicsiny, kontinentális eredetű ammónium-szulfát részecskékből áll. Ehhez a problémához kapcsolódott „A felhőmagvak nagyságának és kémiai természetének meghatározása tiszta tengeri levegőben végzett aeroszol-mérések alapján” c. magyar referátum is (szerzők: *Mészáros Ernő*, *Mészárosné Nagy Ágnes* és *Vissz Károly*).

A konferencia ideje alatt a „Nukleációs Albizottság” is ülést tartott. Az ülés egyik legfontosabb határozata az volt, hogy a következő nukleációs konferenciát 1977-ben Galway-ben (Írország) rendezik.

Mészáros E.

*

FELHŐFIZIKA ÉS IDŐJÁRÁSMÓDOSÍTÁS

A szocialista országok meteorológiai szolgálati által koordinált 3. téma „Felhőfizikai folyamatok vizsgálata és aktív beavatkozási módszerek kidolgozása” szakértői 1973. október 9–10-én Taskentben munkaülést tartottak. Ezen a szovjet szakértőkön kívül a bolgár és a magyar szolgálatok képviseltették magukat; megfigyelőként jelen volt a szerb intézet igazgatóhelyettese is.

A megbeszélések a témában eddig végzett kutatások részletezésével kezdődtek. Ezután javaslatok hangzottak el a következő évek célkitűzéseit illetően. Ezek három téma köré csoportosultak: 1. A természetes légköri jégmagvak mérési módszerének kidolgozása, ill. egységesítése; 2. A jégeső képződésére vezető folyamatok rádiólokációs megfigyelési módszereinek standardizálása, közös alkalmazása és tökéletesítése; 3. A beavatkozások hatékonyság-becs-

lési módszereinek javítása és lehetőség szerinti általánosítása.

Az 1. altémában a munkacsoport elfogadta a magyar javaslatot, és egyben megbízta a Központi Légkörfizikai Intézet Felhőfizikai Osztályát, hogy ennek megfelelően dolgozza ki a természetes jégképző magvak standard mérési módszerét membránszűrők segítségével. Megegyezés jött létre, hogy a műszerrel Magyarországon és a Szovjetunióban együttes méréseket hajtanak végre, és az eredményeket nemzetközi szemináriumokon és közös publikációkban teszik hozzáférhetővé.

A 2. altémában elhatározták, hogy a Moldáviában kidolgozott radar-megfigyelési módszereket mind Bulgáriában, mind hazánkban (a Tenkes-heggyen felépítésre kerülő központban) már 1974-ben bevezetik. Szovjet részről vállalták, hogy koordinálják az értékelési módszerek fejlesztésére irányuló kutatómunkát (3. altéma): itt a cél azoknak a jellemzőknek a kiválasztása, amelyek a legjobban alkalmazhatók általánosan érvényes értékelési modellek megalkotásában.

A munkaülés még néhány további altémában való együttműködés részleteiről is tárgyalt: ezek között kiemelkedett a jégeső prognózisával kapcsolatos vizsgálatok elmélyítése és újabb, az eddigieknél hatékonyabb módszerek közös kidolgozása és kipróbálása. A küldötték egyetértettek abban, hogy az eredményes munka érdekében gyakrabban szükségesek a konzultációs megbeszélések.

Wirth E.

*

INTERKOZMOSZ-KONZULTÁCIÓ MOSZKVÁBAN

A Kozmikus Meteorológiai Állandó Munkacsoport VI. ülészakának (Prága, 1973) határozata értelmében *Götz Gusztáv* a Központi Meteorológiai Intézet tud. főosztályvezetője 1973. szeptember 24-től október 3-ig Moszkvában tartózkodott, hogy a Szovjetunió Hidrometeorológiai Központjának munkatársaival konzultációt folytasson az INTERKOZMOSZ 1., 2. számú témával (*A rendezett konvekció regionális sajátosságainak vizsgálata*) kapcsolatos kérdésekről. Kölsönösen tájékoztatták egymást az elmúlt másfél év során végzett munkákról és megtárgyalták az 1974-es feladatokat. Megállapodtak abban, hogy a magyar szolgálat szakemberei a jövő esztendőben megkísérelik a zivatargócok műholdképeken megfigyelt áthelyeződését összevetni a megfelelő radarvisszhang-mozgásokkal, és ezzel egyidejűleg megoldani az elkerülhetetlenül felmerülő — és várhatóan bonyolult — térbeli és időbeli nagyságrendi problémákat.

A szakemberek foglalkoztak az 1976-tól 1980-ig terjedő időszak távlati terveivel is. Megállapították, hogy kívánatos lenne, ha a

magyar meteorológiai szolgálat aktívan, önálló részfeladatok megoldásával bekapcsolódna a szovjet Hidrometeorológiai Központban folytatott mezoszkálájú numerikus experimentációs kísérletekbe. E kísérletek célkitűzése annak eldöntése, hogy miként használhatók fel a műholdas felhőinformációk a konvektív kicserélődési folyamatoknak a makroszkálájú előrejelzési modellekben történő parametralizálásánál. Kidolgozták a koordinált kutatás munkahipotézisét, vizsgálati módszereit és az 1980-ra várható eredményeit. A terveket a Kozmikus Meteorológiai Állandó Munkacsoport következő ülészakájának kell jóváhagynia.

Götz G.

*

K. BERNHARDT PROFESSZOR MAGYARORSZÁGON

1973. november 5—17. között a Magyar Népköztársaság és a Német Demokratikus Köztársaság közötti kulturális kapcsolatok keretében az Eötvös Loránd Tudományegyetem és a Magyar Tudományos Akadémia vendégeként hazánkban tartózkodott dr. habil *Karlheinz Bernhardt* professzor, a berlini Humboldt Egyetem Meteorológiai és Geofizikai tanszékének vezetője. Kéthetes itt-tartózkodásának gazdag programja keretében több előadást tartott.

Az OMSZ-ban tett látogatása során „A határreteg-turbulencia sajátosságának parametralizálása” címmel tartott előadást széles körű vita követte. Módszere a nagytérségű folyamatokra alkalmazott rácshálózaton belüli ún. skála alatti folyamatok karakterizálására alkalmas. Az ún. „schubspannung” időbeli és térbeli változásával a parametralizálást a határretegben megnyilvánuló turbulencia és az általunk jobban ismert felsőbb réteg meteorológiai jellemzői közötti függvénykapcsolatként jellemezte. November 8-án a Magyar Meteorológiai Társaság szakülésén „Az inverziók klimatológiai vizsgálata az NDK-ban” címmel előadást tartott. Különösen napjainkban a levegő tisztaságáért való küzdelem során rendkívül széles körű kutatás indult meg az emberi környezetet felülől közvetlenül határoló légköri határreteg dinamikai és klimatológiai sajátosságainak vizsgálata területén. Statisztikai vizsgálati módszere hasonló a nálunk is alkalmazott módszerekhez, ezért alkalmasnak tartja a kutatások szélesebb kiterjesztését és a szorosabb együttműködést, a véleménycserét a két állam szakemberei között.

Közvetlen eszmeeserét folytatott a meteorológusképzés jelenlegi formája és programja területén az ELTE Meteorológiai Tanszék dolgozóival és diákjaival. Megállapodás született kiadványok cseréje, a meteorológus-képzés tanterve és tematikája cseréjében, és kívánatosnak

tartja a két Tanszék közti kölcsönös látogatósok kibővítését, kutatási témákban való kooperációt, valamint hallgatói cseregyakorlatok szervezését. Itt-tartózkodásának ideje alatt meglátogatta az ELTE Meteorológiai Tanszékének erdélyi Observatóriumát, az MTA martonvásári fitotron berendezését, az OMSZ sídófi observatóriumát és végül a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékének vendége volt.

Császár M.

*

NEMZETKÖZI IDŐJÁRÁSMÓDOSÍTÁSI KONFERENCIA TASKENTBEN

A szovjet Hidrometeorológiai Szolgálat közreműködésével a WMO—IAMAP 1973. október 1. és 6-a között rendezte meg Taskentben (Üzbegisztán) az első nemzetközi konferenciát az időjárás-módosítás témakörében. (Szolgáltatunkat — az MMT kiküldetésében — e sorok írója képviselte.)

A konferenciára 29 országból közel háromszáz küldött érkezett. Természetesen a legnépesebb volt a szovjet delegáció; az USA-ból 28 szakember vett részt az üléseken, de képviseltették magukat a kubai, egyiptomi, tunéziai, japán, sőt a Fülöp-szigetek szolgálati is.

Az egyhetes előadásorozaton nyolc szekción 64 előadás hangzott el. A szekciók a következő témákkal foglalkoztak: 1) ködszlatás, 2) és 3) a folyékony ill. szilárd állapotú csapadékok mennyiségének megnövelése; 4) jégeső elleni védekezés; 5) az időjárás-módosítási kísérletek egyéb aspektusai (pl. trópusi viharok fejlődésének befolyásolása; 6) az időjárás-módosítási kísérletek technikai és szervezési kérdései; 7) a beavatkozások hatékonyságának fizikai, statisztikai és gazdasági értékelése; 8) jégmagvak mérésének és előállításának technikai problémái.

A szekciók a téma neves szakértőinek összefoglaló előadásaival kezdődtek. Tekintettel a rendkívül nagy anyagra és a hazai alkalmazás korlátozott lehetőségeire, csupán a számunkra fontosabb eredményeket ismertetem.

A beavatkozások alapeszméje az elmúlt közel három évtizedben változatlan maradt. Ennek lényege, hogy a felhők fejlődését — azok jellegének és pillanatnyi állapotának megfelelően — kristályosodást elősegítve, mesterséges magvak (jégmagvak) bevitelével változtatjuk meg. A jégkristály-koncentráció növekedése kedvező esetben csapadékelemek kialakulására vezethet, és ebben a folyamatban a „mikrofizikai” változásokat a felszabaduló latens hőnek a felhő dinamikájára való befolyása is erősítheti. Már ebből is nyilvánvaló — amint erre *J. Warner* ausztrál felhőfizikus rámutatott — hogy (elsősorban a csapadékkeltési kísérletek-

nél) a mesterséges jégmagvak létrehozásának és bejuttatásának nehézségei szinte eltörpülnek azokhoz képest, amelyek a „kedvező” esetek kiválogatásával függenek össze. Más szavakkal kifejezve, az ilyen típusú kísérleteknél döntő a fizikailag és statisztikailag maximálisan gondos tervezés. Fizikai ismereteink hiányát csak jó statisztikai tervezéssel ellensúlyozhatjuk, és ez a „randomizálás” elvének következetes végrehajtását és hosszabb időszakot felölelő kísérletsorozatot követel meg.

A téma lehetőségeit és a világ különböző részein mindmáig végzett több ezer kísérletet tekintve igen jó eredményekről számolt be az izraeli *A. Gagin*. A nyári *Ču* felhők repülőgépes magvasítása során (a kísérletek első, hat évig tartó szakaszában) a felhőjellezők statisztikai felmérését is elvégezték. Az 1969-ben kezdődő második szakaszban a beavatkozásokat már e mikrofizikai mérések eredményeit felhasználva tervezték meg. A statisztikai elemzés a második szakaszban 15–20% közötti csapadéktöbbletet mutatott ki. Hasonló koncepciót alkalmaztak *P. W. Hobbs* és *L. F. Radke* (USA) a Washington-állambeli Cascade-hegységben a téli instabil felhőzetből kihulló csapadék újraelosztása céljából. Az eredmények szintén pozitívak, de általában nem haladják meg a 10%-ot.

A negyedik szekció összefoglaló előadását a hazánkban is járt *I. I. Burcev*, az észak-kaukázusi jégesőelhárítás vezetője tartotta. A jól ismert eredmények áttekintése mellett felhívta a figyelmet a zivatarfelhők elméleti modelljei fejlesztésének szükségességére. Rámutatott arra, hogy a Szovjetunióban hasonló kutatások alapján törekednek a beavatkozási koncepció, ill. módszerek tökéletesítésére. Ugyanakkor jelentős erőfeszítéseket tesznek a hatékonyság beülésének további fejlesztésére. *I. I. Gagorovszkij* ismertette a Moldáviában már közel félmillió hektáron folyó jégesőelhárítási munkálatokat. E területen mutatják fel a legjobb eredményeket (lásd: *Időjárás*, 1969, 73. évf. 6. sz. 321–327. old.), aminek fontossága a hazai kísérletek szempontjából nyilvánvaló, ha figyelembe vesszük a baranyai körzettel való (vízszintnyom) földrajzi – orográfiai hasonlóságot és azt a körülményt, hogy a tervek szerint a hazai kísérleteket is az ott alkalmazott módszerrel ill. berendezésekkel kezdjük meg. *L. G. Kacsurin* (és szerzőtársai) jégesőt produkáló Cb elméleti modelljét fejlesztette ki, amely kielégítően jelzi a legfontosabb jellemzők változását a felhő természetes fejlődése során és beavatkozások esetén.

Az ötödik szekcióban *N. I. Wulfson* (szerzőtársa *L. M. Levin*) a felhők módosításának elvileg új, sokatígéretű módszeréről számoltak be. Ennek lényege a felhők cirkulációs viszonyainak megváltoztatása mesterségesen létrehozott leáramlásokkal. Az instabil légállapot energiájának felszabadítását ún. 10 μ m közepes méretű és nagy mennyiségű diszperz részecskék

(cementpor, homok, vízcepppek) felhőbe juttatásával végzik.

A hatodik szekció egyik összefoglaló előadásában *A. S. Dennis* (*R. A. Schleusener*-rel közösen) a Dél-Dakotában folyó, nagyléptékű jégesőelhárítási kísérletekről számolt be, ahol a beavatkozásokat 17 repülőgép (!) segítségével, közel 5 mill. hektáron (1972-ben), ill. ma már 13 mill. hektáron végzik. A repülőgépeket hat radarból álló hálózat irányítja. Az alapkonceptió: minden olyan zivatarfelhő „magvasítása”, amelynek radarjellemzői a jégesőképződés lehetőségére mutatnak. A károk elemzése e kísérletsorozatban 60%-os eredményességet mutatott.

A konferencia legfőbb vitatémái a zivatarfelhők módosításának fizikai elve, a szükséges jégmagkoncentráció és az értékelési módszerek (elsősorban a randomizálás bevezetése a jégesőelhárítási eljárásokba) voltak. Közös álláspont kialakítását a szakmai nézetek eltérései mellett még nyelvi problémák is nehezítették. Ennek ellenére általános volt a vélemény, hogy hasonló előadásorozatokra – a téma nagy gazdasági, sőt tudományfilozófiai jelentősége miatt – feltétlenül szükség van. A konferenciát kellemes hangulatú bankett és kirándulás zárta be, amelynek során a látogatók megtekintették az ősi Szamarkand városát.

Wirth E.

A KÉN-DIOXID MÉRÉSI MÓDSZEREINEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

A Meteorológiai Világszervezet 1973. október 29. és november 7. között az NSZK-ban összehasonlító kén-dioxid méréseket szervezett. A mérésekre — melyek célja a „base-line” és regionális hálózatban használt eljárások összehasonlítása volt —, 1206 m-es tengerszint fölötti magasságban, Schausinslandban (Feketeerdő) került sor valóban „háttér” viszonyok mellett.

A programban, a német kutatókon kívül a következő országok szakemberei vettek részt: Amerikai Egyesült Államok (2 fő), Franciaország (2 fő), Magyarország (1 fő) és Norvégia (1 fő). Magyarországot, a WMO anyagi támogatásával, e sorok írója képviselte. Az NSZK, Magyarország és az USA szakemberei a kémiai analízisre az ismert West- és Gaeke-módszert alkalmazták. A francia kutatók jodometriás regisztráló berendezést használtak, míg a norvég résztvevő a peroxidos elnyelőt oldatban szulfáttá oxidálódott kén-dioxidot kolorimetrián (Thorinos módszer) mutatták ki. A továbbiakban elsősorban az először említett három ország szakemberei által mért eredményekkel foglalkozunk a kémiai módszer hasonlósága miatt. A jodometriás eljárás az előfordult kis koncentráció-tartományban meglehetősen bi-

zonytalanul működött, míg a norvég módszert, véleményünk szerint, az előtét-szűrőként alkalmazott *Whatmann*-szűrőn átjutó kicsiny szulfát-részecskék befolyásolhatták (így ez utóbbi eljárás mindig viszonylag magas értékeket eredményezett).

A West—Gaeke-módszert alkalmazó kutatók hét működési napon — a mintavételek 24 órán át folytak, mindig déltől délíg — a következő eredményeket kapták (az amerikai és német adatok két mintavevő eredményének középértékét jelentik; az első napon technikai okok miatt nincs német eredmény):

	USA	magyar	német
X. 30.—XI. 1.	2,2	2,0	—
XI. 1.—XI. 2.	1,4	0,3	0,4
XI. 2.—XI. 3.	0,3	0,4	5,3
XI. 3.—XI. 4.	0,7	<0,1	2,7
XI. 4.—XI. 5.	0,5	1,5	0,2
XI. 5.—XI. 6.	<0,1	0,3	0,2
XI. 6.—XI. 7.	0,1	<0,1	1,2

Figyelembevéve e kis koncentrációnál (az értékek $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ -ben vannak) fellépő bizonytalanságokat, az eredmények elfogadhatók lennének, ha nem tekintenénk egyes viszonylag nagy értékű német adatokat (3, 4 és 7 nap). A legjobb egyezést a „workshop”-on az amerikai és magyar adatok mutatták; ez azt jelenti, hogy két érték „csak” kb. egy 5-ös faktorral tér el egymástól, míg az abszolút eltérés gyakorlatilag elhanyagolható. Az adatokkal kapcsolatban meg kell még említenünk, hogy a 2—4 napokon a mérőhely alatt (kb. 800 m-en) zárórétet helyezkedett el, amely az 5-ik napra felszakadt, majd a 6. napon csapadékhullás kezdődött, amelynek feltehetően kimosó hatása volt (ez az időjárási jelleg legjobban a magyar adatokban tükröződik!).

Az adatok eltérései felvetették azt a gondolatot, hogy vajon a különbségek oka a mintavételi eljárásokban, vagy a kémiai analízisekben keresendő-e. Ezért, magyar javaslatra, a West—Gaeke-módszert használó szakemberek standard SO_2 oldatokat bocsátottak egymás rendelkezésére analízis céljából. Az eredmények szerint az eltérés a standard értéktől mindig kisebb volt, mint 20%, azaz a kémiai módszerek lényegében azonos eredményeket adtak.

Az adatok részletes értékelése természetesen további feladatot jelent. Ezt a feladatot a WMO képviselője (*G. W. Kronebach*) *G. Roenickére*, a német intézet vezetőjére bízta, aki az összehasonlító méréseket technikailag szervezte. Bár a szakemberek körében körvonalazódott az az elképzelés, hogy a West—Gaeke-módszer megfelelő körültekintéssel alkalmazható regionális mérésekre, „base-line” SO_2 megfigyelésekre nincs megfelelő eljárás.

Végül megemlítjük, hogy megállapodás született arra vonatkozóan is, hogy legközelebb a nitrogén-oxidok mérésére szolgáló módszereket hasonlítják össze. Az összehasonlításra, a

CIMO Légszennyezettségi Bizottsága ülésével egyidejűleg, jövőre az NSZK-ban, vagy az USA-ban kerül sor. A tervek szerint a következő „workshop”-on, a nitrogén-oxidok mérése mellett, újabb SO_2 összehasonlításokat is végeznek.

Mészáros E.

*

SZERKESZTŐI MUNKAÉRTEKEZLET

A Kozmikus Meteorológiai Állandó Munkacsoport bukaresti ülésének (1972) határozata alapján az együttműködés 1. témájában „Mediterrán ciklonok a felhőzet mezejében” címmel tudományos kiadványt állítanak össze bolgár, magyar, román és szovjet szakemberek részvételével. Az elkészült kéziratot első alkalommal 1973. november 13—21. között Budapesten vitatta meg a szerkesztő bizottság. Az értekezleten valamennyi szerző képviseltette magát: *T. Popova* (Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálat), *T. Runceanu* (Románia, Meteorológiai és Hidrológiai Intézet), *V. Sarov* (Bolgár Hidrometeorológiai Szolgálat), *Tánczer T.* (Országos Meteorológiai Szolgálat). A résztvevők megállapodtak a kézirat szöveg-módosításaiban és kiegészítésében, valamint a közlendő ábrákban és táblázatokban. A találkozó igen baráti légkörben zajlott le. Megjegyezzük, hogy az együttműködés 1. témájában ez már a második tudományos brosúra lesz, miután a bolgár, magyar, német, román és szovjet szerzők munkájuként „A felhőzeti mező mezométerű szerkezeti sajátosságainak felhasználása az időjárás analízisében” c. kiadvány a szovjet „Gidrometizdat” gondozásában 1973 folyamán megjelent.

Tánczer T.

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ELŐADÓÜLÉSÉN

„Ökoszisztémák vízforgalmát befolyásoló tényezők energetikai vizsgálata” címen *Szász Gábor* egyetemi tanár számolt be 10 éve folyó agrometeorológiai kutatásainak eredményeiről.

A bevezetőben — áttekintve az agrometeorológia fejlődését — megállapította, hogy a vizsgálatok első szakaszára a jelenségek és folyamatok leírása volt a jellemző, és a növényfejlődés-időjárás kapcsolatát statisztikai módszerekkel vizsgálták. A második szakaszban egzakt kutatások, mérések indultak meg. Jelenleg fizikai módszerekkel komplex vizsgálatok folynak annak érdekében, hogy a folyamatokat matematikai modellekkel írják le. A kutatási program célja kezdettől fogva az, hogy a mezőgazdasági kutatás és termelés számára biztosítsa a szükséges agrometeorológiai információkat.

Szász professzor előadásának középpontjában a talajközeli légréteg energia- és vízforgalmának matematikája állt. Behatóan elemezte azt a kérdést, hogy mekkora a vízforgalomra (a párolgásra) fordított energia mennyisége. Összehasonlítva az aerodinamikai és az energiaforgalmi módszerrel kapott eredményeit, megállapította, hogy tartós szárazság esetén, azok nem esnek egybe. Ennek oka — az előadó vizsgálatai szerint — az, hogy a párolgási hő a talajnedvesség kötési energiájától függ, s ez száraz talajban nagyobb, mint a nedves talajban.

A továbbiakban elemezte a talajnedvesség egyensúlyának kérdéseit, a kapilláris potenciál szerepét a talajpárolgásban. Részletezte a vízhasznosítás értékét a búza, kukorica és a cukorrépa termésmennyiségének összefüggésében. Megállapította, hogy egy bizonyos határig, a termésmennyiségének növekedése a vízhasznosítási érték csökkenésével jár.

Az előadás további részében a műtrágyáknak (N, P, K) a növények vízforgalmát befolyásoló szerepét tárgyalta.

A nagy érdeklődéssel kísért előadás után számos hozzászólás hangzott el, elsősorban a talajpárolgással és a növények vízhasznosításával kapcsolatban. A vitában *Béll Béla*, *Dobosi Zoltán*, *Endrődy Gabriella*, *Kissné Tóth Erzsébet*, *Kozák Imre* és *Salamon Pál* vettek részt.

Szakály J.

*

AZ MMT VÁLASZTMÁNYI ÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság választmánya 1973. október 25-én tartotta harmadik negyedévi ülését. Az ülést vezető *Zách Alfréd* társelnök megnyitó beszédében megemlékezett a Társaság közelmúltban elhunyt két tagjáról, *Mórik József* egyetemi tanárról és *Veress László* nyugalmazott osztályvezetőről, akik lelkes munkájukkal évtizedeken át támogatták az MMT munkáját.

A bevezető után *Szakály József* főtitkár beszámolója hangzott el a Szlovák Meteorológiai Társasággal közösen, 1973. augusztus 22—25. között Keszthelyen rendezett XVII. Vándorgyűlésről. Az ismertetést követő vita során a választmány szorgalmazta a Vándorgyűlésen elhangzott előadások anyagának kiadását, valamint határozatot hozott arra, hogy a jövőben — a két meteorológiai társaság közötti jó kapcsolat továbbfejlesztése érdekében — az MMT jövő évi munkatervét és a rendezvényekre szóló meghívókat megküldik a Szlovák Meteorológiai Társaságnak.

A továbbiakban a VII. Nemzetközi Kárpát-meteorológiai Konferenciáról *Zách Alfréd* számolt be. A Kijevben rendezett konferencián

50 előadás hangzott el, amelyek közül a Kárpátok csapadékkeltő hatását vizsgáló kutatások ismertetései váltottak ki nagy érdeklődést.

A WMO centenáriumi ünnepeiről *Szakály József*, mint a magyar delegáció egyik tagja számolt be. Az első nemzetközi meteorológiai kongresszus színhelyén, Bécsben kezdődött az ünneppsorozat első része. Az innapi megemlékezéseknek és tudományos előadásoknak mintegy 600 résztvevője volt. Az ünnepek a WMO székhelyén, Genfben folytatódtak.

A két beszámoló után az 1974 első negyedévben megrendezésre kerülő 42. rendes évi közgyűlés előkészítésére megválasztották a jelölő bizottságot, elnökül *Dobosi Zoltánt* kérték fel. A választmányi ülés ezután kijelölte a Steiner Lajos-emlékérem bizottságot, amelynek elnökül *Béll Bélát* választották; valamint az év legjobb tanulmányának kiválasztására *Pécze György* elnökletével névű bizottságot jelölték ki. Az újonnan megválasztott bizottságoknak f. év december 15-ig kell javaslataikat a választmány elé terjeszteni.

A következőkben az alapszabály-módosító bizottság elnöke *Kéri Menyhért* számolt be az eddig elvégzett munkáról. A bizottság feladata három részre oszlott: 1. az alapszabály jelentős értelmi változásainak kidolgozása; 2. a METESZ Jogügyi Osztályának hatáskörébe tartozó változások tisztázása; 3. a stílusmódosítások. A beszámolót élénk vita követte, különös tekintettel a Társaság céljait és tevékenységét tartalmazó pontokat illetően. A vita során a választmány egyhangúlag megegyezett abban, hogy az új alapszabálynak tükröznie kell a fejlődést, és az egyes pontokban elsősorban az elvi célkitűzéseket kell meghatározni. A végleges tervezetet ez a bizottság is december 15-ig kell, hogy a választmány elé terjessze.

A továbbiakban az MMT választmánya kijelölte a METESZ 25. jubileumi közgyűlésén résztvevő delegáció tagjait.

A folyó ügyek tárgyalása során a választmányi ülés bizottságot hozott létre *Zách Alfréd* elnökletével, *Réthly Antal* 95. születésnapja alkalmából 1974-ben tartandó ünnepség szervezésére. Ezzel kapcsolatban felkérték *Kakas Józsefet*, a volt munkatársak tanulmányaiból álló gyűjteményes jubileumi kiadvány összeállítására és megszerkesztésére.

Az 1974. évi munkaterv összeállításához a főtitkár javaslatokat kért. *Mészáros Ernő* egy újabb Levegőkémiai Ankét megrendezését javasolta az előző évi rendezvény nagy nemzetközi sikerére tekintettel. A további javaslatokat a következő választmányi ülésen kell előterjeszteni.

Végül a választmányi ülés *Lőrincz Zsoltot*, *Miskolci Ferencet*, *Mogyoródi Ervint*, *Petrencsik Lászlót*, *R. Tóth Józsefet*, *Varga Ferencet*, *Veszalowsky Sándort* és *Vuics Tibort* felvette tagjai sorába.

Lépp I.

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, Levélcím: 1906. postafiók 223.

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató

Index: 26.361



73.4208 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

**SZERKESZTŐSÉG: 1024 BUDAPEST, KITAIBEL PÁL UTCA 1.
LEVÉLCÍM: 1525 BUDAPEST, PF. 38., TEL.: 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
1024 BUDAPEST, KITAIBEL PÁL UTCA 1.
1525 BUDAPEST, PF. 38**

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 FT