

IDŐJÁRÁS

2

1960. MÁRCIUS – ÁPRILIS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

2

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
 Dr. BÉLL B.
 Dr. BERKES Z.
 BODOLAI I., a fiz. tud.
 kandidátusa
 Dr. S. BRANDEJS (Prága)
 Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
 Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
 Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
 Dr. HILLE A.
 Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
 S. JAHÓ (Tirana)
 Dr. KAKAS J. szerkesztő
 P. KASNECI (Tirana)
 Dr. KÉRI M.
 Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
 Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
 Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
 Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
 Prof. dr. W. OKOLOWICZ
 (Warszawa)
 Dr. OZORAI Z.
 Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
 Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
 Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
 Prof. dr. F. STEINHAUSER
 (Wien)

*

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
 TELEFON : 353-500

*

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70.
 ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV.
 SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
 TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764.
 METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
 EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

TARTALOM

Dési, F.: Gleichgewicht des Wassertröpfe enthaltenden Wolkenluftquantums (Vízsepeket tartalmazó felhőlevegőkvan- tum egyensúlya).....	65
Konček, N. (Bratislava): Besonderheiten im Temperaturregime an den Südhängen der Hohen Tatra (A hőmérséklet alakulása a Magas-Tátra déli lejtőin).....	72
Mészáros, E.—Wirth, E.: Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes (Rétegfelhőkből hull esők cseppjeinek spektrális eloszlása).....	82
Pápainé Szalay Gabriella: Az alsó 5 km-es légréteg hőmérsék- leti szerkezete különböző makroszinoptikus helyzetekben	88
Rákócziné Wágner Magdolna: A csapadék eloszlása Magyaror- szágon meridiális áramlású ciklonális helyzetekben...	96
Koppány György: Erősen fejlett anticiklonmagok elterjedése az Északi-félgömbön.....	103
Szepesi Dezső: A nullarétegről	106
Wirth Endre A jégfázis létrejöttének kérdésére vonatkozó vizs- gálatok	109
Aujeszky László: Az éghajlat fogalmának általánosítása a boly- góközi térre	112
Pletser János: Öntözött talaj hőmérséklete	113
Urbán Barna: Időjárásíró följegyzések Sárospatakon 1847—53 között	115
Ozorai Zoltán: Néhány szó az „álló Föld” hipotézis védelmében	118

RODALOM

Acta Climatologica. Acta Universitatis Szegediensis (Kéri M.) ..	119
Ihrig Dénes (szerk.): Beszámoló a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet 1957. évi munkájáról (Szepesiné Lőrincz A.)	120
Pogozsjan, H. P.: Általános légkörzés (Koppány Gy.).....	121
Pcselko, I. G.: A nagymagasságú repülések meteorológiai fel- tételei (Ozorai Z.).....	121
Fina, A. L. de—Sabella, L. J.: A csapadék területi előrejelzése (Dési F.).....	122
KRÓNIKA	123

F. Dési:

Gleichgewicht des Wassertröpfe enthaltenden Wolkenluftquantums

Equilibrium of the cloud-air-quantum containing water droplets. As proved by the author in his preceding papers, the saturated air-quantum is in a saturated or non-saturated ambiency in an unstable, indifferent or stable equilibrium if

$$-\frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT}(ST) \right] \begin{matrix} \leq \\ \geq \end{matrix} -\frac{dT_v}{dz}$$

In the present paper also the weight of the water-droplets condensated in the ascending cloud-air-quantum is taken into consideration and proved that in this case the equilibrium-conditions mentioned above will become modified as follows:

$$-\frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT}(ST) \right] \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) + T \left(1 + 0,604 S \right) \frac{c_p}{r} \frac{d(\Delta T)}{dz} \begin{matrix} \leq \\ \geq \end{matrix} -\frac{dT_v}{dz}$$

After neglections, a formule — suitable for practical calculations and tables, containing numerical values, too, are published.

*

Aus der Fachliteratur ist jene am meisten gebrauchte Definition bekannt, wonach das gesättigte Luftquantum in einer gesättigten oder ungesättigten Umgebung sich in einem labilen, indifferenten oder stabilen Gleichgewicht befindet, wenn der virtuelle Temperaturgradient der Umgebung grösser, gleich oder kleiner als der feuchtadiabatische Temperaturgradient ist [1]. In einer unserer früheren Arbeiten wurde auf die Ungenauigkeit dieser Definition hingewiesen [2], [3] und festgestellt, dass die Gleichgewichtsbedingungen

$$-\frac{dT}{dz} \left[+ 0,604 \frac{d}{dT}(ST) \right] \begin{matrix} \leq \\ \geq \end{matrix} -\frac{dT_v}{dz} \tag{1}$$

eine bessere Annäherung an die Realität ermöglichen. Auf der linken Seite der Gleichung (1) sind die Zustandsgrößen des gesättigten Luftquantums vorzufinden: T bedeutet die absolute Temperatur, $-dT/dz$ den feuchtadiabatischen Temperaturgradienten und S die spezifische Sättigungsfeuchte; die auf der rechten Seite angegebene $-dT_v/dz$ bedeutet den virtuellen Temperaturgradienten der Umgebung.

Bekannt ist auch der die Gleichgewichtsbedingungen — im Falle einer ($q \neq \bar{q}$, $p = \bar{p}$) quasistatischen Zustandsänderung — ausdrückende Grundzusammenhang:

das gesättigte Luftquantum von p Druck und ϱ Dichte ist in einer Umgebung von p Druck und $\bar{\varrho}$ Dichte in einem labilen, indifferenten oder stabilen Gleichgewicht, wenn

$$\frac{d\varrho}{dp} \leq \frac{d\bar{\varrho}}{dp}. \quad (2)$$

Aus der Gasgleichung können ϱ und $\bar{\varrho}$ ausgedrückt werden :

$$\varrho = \frac{p}{R_l T_v}, \quad \bar{\varrho} = \frac{p}{R_l \bar{T}_v}. \quad (3)$$

R_l ist die Gaskonstante der trockenen Luft.

Nach der Differenzierung der Gleichungen (3) nach z , und der Trennung der Quotienten dT/dp und dT_v/dp mit dz erhalten wir :

$$\frac{d\varrho}{dp} = \frac{1}{R_l T_v} - \frac{p}{R_l T_v^2} \frac{dT_v}{dp} = \frac{1}{R_l T_v} - \frac{p}{R_l T_v^2} \frac{dT_v}{dz} \frac{dz}{dp},$$

$$\frac{d\bar{\varrho}}{dp} = \frac{1}{R_l \bar{T}_v} - \frac{p}{R_l \bar{T}_v^2} \frac{d\bar{T}_v}{dz} \frac{dz}{dp}. \quad (4)$$

Da

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{1}{\bar{\varrho}g}, \quad (5)$$

ist

$$\frac{d\varrho}{dp} = \frac{1}{R_l T_v} + \frac{p}{R_l T_v^2} \frac{1}{\bar{\varrho}g} \frac{dT_v}{dz},$$

$$\frac{d\bar{\varrho}}{dp} = \frac{1}{R_l \bar{T}_v} + \frac{p}{R_l \bar{T}_v^2} \frac{1}{\bar{\varrho}g} \frac{d\bar{T}_v}{dz}. \quad (6)$$

In der Ausgangslage

$$T_v = \bar{T}_v, \quad (7)$$

— also der Gleichung (2) entsprechend — erhält man die Gleichgewichtsbedingungen — nach Ausführung der Vereinfachungen wie folgt :

$$\frac{dT_v}{dz} \leq \frac{d\bar{T}_v}{dz} \quad (8)$$

Aus (8) kann (1) dann und nur dann abgeleitet werden, wenn das Gewicht der sich im aufsteigenden gesättigten Luftquantum (Wolkenluftquantum) bildenden Wassertropfen vernachlässigt wird, und es weiters auch bewiesen wird, dass mit der Inbetrachtung des Gewichtes der Wassertropfen auch die unter (1) angegebenen Bedingungen einer Modifizierung unterliegen.

Offensichtlich sind die Wassertropfen im untersten Teile der Wolke noch klein und kann ihr Gewicht dort noch vernachlässigt werden, im oberen Teile der Wolke aber, — im aufsteigenden Wolkenluftquantum — nimmt das Gewicht der Wassertropfen infolge der ständigen Kondensation immer zu. Dieses flüssige Wolkenwasser verursacht im aufsteigenden Wolkenluftquantum zuletzt eine so bedeutende relative Dichtezunahme, die bereits keineswegs vernachlässigt werden kann.

Die in einem Wolkenluftquantum von 1 kg kondensierte Wassermenge sei mit m [gr] bezeichnet. In diesem feuchtadiabatischen Prozess wird eine Wärmemenge rm frei, r bedeutet diejenige Wärmemenge, welche sich auf 1 gr bezieht, und diese freigewordene Wärme verursacht es, dass das aufsteigende Wolkenluftquantum seine Temperatur nicht entlang der trockenen, sondern entlang der feuchten Adiabate ändert. Hieraus folgt, dass die zwischen der trockenen und feuchten Adiabate bestimmbare Temperaturdifferenz ΔT das direkte Mass der freiwerdenden Kondensationswärme ist. Demzufolge ist

$$mr = 1000 c_p \Delta T, \quad (9)$$

wo c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck bezeichnet. Aus (9) kann das Gewicht der in einer Wolkenluftmenge von 1 gr enthaltenen Wassertropfen [gr] ermittelt werden :

$$\frac{m}{1000} = \frac{c_p}{r} \Delta T. \quad (10)$$

Soviel gr fließendes Wolkenwasser schwebt also in jedem gr Wolkenluft: $m/1000$ ergibt also die relative Dichtezunahme der aufsteigenden Wolkenluft. Diese relative Dichtezunahme kann aber auch so aufgefasst werden, als ob die Dichte infolge der Temperaturabnahme zugenommen hätte, als ob die absolute Temperatur des aufsteigenden Wolkenluftquantums mit dem Bruchteil $m/1000$ abgenommen hätte.

Die Dichte des Wolkenluftquantums sei nämlich mit ϱ bezeichnet, wobei die kondensierten Wassertröpfchen nicht in Betracht genommen werden. Da in jedem gr Wolkenluft $m/1000$ gr Wasser in 1 cm^3 , also $\varrho m/1000$ gr zugegen ist, wächst die Dichte der Wolkenluft auf

$$\varrho' = \varrho + \varrho \frac{m}{1000}. \quad (11)$$

Aus (11) kann der relative Dichtezuwachs ausgedrückt werden :

$$\frac{\varrho' - \varrho}{\varrho} = \frac{m}{1000}. \quad (12)$$

Wenn die zu ϱ gehörende virtuelle Temperatur mit T_v , und die zu $\varrho' - \varrho$ gehörende virtuelle Temperaturabnahme mit $T_v - T_v'$ bezeichnet wird, muss — infolge der isobarischen Bedingung — der Zusammenhang

$$\frac{\varrho' - \varrho}{\varrho} = \frac{T_v - T_v'}{T_v} \quad (13)$$

bestehen, welches im wesentlichen besagt, dass die relative Dichtezunahme mit der relativen Temperaturabnahme gleich ist. Nach der Einsetzung von (12) in (13) erfolgt :

$$\frac{T_v - T_v'}{T_v} = \frac{m}{1000}, \quad (14)$$

woraus :

$$T_v' = T_v \left(1 - \frac{m}{1000} \right), \quad (15)$$

und mit der Benützung von (10) :

$$T_v' = T_v \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right). \quad (16)$$

Demgemäss kann die Temperatur des aufsteigenden Wolkenluftquantums — mittels der bekannten Formel der virtuellen Temperatur — folgenderweise aufgeschrieben werden :

$$T_v = T (1 + 0,604 S) \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right). \quad (17)$$

Nach der Differenzierung von (17) nach z :

$$\begin{aligned} \frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} (1 + 0,604 S) \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) + 0,604 T \frac{dS}{dz} \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) - \\ - T (1 + 0,604 S) \frac{c_p}{r} \frac{d(\Delta T)}{dz}, \end{aligned} \quad (18)$$

und nach der Trennung des Quotienten dS/dz mit dT , sowie nach der Durchführung der Vereinfachung erhalten wir :

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT} (ST) \right] \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) - T (1 + 0,604 S) \frac{c_p}{r} \frac{d(\Delta T)}{dz}. \quad (19)$$

Nach dem Einsetzen des (19) in (8) erhält man die Bedingungen des Gleichgewichts in dem Falle, wenn im aufsteigenden gesättigten Wolkenluftquantum auch das Gewicht der Wassertropfen in Betracht zieht. Wenn in (19) der Faktor $(1 - c_p \Delta T / r)$ mit der Zahl 1 ersetzt, und das zweite Glied an der rechten Seite weggelassen wird, erhält man die Gleichung (1), d. h. die das Gewicht der Wassertropfen vernachlässigende Gleichgewichtsbedingungen.

In (19) können einige Faktoren vernachlässigt werden, so z. B. der Faktor $(1 - c_p \Delta T / r)$ im Vergleich zu den ihm vorangehenden Faktoren, da ja $c_p / r = 4 \cdot 10^{-4}$ ($c_p = 0,24$, $r = 600$). In der Annäherung kann $T (1 + 0,604 S) = 273$ genommen werden und in diesem Falle erhält man $273 \cdot 0,24 / 600 = 0,11$ als Multiplikator des Quotienten $d(\Delta T) / dz$. Auf Grund der obigen :

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT} (ST) \right] - 0,11 \frac{d(\Delta T)}{dz}. \quad (20)$$

Der Quotient $d(\Delta T) / dz$ bedeutet aber die Differenz der feuchten- und der trockenadiabatischen Temperaturgradienten und deshalb, wenn der trockenadiabatischer Temperaturgradient mit -1 angenommen und die Vereinfachung durchgeführt wird, erhält man die Gleichung

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} \left[0,89 + 0,604 \frac{d}{dT} (ST) \right] - 0,11, \quad (21)$$

welche bereits zu praktischen und numerischen Rechnungen geeignet ist.

Hinsichtlich der numerischen Werte des Faktors $[0,89 + 0,604 d(ST) / dT]$ gibt die untenstehende Tabelle Auskunft :

tC°	$[0,89 + 0,604 d (ST)/dT]$	tC°	$[0,89 + 0,604 d (ST)/dT]$
-10	0,91	+22	1,09
- 5	0,92	+24	1,11
0	0,94	+26	1,13
+ 5	0,96	+28	1,16
+10	0,98	+30	1,20
+12	1,00	+32	1,23
+14	1,01	+34	1,27
+16	1,03	+36	1,31
+18	1,04	+38	1,36
+20	1,06	+40	1,41

Diese Tabelle bezieht sich auf einen Luftdruck von 1000 mb [4], [5]. Es kann sowohl aus der im Zusammenhange mit der (1) mitgeteilten [3], als auch aus der obigen Tabelle festgestellt werden, dass im Falle einer grösseren positiven Temperatur die Abweichung bedeutend ist. Es ist auch ersichtlich, dass die mit der Inbetrachtung des Gewichtes der Wassertropfen errechneten Werte kleiner sind, als die bezüglich der (1) in der Tabelle angegebenen Werte. Auf 1000 mb ändert sich dT/dz in der folgenden Weise :

tC°	= -10	0	+10	+20	+30
$-dT/dz$	= 0,76	0,65	0,53	0,43	0,36

Es sei auch noch darauf hingewiesen, dass (19) auf eine andere Form gebracht werden kann, wenn bei der Bestimmung des Quotienten $d(\Delta T)/dz$, bei der Bestimmung der Differenz der feuchten- und trockenadiabatischen Temperaturgradienten aus den folgenden ausgegangen wird: Bei der Errechnung der Temperaturabnahme des aufsteigenden gesättigten Luftquantums muss jene Wärmemenge dq in Betracht gezogen werden, welche einerseits zu der Erwärmung und Ausdehnung der aus Luft und gesättigtem Wasserdampf bestehenden Gemisch erforderlich ist, und andererseits, welche durch die Verdampfung der Wassermenge $dS/dT \cdot dT$ auch weiterhin die Sättigung des Wasserdampfes sichert. Zur Erwärmung der Luft mit dT ist $c_p dT$, zu ihrer Ausdehnung mit dv ist $Ap dv$, und zur Verdampfung der Wassermenge dS eine Wärmemenge von rdS erforderlich. Insgesamt wird also die Wärmemenge

$$dq = c_v dT + Ap dv + r dS \quad (22)$$

aufgebraucht. Die Differentialgleichung der sogenannten Regenadiabate ist zu erhalten, wenn $dq = 0$ genommen wird und wenn aus der differenzierten Gasgleichung

$$dv = \frac{R dT - v dp}{p}, \quad (23)$$

aus der Gasgleichung $v = RT/p$, d. h.

$$dv = \frac{R dT - RT/p dp}{p} \quad (24)$$

ausgedrückt und auch der Zusammenhang

$$c_v = c_p - AR \quad (25)$$

benützt wird. Nach der Einsetzung der obigen in (22) und mit dz dividiert erhält man :

$$c_p \frac{dT}{dz} - AR \frac{T}{p} \frac{dp}{dz} + r \frac{dS}{dz} = 0. \quad (26)$$

Mti Anwendung der Grundgleichung der Statik ($dp/dz = -\bar{g}$) und der Gasgleichung ($T/p = 1/R\bar{q}$), und nach der Dividierung mit c_p ist :

$$\frac{dT}{dz} + \frac{Ag}{c_p} + \frac{r}{c_p} \frac{dS}{dz} = 0. \quad (27)$$

Ag/c_p ist aber gerade der trockenadiabatische Temperaturgradient, es ist also

$$\frac{d(\Delta T)}{dz} = -\frac{r}{c_p} \frac{dS}{dz}. \quad (28)$$

Nach der Einsetzung des obigen Ausdrucks in (19) erhalten wir

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT} (ST) \right] \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) + T (1 + 0,604 S) \frac{dS}{dz}. \quad (29)$$

Wenn der Faktor $(1 - c_p \Delta T/r)$ wieder vernachlässigt wird, der Quotient dS/dz mit dT getrennt, und die Vereinfachung durchgeführt wird, erhalten wir folgende Formel :

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT} (ST) + (1 + 0,604 S) T \frac{dS}{dT} \right]. \quad (30)$$

Für diese Formel ist charakteristisch, dass der auf der rechten Seite stehende zweite Faktor nur T und S enthält. Es sei noch bemerkt, dass mit der Einsetzung von $T(1 + 0,604 S) = T_v/(1 - c_p \Delta T/r)$ auch T_v an der rechten Seite der Gleichung (21) stehen kann.

Wir möchten auch darauf hinweisen, dass in der die vertikale Beschleunigung des aufsteigenden Luftquantums ausdrückenden Gleichung als virtuelle Temperatur $T_v = T(1 + 0,604 S)(1 - c_p \Delta T/r)$ anzunehmen nötig ist. Diese Korrektur besagt im wesentlichen, dass das Gewicht der Wassertropfen die Beschleunigung des aufsteigenden Wolkenluftquantums vermindert.

LITERATUR

- [1] Dési, F. : A légrétegződés egyensúlyi helyzetéről. *Az Időjárás*. 1943. 161. o.
- [2] Dési, F. : Vízgőzzel telített levegőrészecske egyensúlya. *Időjárás*. 1948. 27. o.
- [3] Dési, F. : Über das Gleichgewicht eines gesättigten Luftteilchens. *Archiv f. Met., Geoph. und Biokl.* Serie A. Band II. 2-3. Heft, 1950.
- [4] Koschmieder, H. : Dynamische Meteorologie, 1951. 100. o.
- [5] Linke's Meteorologisches Taschenbuch. 70. táblázat.

×

VÍZCSEPPEKET TARTALMAZÓ FELHŐLEVEGŐ-KVANTUM EGYENSÚLYA

Szerző az egyik korábbi tanulmányában kimutatta, hogy telített nedvességű légmentes telített vagy telítetlen nedvességű környezetben labilis, indifferens vagy stabilis egyensúlyban van, ha

$$-\frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT} (ST) \right] \begin{matrix} \leq \\ \geq \end{matrix} -\frac{d\bar{T}_v}{dz}, \quad (1)$$

hol dT/dz a felszálló telített nedvességű légvantum, $d\bar{T}_v/dz$ a környezet virtuális hőmérsékleti gradiensét jelenti és S a telítési specifikus nedvességet.

Kiindulva az egyensúlyi feltételeket kifejező

$$\frac{d\varrho}{dp} \leq \frac{d\bar{\varrho}}{dp} \quad (2)$$

alapösszefüggésből, felhasználva a gázegyenletet és a sztatika alapegyenletét, valamint azt az összefüggést, hogy a kiindulási helyzetben $T_v = \bar{T}_v$, az egyensúlyi feltételekre a

$$\frac{dT_v}{dz} \leq \frac{d\bar{T}_v}{dz} \quad (8)$$

kifejezést kapjuk.

(1) nincs tekintettel a felszálló felhőlevegőkvantumban kondenzálódó vízcseppek súlyára. Bizonyítjuk, hogy a vízcseppek súlyának figyelembevételével a

$$-\frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT} (ST) \right] \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) + T (1 + 0,604 S) \frac{c_p}{r} \frac{d(\Delta T)}{dz} \leq -\frac{d\bar{T}_v}{dz}$$

egyenlőtlenségek tartalmazzák az egyensúlyi feltételeket, c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, r a kondenzációs hő, ΔT a nedves- és száraz-adiabatákról olvasható hőmérsékleti különbséget jelenti és dS/dz hányados a telítési specifikus nedvesség magasság szerinti változását adja.

A fönnebbi egyenlőtlenséget úgy kapjuk, hogy mindenekelőtt kiszámítjuk az 1 gr felhőlevegőben kondenzálódott

$$\frac{m}{r} = \frac{c_p}{r} \Delta T \quad (10)$$

gr vízmennyiséget, s e relatív sűrűség-növekedést a felszálló telített nedvességű felhőlevegő-kvantum abszolút hőmérsékletének csökkenéseként fogjuk fel. Ezek szerint

$$T_v = T (1 + 1,604 S) \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) \quad (17)$$

és számításainkban a (17) meghatározta virtuális hőmérsékleti értéket használtuk fel.

Elhanyagolásokkal kapjuk a numerikusan is kiértékelt (21)-et (lásd: táblázatok), s a nedves- és szárazadiabatikus hőmérsékleti gradiensek különbségének meghatározásával,

$$\frac{d(\Delta T)}{dz} = -\frac{r}{c_p} \frac{dS}{dz} \quad (28)$$

a (30)-at.

Arra is utalunk, hogy a felszálló légvantum függélyes gyorsulását kifejező egyenletben $T_v = T (1 + 0,604 S) (1 - c_p \Delta T / r)$ veendő virtuális hőmérsékletként. Ez a javítás lényegében azt jelenti, hogy a vízcseppek súlya csökkenti a felszálló felhőlevegő-kvantum gyorsulását.

Besonderheiten im Temperaturregime an den Südhängen der Hohen Tatra

Образование температуры южных склонов Высокой Татры. Автор на основе 5-летнего материала (1952—1956) трех станции, расположенных на южных и юго-восточных склонах Высокой Татры, вычисляет температурные разницы, из наблюдений, сделанных в 14 и 13 ч. по местному времени. Эти разницы показывают очень характеристический летний ход в средней части склона: они являются в зимних месяцах негативными, а в летних позитивными. У подножия и на вершине горы разницы являются большей частью позитивными, но у подножия годовой ход дает двойную, а на вершине простую волну. Вертикальные температурные градиенты между уровнями 700, 1800 и 2600 м характеризуют температурную структуру воздуха гор и ее годовые вариации.

*

Bei einer Überprüfung der Temperaturänderungen zwischen 13 und 14 Uhr Ortszeit im Gebiet der Hohen Tatra für Zwecke eines gegenseitigen Vergleiches der Temperaturangaben am Tages-Beobachtungstermin und der Mittelwerte des ganzen Tages im polnischen und tschechoslowakischen Teil dieses Gebietes sind interessante Beziehungen zwischen der Lufttemperatur um 13 und 14 Uhr zum Vorschein gekommen. Für diese Bearbeitung wurden die Angaben dreier übereinander liegender Stationen benutzt: Poprad ($\varphi = 49^\circ 4' N$, $\lambda = 20^\circ 15' E$, $H = 709$ m NN) im Zipser Kessel, Skalnaté Pleso ($\varphi = 49^\circ 12' N$, $\lambda = 20^\circ 14' E$, $H = 1778$ m NN) in mittleren Lagen am Süd- bis Südosthang des Gebirgsmassivs und die Lomnitzer Spitze ($\varphi = 49^\circ 12' N$, $\lambda = 20^\circ 13' E$, $H = 2635$ m NN) als höchster Gipfel im östlichen Teil der Hohen Tatra.

Zum erwähnten Vergleich ist das 5jährige Beobachtungsmaterial aus den Jahren 1952—1956 verwendet worden. Aus den Angaben der Temperaturänderung von 13 bis 14 Uhr ist namentlich in den mittleren Hanglagen in Skalnaté Pleso ein deutlich ausgeprägter Jahresgang dieser Änderungen zum Ausdruck gekommen, wie dies aus *Tab. I.* und *Abb. 1* ersichtlich ist.

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I

A 14—13 órai hőmérsékletkülönbségek C°-ban

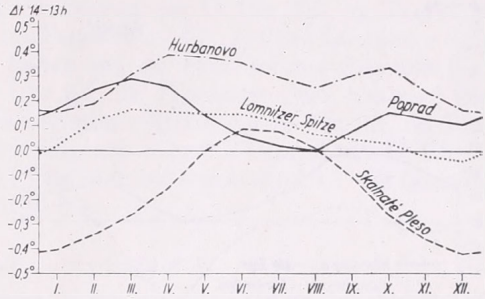
Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr in °C

Hónap — Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Poprad	0,17	0,25	0,29	0,26	0,14	0,06	0,02	0,00	0,08	0,16	0,13	0,11
Skalnaté Pleso	-0,40	-0,34	-0,26	-0,15	0,00	0,09	0,08	0,01	-0,11	-0,26	-0,36	-0,42
Lomnitzer Spitze	0,02	0,12	0,17	0,16	0,15	0,15	0,12	0,07	0,05	0,03	-0,02	-0,04
Hurbanovo	0,16	0,19	0,32	0,39	0,38	0,36	0,30	0,26	0,31	0,34	0,24	0,17

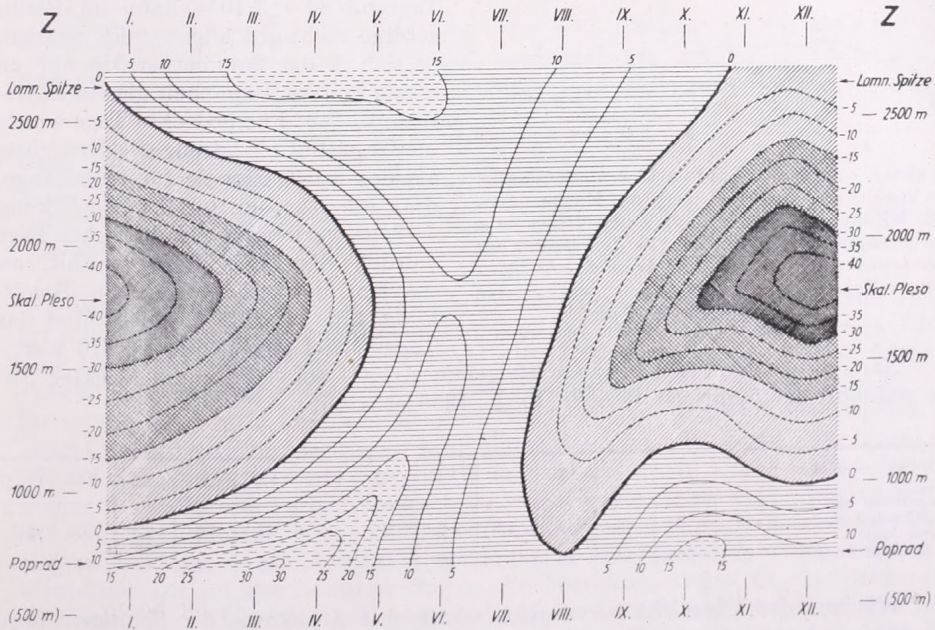
Ausser den Angaben der Gebirgsstationen in der Hohen Tatra sind zum Vergleich auch die entsprechenden Werte für Hurbanovo, vorm. Stará Dala, ($\varphi = 47^\circ 53' N$, $\lambda = 18^\circ 12' E$, $H = 115$ m NN) als repräsentative Station in der Donau-niederung angeführt. Mit Rücksicht auf die kurze Beobachtungsperiode sind die Werte der benachbarten Monate nach der Formel $(a + 2b + c)/4$ ausgeglichen worden. Aus *Tab. I* und *Abb. 1* ist deutlich zu sehen, dass am Boden des Kessels

* Verfasser des Aufsatzes: Dr. Nikolaus Konček, koresp. Mitglied der Slowakischen Akademie für Wissenschaften, Professor an der Universität von Bratislava (Tschechoslowakei).

die Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr stets positiv sind, nur im August ist die Temperatur um 13 und 14 Uhr gleich hoch. Dabei kommen im Jahresgang der Differenzen zwei Maxima, das Hauptmaximum im März und ein sekundäres Maximum im Oktober, sowie zwei Minima, u. zw. das Hauptminimum im August und ein sekundäres Minimum im Dezember, zum Ausdruck. In Skalnaté Pleso herrscht ein ausgeprägter einfacher Jahresgang mit einem Maximum im Juni (14 Uhr wärmer als 13 Uhr) und einem Minimum im Dezember mit einem beträchtlich negativen Wert von $-0,42^{\circ}$ C. Überhaupt sind in Skalnaté Pleso die Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr vom September bis einschliesslich April negativ. Auf der Lomnitzer Spitze überwiegen bei einem einfachen Jahresgang mit einem Maximum im März und einem Minimum im Dezember ziemlich gleichmässig verteilte positive Werte, negative Werte entfallen lediglich auf den November und Dezember. Aus den Angaben für Hurbanovo geht hervor, dass in der Niederung das ganze Jahr hindurch positive Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr auftreten und dass ähnlich wie in Poprad ein doppelter Jahresgang angedeutet ist, die absoluten Werte sind jedoch grösser und ihr Verlauf mehr ausgeglichen.

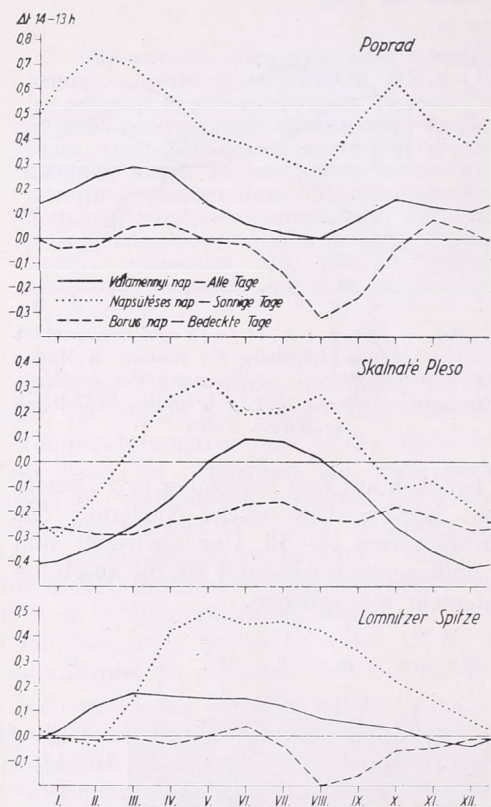


1. ábra — Abb. 1.: A 14 és 13 órai hőmérséklet közötti közepes különbség évi menete a Magas Tátra déli lejtőin — Jahresgang der mittleren Temperaturdifferenz 14—13 Uhr an den Südhängen der Hohen Tatra



2. ábra — Abb. 2.: Hőmérsékletváltozás 13 órától 14 óráig $1/100^{\circ}$ -ban a Magas Tátra déli lejtőin, valamennyi nap középértékében — Temperaturänderung von 13 bis 14 Uhr in Hundertstel $^{\circ}$ C an den Südhängen der Hohen Tatra im Mittel aller Tage

Besonders deutlich kommen die Temperaturänderungen in den ersten Nachmittagsstunden an den Südhängen der Hohen Tatra in der Isoplethendarstellung auf *Abb. 2* zum Ausdruck. Aus dieser Abbildung geht eindeutig der doppelte Jahresgang am Boden des Kessels, ein ausgeprägter Kern negativer Werte im Winter in mittleren Hanglagen mit Höchstwerten im Sommer und erneut ein Vorherrschen positiver Werte am Berggipfel mit einem Maximum gegen Ende des Frühlings und zu Beginn des Sommers hervor.



3. ábra — *Abb. 3.* : A 14 és 13 órai hőmérséklet közötti különbség évi menete a Magas Tatra déli lejtőin valamennyi nap, a napsütéses és a borus napok középértékében — *Jahresgang der Temperaturdifferenz 14—13 Uhr an den Südhängen der Hohen Tatra im Mittel aller Tage, sonniger Tage und bedeckter Tage*

Nach diesen Kriterien haben wir folgende Anzahl sonniger und bedeckter Tage während der 5jährigen Periode 1952—1956 erhalten :

Hónap — Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év — Jahr
Napsütéses nap — Sonnige Tage	23	9	36	17	12	3	20	17	27	36	29	28	257
Borus nap — Bedeckte Tage	29	39	38	39	38	47	44	29	29	36	48	43	450

Wie aus der Übersicht hervorgeht, waren mit Ausnahme der Sonnigen Tage im Juni und teilweise im Februar in allen übrigen Monaten genügend Fälle vorhanden, um die Verhältnisse beurteilen zu können. Bedeckte Tage traten in sämtlichen Monaten in genügendem Ausmass auf.

Im Mittel betrug in den betrachteten Fällen die durchschnittliche Bewölkung an sonnigen Tagen in Poprad im Sommer um 14 Uhr 3,2 Zehntel der gesamten Himmelsbedeckung, im Tagesmittel 2,1, in Skalnaté Pleso um 14 Uhr 2,7, im Tagesmittel 1,6, auf der Lomnitzer Spitze um 14 Uhr 4,1 und im Tagesmittel 2,7. Die entsprechenden Werte im Winter sind für Poprad um 14 Uhr 3,2, im Tagesmittel 3,5, in Skalnaté Pleso um 14 Uhr 0,7, im Tagesmittel 0,8, auf der Lomnitzer Spitze 1,3 und 1,3. Für die bedeckten Tage haben wir im Durchschnitt folgende Werte erhalten: Im Sommer Poprad um 14 Uhr 9,1, im Tagesmittel 8,6, Skalnaté Pleso um 14 Uhr 10,0, im Tagesmittel 9,5, die Lomnitzer Spitze um 14 Uhr 9,7, im Tagesmittel 9,1; für den Winter ergaben sich folgende Werte: Poprad um 14 Uhr 9,2, im Tagesmittel 9,1, Skalnaté Pleso um 14 Uhr 10,0, im Tagesmittel 9,7, die Lomnitzer Spitze um 14 Uhr 9,7 und im Tagesmittel 9,4.

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II

A hőmérséklet 14 órai középértékei valamennyi napon, napsütéses és borús napokon C°-ban

Mitteltemperaturen um 14 Uhr an allen Tagen, an sonnigen Tagen und an bedeckten Tagen in C°

Hónap — Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
P o p r a d												
Összes nap — Alle Tage	- 2,87	- 2,89	2,76	9,70	13,98	17,89	20,05	20,12	17,10	11,30	2,89	0,27
Napsütéses nap — Sonnige Tage	- 6,62	- 4,30	4,73	13,21	18,26	20,90	23,79	24,64	20,73	13,22	2,50	- 0,90
Borús nap — Bedeckte Tage	- 0,90	- 1,58	0,97	7,07	10,55	15,24	16,90	16,02	13,85	7,77	2,43	0,28
S k a l n a t é P l e s o												
Összes nap — Alle Tage	- 5,45	- 7,45	- 3,11	1,04	5,04	9,40	11,27	11,38	8,30	4,26	- 1,28	- 2,59
Napsütéses nap — Sonnige Tage	- 3,35	- 5,36	- 0,82	4,68	9,89	12,37	15,74	15,82	12,56	7,26	1,58	- 0,31
Borús nap — Bedeckte Tage	- 5,61	- 7,03	- 4,78	0,98	2,18	7,19	8,38	8,23	5,57	0,73	- 3,24	- 4,98
L o m n i t z e r S p i t z e												
Összes nap — Alle Tage	- 11,68	- 13,06	- 9,26	- 5,17	- 1,05	3,97	5,73	5,36	2,50	- 1,31	- 6,93	- 8,47
Napsütéses nap — Sonnige Tage	- 10,38	- 12,51	- 8,44	- 3,48	1,38	6,67	8,20	8,95	5,40	1,33	- 5,26	- 7,49
Borús nap — Bedeckte Tage	- 10,27	- 12,00	- 9,53	- 5,44	- 2,19	2,75	4,06	2,96	1,01	- 4,05	- 8,43	- 9,55

In der *Tab. II.* sind nicht ausgeglichene Temperatur-Mittelwerte von 14 Uhr für alle Tage, für sonnige und bedeckte Tage der Stationen Poprad, Skalnaté Pleso und Lomnitzer Spitze aus der Periode 1952—1956 angeführt. In der folgenden Tabelle III. findet sich eine Übersicht der Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr in °C für sonnige und bedeckte Tage an allen drei Stationen (ausgeglichene Werte). Auf *Abb. 3* findet sich eine graphische Darstellung des Verlaufes der in *Tab. I.* und *III.* angeführten ausgeglichenen Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr an allen drei Stationen, u. zw. für alle Tage, für sonnige Tage und für bedeckte Tage. Aus den Kurven auf *Abb. 3* geht hervor, dass die Temperaturdifferenz 14—13 Uhr an sonnigen Tagen allgemein grösser ist als in den übrigen Fällen; eine Ausnahme bilden lediglich die Wintermonate auf der Lomnitzer Spitze. An bedeckten Tagen ist die Temperaturdifferenz 14—13 Uhr oft, in Poprad und auf der Lomnitzer Spitze besonders gegen Ende des Sommers, in Skalnaté Pleso das ganze Jahr hindurch negativ. Das Vorkommen der Fälle, welche um 13 Uhr eine höhere Temperatur aufweisen als um 14 Uhr, entfällt in Poprad an bedeckten Tagen auf die Monate August bis Dezem-

A hőmérséklet 14—13 órai különbségei napsütéses és borús napokon C°-ban

Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr an sonnigen und bedeckten
Tagen in °C

Hónap — Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Poprad												
Napsütéses nap — Sonnige Tage	0,61	0,74	0,69	0,57	0,42	0,38	0,32	0,26	0,47	0,63	0,46	0,38
Borús nap — Bedeckte Tage	-0,04	-0,03	0,05	0,06	-0,01	-0,02	-0,14	-0,32	-0,24	0,04	0,08	0,03
Skalnaté Pleso												
Napsütéses nap — Sonnige Tage	-0,30	-0,14	0,06	0,26	0,33	0,19	0,20	0,27	0,07	-0,11	-0,08	-0,18
Borús nap — Bedeckte Tage	-0,26	-0,29	-0,29	-0,24	-0,22	-0,17	-0,16	-0,23	-0,24	-0,18	-0,22	-0,27
Lomnitzer Spitze												
Napsütéses nap — Sonnige Tage	-0,01	-0,04	0,14	0,42	0,50	0,45	0,46	0,42	0,34	0,22	0,14	0,06
Borús nap — Bedeckte Tage	-0,01	-0,02	-0,01	-0,03	0,00	0,04	-0,04	-0,20	-0,16	-0,06	-0,05	-0,01

ber, in Skalnaté Pleso an sonnigen Tagen auf die Monate Oktober bis Februar, an bedeckten Tagen auf sämtliche Monate mit Ausnahme des Juni, auf der Lomnitzer Spitze bei bedeckten Tagen auf die Monate August bis April.

IV. TÁBLÁZAT — TABELLE IV

A hőmérséklet 14—13 órai különbségeinek összehasonlítása különböző borultsági fokú napokon

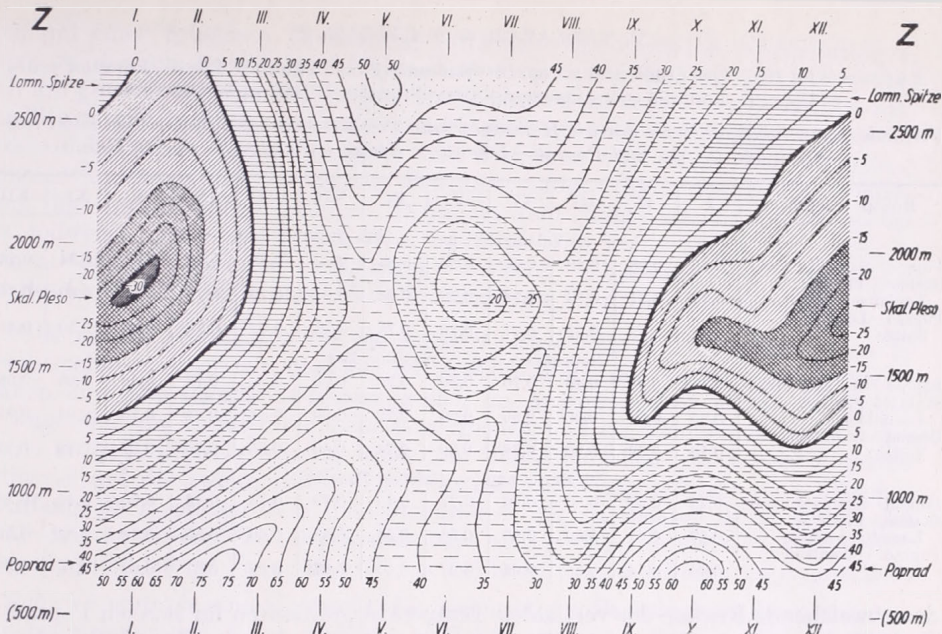
Vergleich der Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr an Tagen mit verschiedenem Bewölkungsgrad
(A = valamennyi nap, B = borús nap, S = napsütéses nap — A = alle Tage, B = bedeckte Tage,
S = sonnige Tage)

	Tél — Winter			Nyár — Sommer		
	S—A	B—A	S—B	S—A	B—A	S—B
Poprad	0,40	-0,19	0,59	0,29	-0,19	0,48
Skalnaté Pleso	0,18	0,11	0,07	0,16	-0,25	0,41
Lomnitzer Spitze	-0,03	-0,05	0,02	0,33	-0,18	0,51

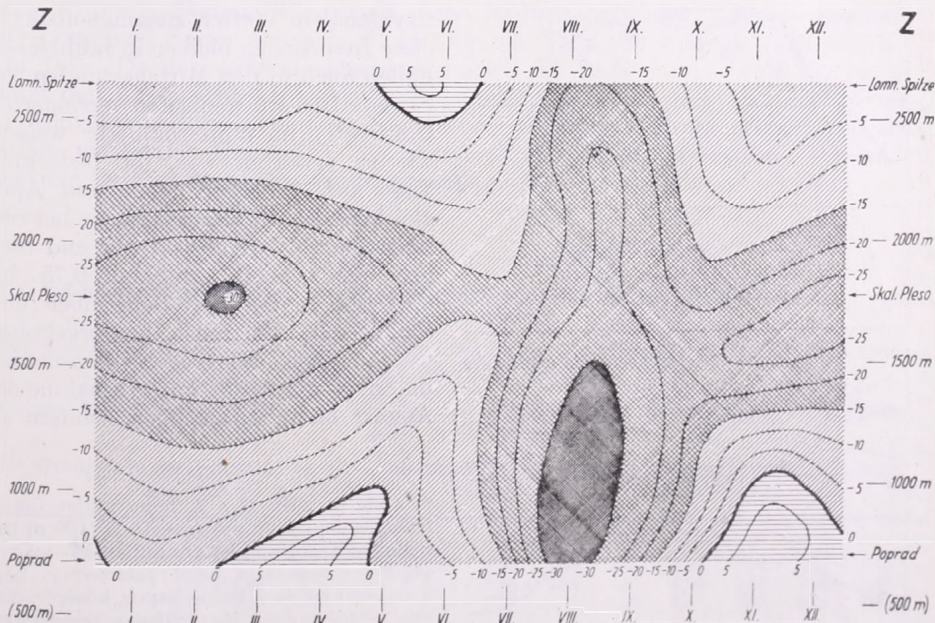
In *Tab. IV* ist eine kurze Übersicht der Differenzen zwischen der Temperaturänderung von 13 zu 14 Uhr beim Vergleich der Mittelwerte für sonnige und alle Tage, für bedeckte und alle Tage sowie schliesslich für sonnige und bedeckte Tage angeführt, gesondert in den Wintermonaten Dezember bis Februar und in den Sommermonaten Juni bis August für alle drei Stationen.

Abb. 4 und *5* bringen die Temperaturänderungen von 13 zu 14 Uhr an sonnigen und bedeckten Tagen an den Südhängen der Hohen Tatra in Isoplethendarstellung. Auf diesen Abbildungen kommen die erwähnten Besonderheiten der Temperaturänderungen in den ersten Nachmittagsstunden bei verschiedenem Wettercharakter besonders deutlich zum Ausdruck.

Zwecks besseren Begreifens der thermodynamischen Grundlage des verschiedenen Charakters der Temperaturänderungen in den ersten Nachmittagsstunden beachten wir die vertikalen Temperaturgradienten zwischen den angeführten Stationen bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen im Laufe des Jahres. *Tab. V* enthält die vertikalen Temperaturgradienten für die Höhenintervalle zwischen den Stationen Poprad und Skalnaté Pleso, Skalnaté Pleso und Lomnitzer Spitze und schliesslich für das gesamte Höhenintervall Poprad — Lomnitzer Spitze. Aus dieser Tabelle, deren Werte auf *Abb. 6* graphisch dargestellt sind, ist auf den ersten Blick



4. ábra — *Abb. 4.* : Hőmérsékletváltozás 13 órától 14 óráig $1/100\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ban a Magas Táttra déli lejtőin a napsütötes napok középértékében — *Temperaturänderung von 13 bis 14 Uhr in Hundertstel $^{\circ}\text{C}$ an den Südhängen der Hohen Tatra im Mittel sonniger Tage*



5. ábra — *Abb. 5.* : Hőmérsékletváltozás 13 órától 14 óráig $1/100\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ban a Magas Táttra déli lejtőin a borús napok középértékében — *Temperaturänderung von 13 bis 14 Uhr in Hundertstel $^{\circ}\text{C}$ an den Südhängen der Hohen Tatra im Mittel bedeckter Tage*

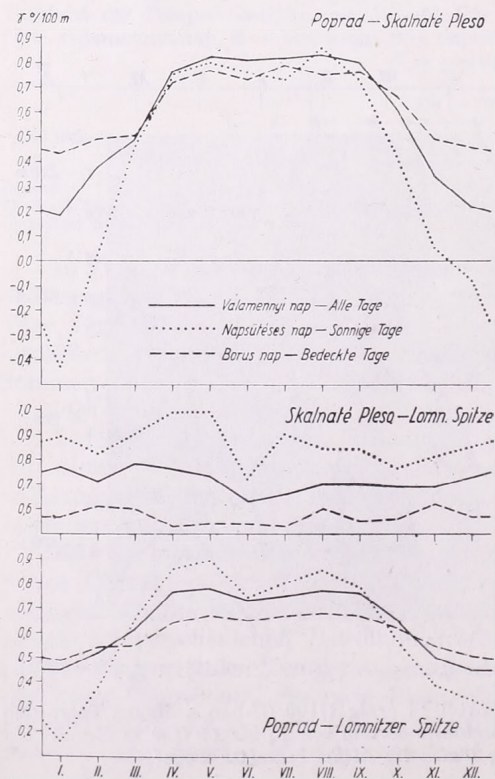
A hőmérséklet függélyes gradiensei a Poprád—Skalnaté Pleso, Skalnaté Pleso—Lomnici esűs és Poprád—Lomnici esűs magasságintervallumaira C°/100 m-ben 13 órakor

Vertikale Temperaturgradienten für die Höhenintervalle Poprad—Skalnaté Pleso, Skalnaté Pleso—Lomnitzer Spitze und Poprad—Lomnitzer Spitze in °C/100 m um 13 Uhr

Hónap — Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Valamennyi nap — Alle Tage												
Poprad—Skalnaté Pleso	0,18	0,38	0,49	0,77	0,82	0,81	0,82	0,83	0,80	0,61	0,34	0,22
Skalnaté Pleso—Lomnitzer Spitze	0,77	0,71	0,78	0,76	0,73	0,63	0,66	0,70	0,70	0,69	0,69	0,73
Poprad—Lomnitzer Spitze	0,45	0,52	0,62	0,77	0,78	0,73	0,75	0,77	0,76	0,65	0,50	0,45
Napsütéses nap — Sonnige Tage												
Poprad—Skalnaté Pleso	-0,43	0,02	0,46	0,76	0,80	0,76	0,73	0,86	0,73	0,42	0,05	-0,08
Skalnaté Pleso—Lomnitzer Spitze	0,89	0,82	0,90	0,99	0,99	0,72	0,90	0,84	0,84	0,76	0,81	0,85
Poprad—Lomnitzer Spitze	0,16	0,38	0,66	0,86	0,89	0,74	0,80	0,85	0,78	0,57	0,39	0,33
Borús nap — Bedeckte Tage												
Poprad—Skalnaté Pleso	0,43	0,49	0,50	0,72	0,77	0,73	0,79	0,75	0,76	0,66	0,49	0,46
Skalnaté Pleso—Lomnitzer Spitze	0,57	0,61	0,60	0,53	0,54	0,54	0,53	0,60	0,55	0,56	0,62	0,57
Poprad—Lomnitzer Spitze	0,49	0,54	0,55	0,64	0,67	0,65	0,67	0,68	0,67	0,62	0,55	0,51

das abweichende Regime der vertikalen Temperaturgradienten im Bereich Poprad—Skalnaté Pleso einerseits und im Bereich Skalnaté Pleso—Lomnitzer Spitze andererseits ersichtlich. Im Bereich Poprad—Skalnaté Pleso sind die Gradienten im Winter-

halbjahr wesentlich verringert, was mit einem häufigen Auftreten mächtiger Temperaturinversionen bei ruhigem antizyklonalem Wetter zusammenhängt; diese Inversionen bleiben in zahlreichen Fällen auch in den Mittagsstunden erhalten. Die am wenigsten verringerten Gradienten im Winterhalbjahr weisen, wie zu erwarten war, die bedeckten Tage auf. Zwischen März und April gleichen sich die Gradientenwerte bei verschiedenen Wettertypen aus und bleiben recht hoch zwischen 0,75 bis 0,85°/100 m bis zum September einschliesslich. Es muss hervorgehoben werden, dass die grössten Gradienten im Sommerhalbjahr mit Ausnahme des August nicht an sonnigen, sondern an



6. ábra — Abb. 6.: A hőmérséklet függélyes gradienseinek évi menete C°/100 m-ben a Magas Tátra déli lejtőin különböző magasságintervallumokon belül valamennyi nap, a napsütéses és a borús napok középértékében — Jahresgang des vertikalen Temperaturgradienten in °C/100 m an den Südhängen der Hohen Tatra innerhalb verschiedener Höhenintervalle im Mittel aller Tage, sonniger Tage und bedeckter Tage

Tagen mit einer grösseren Bewölkung auftreten. Die vertikalen Temperaturgradienten in der Schichte Skalnáté Pleso—Lomnitzer Spitze sind das ganze Jahr hindurch am grössten an sonnigen Tagen, am geringsten an bedeckten Tagen. An sonnigen Tagen erreichen hier die Gradienten die grössten, auch im Durchschnitt nahezu trockenadiabatischen Werte im April und Mai, was von einem sehr intensiven vertikalen Luftaustausch in diesem Zeitraum zeugt. Eine bedeutende Verringerung der Gradienten an sonnigen Tagen im Juni hängt voraussichtlich wenigstens teilweise damit zusammen, dass im Juni sehr wenig Fälle mit sonnigen Tagen zu verzeichnen waren: lediglich 3 in 5 Jahren. Abgesehen von einem tiefen Wert des Gradienten im Juni, entfällt der niedrigste Wert auf den Oktober.

Falls wir die Gradienten für die ganze Schichte Poprad—Lomnitzer Spitze in Betracht nehmen, sehen wir, dass hier die grössten Werte auf das Ende des Frühlings entfallen und eine sekundäre Steigerung sich im August geltend macht. Im Mittel aller Tage sind die Gradienten mehr ausgeglichen und im Sommerhalbjahr am geringsten an bedeckten Tagen; an bedeckten Tagen entfallen jedoch relativ höhere Gradienten auf die zweite Hälfte des Sommers. Im Winterhalbjahr, vom Oktober bis Anfang März, prägen dem Gesamtcharakter der Gradienten seine Gestalt die Verhältnisse im unteren Teil der Atmosphäre auf, so dass die kleinsten Gradienten auf sonnige und ruhige Tage, die grössten auf bedeckte, oft windige Tage entfallen.

Tab. VI. enthält eine Übersicht des gegenseitigen Verhältnisses der vertikalen Temperaturgradienten in den einzelnen Schichten zwischen Poprad, Skalnáté Pleso und der Lomnitzer Spitze. Aus diesem Vergleich geht die Änderung des Charakters der vertikalen Struktur der Atmosphäre vom März zum April und vom September zum Oktober deutlich hervor. Dasselbe Resultat kommt auch in den letzten Zeilen der Tab. VI. zum Vorschein, welche die Differenz zwischen dem Gradienten in der Schichte Poprad—Skalnáté Pleso und dem Gradienten in der Schichte Skalnáté Pleso—Lomnitzer Spitze angeben, u. zw. für alle Tage, für sonnige Tage und bedeckte Tage. Da der vertikale Massenaustausch der Luft $S = -A (dt/dz)$ (wo A bedeutet den Austauschkoefizient, dt/dz die Temperaturänderung) bei der thermischen Konvektion dem vertikalen Temperaturgradienten γ direkt proportional ist, muss den maximalen Gradienten der Temperatur auch die intensivste Durchmischung der Luft in vertikaler Richtung entsprechen.

VI. TÁBLÁZAT — TABELLE VI

A hőmérséklet függélyes gradienseinek egymásközötti aránya és küsönbsége a külbñbözö rétegekben

γ a Poprad—Lomnici csúcs, γ_1 a Poprad—Skalnáté Pleso, γ_2 a Skalnáté Pleso—Lomnici csúcs közötti réteg gradiensét jelenti

Gegenseitiges Verhältnis und Differenzen zwischen den vertikalen Temperaturgradienten in verschiedenen Schichten

γ ist der Gradient in der Schichte Poprad—Lomnitzer Spitze, γ_1 in der Schichte Poprad—Skalnáté Pleso und γ_2 in der Schichte Skalnáté Pleso—Lomnitzer Spitze

Hónap — Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
γ_1/γ	0,40	0,73	0,79	1,00	1,05	1,11	1,09	1,08	1,05	0,94	0,68	0,49
γ_2/γ	1,71	1,37	1,26	0,99	0,94	0,86	0,88	0,91	0,92	1,06	1,38	1,62
γ_1/γ_2	0,23	0,54	0,63	1,01	1,12	1,29	1,24	1,19	1,14	0,88	0,49	0,30
$\Delta\gamma_1-\gamma_2$ Valamennyi nap — Alle Tage	-0,59	-0,33	-0,29	0,01	0,09	0,18	0,16	0,13	0,10	-0,08	-0,35	-0,51
$\Delta\gamma_1-\gamma_2$ Napsütéses nap Sonnige Tage	-1,32	-0,80	-0,44	-0,23	-0,19	0,04	-0,17	0,02	-0,11	-0,34	-0,76	-0,93
$\Delta\gamma_1-\gamma_2$ Borús nap — Bedeckte Tage	-0,14	-0,12	-0,10	0,19	0,23	0,19	0,26	0,15	0,21	0,10	-0,13	-0,11

Auf Grund einer durchgeführten Analyse kann der Versuch unternommen werden die Besonderheiten der Temperaturänderungen in den ersten Nachmittagsstunden in verschiedenen Lagen des Gebirgsmassivs zu erläutern.

Im Winter machen sich in der ganzen Schichte absinkende Bewegungen geltend, wobei namentlich in mittleren Höhen an den Hängen der Einfluss der abfließenden und sich durch Ausstrahlung über der Schneedecke abkühlenden Luft zur Geltung kommt. Auf mächtige absinkende Bewegungen bei sonnigem, ruhigem Wetter zu dieser Jahreszeit lässt der sich verstärkende vertikale Temperaturgradient im Bereich Skalnáté Pleso—Lomnitzer Spitze vom Oktober bis einschliesslich Januar schliessen. Zu dieser Zeit ist nicht nur in Skalnáté Pleso die Temperatur um 13 Uhr wesentlich höher als um 14 Uhr, sondern auch auf der Lomnitzer Spitze macht sich eine kleinere Temperaturdifferenz 14—13 Uhr geltend. In der unteren Luftschicht, am Boden des Kessels, behauptet sich zu dieser Jahreszeit oft eine kalte Schichte mit Nebel, welche infolge des kurzen Tages und wegen schwacher Insolation ein intensiveres Ansteigen der Temperatur im Tagesgang verhindert. Infolgedessen ist die Temperaturdifferenz 14—13 Uhr in Poprad gering.

Beim Übergang vom Winter zum Frühling nimmt infolge verstärkter Insolation der abkühlende Einfluss des mit Schnee bedeckten Gebirgsmassivs ab. Infolgedessen nimmt der Temperaturunterschied 14—13 Uhr in mittleren Hanglagen in Skalnáté Pleso allmählich ab und nähert sich dem Nullwert. In Kamm- und Gipfellagen kommt noch eine dynamische Erwärmung der Luft beim Zusammensinken und gleichzeitiger Wirkung einer verstärkten Insolation zur Geltung, welche auch unmittelbar etwas zur fortschreitenden Erwärmung der Luft zwischen 13 und 14 Uhr beiträgt, wobei sich diese Einwirkung dort ziemlich intensiv in der ganzen Frühjahrssaison durchsetzt. Am Grund des Kessels ist die zunehmende Sonnenhöhe und der länger werdende Tag bereits imstande, wenn auch etwas verspätet, die untere Luftschichte derart zu erwärmen, dass sich der Vormittagsnebel auflöst und die Temperatur zwischen 13 und 14 Uhr intensiv ansteigt, was in Poprad am besten im März zum Ausdruck kommt.

Zur Sommerzeit ist der ganze Bereich der Atmosphäre vom Gebirgss Fuss bis zu den Gipfellagen untertags von einer mächtigen Konvektion beherrscht. Infolgedessen macht die Erwärmung in allen Höhenlagen mindestens bis 14 Uhr Fortschritte; die Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr sind in allen Höhenlagen positiv. In den tiefen Lagen bilden sich in der Nacht nur schwache Bodeninversionen aus und die Erwärmung des Bodens sowie der untersten Luftschichte macht am Vormittag so rasche Fortschritte, dass eine weitere Erwärmung nach 13 Uhr bereits wesentlich verlangsamt wird. Infolgedessen sind die Temperaturdifferenzen 14—13 Uhr in Poprad zwar positiv, jedoch im Vergleich mit dem Frühling wesentlich herabgesetzt, was hier am deutlichsten im August zur Geltung kommt, wann der vertikale Temperaturgradient namentlich an sonnigen Tagen für den ganzen Höhenbereich Poprad—Lomnitzer Spitze ein sekundäres Maximum und für das Intervall Poprad—Skalnáté Pleso das Hauptmaximum erreicht.

Der Herbst zeichnet sich in tieferen und namentlich in mittleren Höhenlagen wieder durch einen ziemlich raschen Übergang zu winterlichen Verhältnissen aus. Die mittleren Lagen, wie es die Werte von Skalnáté Pleso bestätigen, weisen eine immer mehr und mehr fortschreitende Verschiebung des Temperaturmaximums im Tagesgang von 14 Uhr auf 13 Uhr auf. In den Kammlagen verläuft dieser Prozess wesentlich langsamer und erst im November sinkt die Temperatur um 14 Uhr unter den Wert von 13 Uhr. In den Tälern und Kesseln bilden sich infolge starker und lange andauernder nächtlicher Wärmeausstrahlung immer mächtiger werdende Nebel aus, die sich anfangs gegen Mittag noch auflösen, das Maximum der Erwärmung

mung jedoch fortschreitend bis zum Oktober auf einen späteren Zeitraum verschoben, wodurch in diesem Monat die Temperaturdifferenz 14—13 Uhr in Poprad auf einen bedeutenden Wert anwächst. Im weiteren Verlauf behauptet sich die untere Kaltluftschicht mit Nebeln oft den ganzen Tag über, wobei die Erwärmung am Nachmittag infolgedessen abnimmt. So treten dann wieder die extremen winterlichen Verhältnisse ein.

Zum Vergleich der Verhältnisse auf der Lomnitzer Spitze mit den Bedingungen auf Alpengipfeln sei noch eine Übersicht der Temperaturdifferenzen in °C zwischen 14 und 13 Uhr auf dem Sonnblick in einer Höhe von 3108 m NN nach Beobachtungen aus der Periode 1887—1930 angeführt:

Hónap — Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Valamennyi nap — Alle Tage	0,05	0,10	0,12	0,17	0,20	0,15	0,14	0,18	0,17	0,10	0,02	0,00
Napsütéses nap — Sonnige Tage	0,20	0,20	0,20	0,40	0,50	0,40	0,30	0,40	0,10	0,10	0,10	0,10
Borús nap Bedeckte Tage	-0,20	0,10	-0,10	0,00	0,10	-0,10	-0,10	-0,20	0,10	-0,20	-0,10	-0,40

Aus dieser Übersicht ist ersichtlich, dass die Verhältnisse auf dem Sonnblick sehr gut mit den von uns für die Lomnitzer Spitze festgestellten Angaben übereinstimmen. Es kann demzufolge vorausgesetzt werden, dass der beschriebene Verlauf der Nachmittagstemperaturen und seine Ursachen für sämtliche Gebirgszüge unserer Klimazone denselben Charakter tragen.

LITERATURVERZEICHNIS

- [1] Conrad, V.: Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen. Handbuch der Klimatologie, Bd. I, Teil B, Berlin 1936.
- [2] Steinhauser, F.: Die Meteorologie des Sonnblicks, Wien 1938.
- [3] Lauscher, F.: Sommerzeit-Korrekturen der Klimamittel. Anhang 2 zum Jahrbuch für 1946 der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien.
- [4] Referate von M. Orlicz und N. Konček über den Temperaturunterschied zwischen 13 und 14 Uhr im Gebiet der Hohen Tatra, vorgetragen auf der 4. Konferenz über die Bearbeitung der meteorologischen Monographie der Hohen Tatra, abgehalten im November 1959 in Bratislava (nicht veröffentlicht).
- [5] Beobachtungsmaterial aus dem Archiv des Hydrometeorologischen Instituts in Bratislava.

*

A HŐMÉRSÉKLET ALAKULÁSA A MAGAS TÁTRA DÉLI LEJTŐIN

A Magas Tatra déli és délkeleti lejtőin fekvő három állomás — a 709 m NN magasságban fekvő Poprad, az 1778 m NN magasságban levő Skalnaté Pleso és a 2635 m NN magas Lomnici-csúcs — 5 évi (1952—1956) megfigyelései alapján a helyi idő szerinti 14 és 13 órai észlelésekből hőmérsékletkülönbségeket számított ki a szerző (I. táblázat, I. ábra). A vizsgálat egyik célja a különböző terminus-észlelésekből származó napi középértékek összehasonlítása volt.

E különbségeket valamennyi napra, ill. a napsütéses és borús napokra külön-külön is kiszámította, napsütéses napnak véve azokat, amelyeken a felhőzet Skalnaté Plesoban 14 órakor $\leq 5/10$, a napi közép pedig $\leq 3/10$ volt. Borús napoknak vette a szerző azokat a napokat, amelyeken a borultság ugyanott 14 órakor $10/10$, a napi közép pedig $> 8/10$ volt.

Kitűnt, hogy a 14—13 órai hőmérsékletkülönbség a lejtő középső részein igen jellegzetes évi menetet mutat: a téli hónapokban lényegében negatívak, nyáron pozitívak. A hegy lábánál levő völgykatlanban az évi menet kettős hullámot mutat:

márciusi és októberi maximumokkal és augusztusi és decemberi minimumokkal. A különbségek itt állandóan pozitív értékeket adnak. A csúcson egyszerű évi menetet látunk, márciusi és áprilisi maximumokkal és egy decemberi minimummal (kis negatív értékkel).

Napsütéses napokon a 14—13 órai hőmérsékletkülönbség majdnem mindenütt nagyobb, mint valamennyi nap középértékében és ezek az értékek a Lomnici-csúcson valamivel kisebbek a téli hónapokban (*III. táblázat, 3. ábra*).

Kiszámította továbbá a szerző a függélyes hőmérsékleti gradienseket a Poprád—Skalnaté Pleso, Skalnaté Pleso—Lomnici-csúcs és Poprád—Lomnici-csúcs magasságkülönbségekre is, különböző borultsági viszonyok mellett, a 13 órai időpontban (*V. táblázat, 6. ábra*). Ezekből az adatokból világosan kitűnik, hogy alapvető különbség áll fenn a Poprád—Skalnaté Pleso és a Skalnaté Pleso—Lomnici-csúcs rétegei között. A téli és nyári menetek között márciusról áprilusra, és szeptembertől októberre változás áll be a függélyes hőmérsékleti szerkezet jellegében.

Az eredmények elemzése alapján magyarázatot kapunk a hőmérséklet függélyes szerkezetére és annak az év folyamán a hegyvonulat különböző magasságaiban végbemenő változásaira is. Ha a Lomnici-csúcsra vonatkozó eredményeket az Alpokban levő Sonnblick eredményeivel egybevetjük, jó megegyezést látunk és így feltételezhetjük, hogy a délutáni hőmérsékleteknek a szerző által leírt alakulása és annak okai éghajlati övezetünk valamennyi hegyvonulatán azonosak.

E. Mészáros—E. Wirth :

Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes

Спектральное распределение капель дождей падающих из слоистых облаков. Авторы настоящей статьи показывают через двадцать примеров распределение дождевых капель по размерам падающих из слоистых облаков. Максимум спектрального распределения в большинстве случаев находится при диаметре 0,5 мм. Спектры измерились с помощью метода гигрофотографических пластинок.

×

Pour mieux connaître le mécanisme de la formation de la précipitation et la transformation que subissent les gouttes de pluie au cours de leur chute, il est indispensable de mesurer la distribution spectrale (répartition du nombre des gouttes de pluie en fonction de leur diamètre) des gouttes de pluie. Il y a beaucoup de méthodes pour l'exécution de cette mesure [1]. La méthode hygrophotographique, proposée par Sivadijan [2], consiste à mesurer les taches des gouttes sur une plaque hygrophotographique recouverte de l'huile de ricin. La plaque hygrophotographique est sensible non seulement à la lumière mais à l'humidité aussi. Cette plaque, laquelle normalement est jaune, sous l'influence de la lumière devient noire, mais à l'effet de l'eau rejaunit. La manière de la préparation de cette plaque se trouve dans le travail [2]. Sivadijan a pensé, que la diamètre des taches est égale pratiquement à la diamètre des gouttes de pluie qui les ont laissées. Nous sommes d'avis que ce n'est pas tout à fait vrai (les taches sont plus grandes, que les gouttes), et il est nécessaire d'utiliser une courbe d'étalonnage. La manière de l'étalonnage est décrite dans un travail précédant [8].

De début du novembre 1959 jusqu'à la fin du mars 1960 nous avons mesuré à l'Observatoire Aérologique de Budapest la distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes à l'aide des plaques hygrographiques (la distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages cumuliformes sera décrite dans un travail prochain). Exposition des plaques a varié de quelques secondes à quelques minutes suivant la cadence de la précipitation. La mesure des taches sur les plaques convenablement éclairées, s'est effectuée à l'aide d'une règle spéciale [8]. Nous avons calculé dans tous les cas individuels le nombre des gouttes de pluie tombant sur l'unité d'aire pendant une seconde (n), le nombre des gouttes de pluie se trouvant dans l'unité de volume (N) et finalement le contenu en eau (w). On peut calculer N et w de la façon suivante :

$$N = \frac{n_1}{v_1} + \frac{n_2}{v_2} + \frac{n_3}{v_3} + \dots$$

$$w = \frac{4}{3} \rho \pi \left(\frac{n_1 r_1^3}{v_1} + \frac{n_2 r_2^3}{v_2} + \frac{n_3 r_3^3}{v_3} + \dots \right)$$

où v est la vitesse de chute des gouttes de pluie correspondantes, r le rayon des gouttes. Les valeurs de vitesse ont été empruntées d'un travail bien connu de Gunn et Kinzer [3].

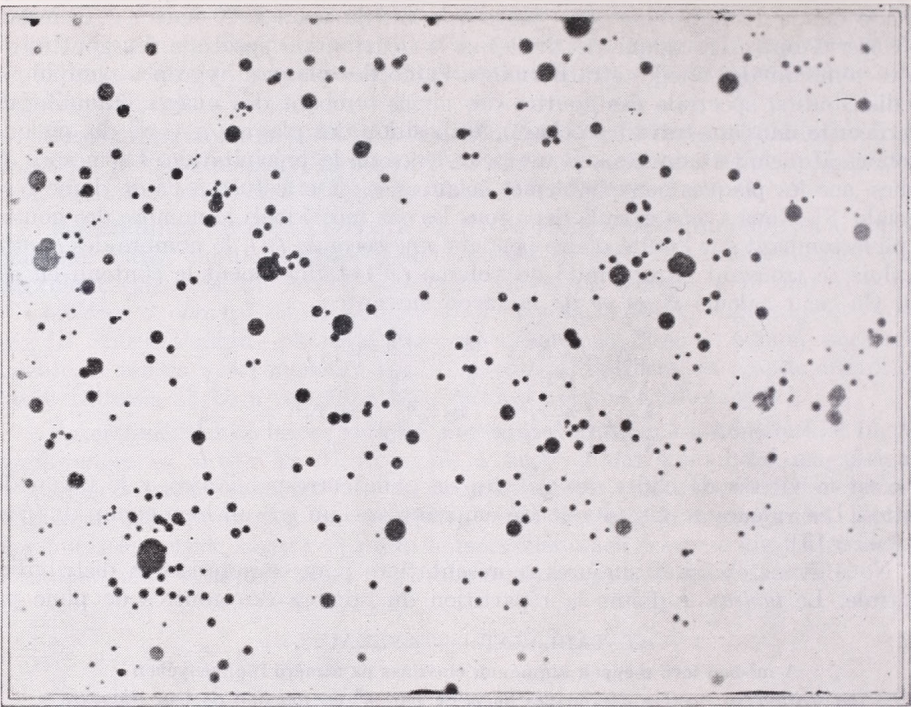
Nous avons choisi 20 mesures représentatives pour caractériser la distribution spectrale. Le tableau I donne la répartition du nombre des gouttes de pluie par

I. TÁBLÁZAT — TABLEAU I.

A m³-ben levő eseppek számának eloszlása az átmérő függvényében

Répartition du nombre des gouttes de pluie par m³ en fonction de leur diamètre

$i \left(\frac{\text{mm}}{\text{h}} \right)$	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	1,8	1,8	1,8	1,8	3,6	5,4
Dátum Date	1959. XI. 6.	1959. XI. 6.	1960. I. 7.	1960. I. 7.	1960. I. 7.	1960. III. 2.	1959. XII. 7.	1959. XII. 2.	1959. XI. 12.	1960. II. 23.	1959. XII. 11.	1959. XI. 9.	1959. XII. 7.	1960. II. 23.	1959. XII. 7.	1959. XI. 6.	1959. XII. 28.	1960. II. 23.	1959. XII. 7.	1959. XI. 9.
0,1	.	.	14,4	23,0	34,4	16,0	68,4	40,1	11,5	8,5	7,8	.	42,9	51,4	68,4	34,4	57,0	34,4	1204,0	.
0,2	15,4	17,2	10,7	21,4	25,8	9,5	36,4	25,6	17,3	1,7	12,9	13,0	16,2	32,2	25,7	17,2	17,1	21,4	488,0	71,8
0,3	47,5	79,2	23,8	89,7	21,2	19,0	52,7	44,8	25,5	7,9	25,5	14,5	17,8	34,3	33,2	34,4	57,9	42,3	412,0	110,8
0,4	69,9	171,3	21,2	64,7	47,7	26,7	39,1	44,7	29,2	10,0	35,0	26,8	35,7	38,1	27,4	51,4	91,8	66,9	331,8	84,6
0,5	69,6	106,8	19,5	82,4	52,6	19,5	37,5	61,5	31,5	25,3	30,0	54,3	84,3	81,0	28,8	108,0	102,0	130,7	360,0	53,9
0,6	44,3	66,2	14,1	72,6	45,2	6,8	28,1	45,2	24,2	19,6	19,2	38,4	66,6	50,0	99,8	77,5	108,8	152,8	236,5	37,7
0,7	3,9	22,2	4,0	17,2	31,2	4,7	24,1	10,2	8,2	19,8	10,1	16,1	32,2	28,5	41,3	57,0	68,8	95,8	106,4	28,5
0,8	.	1,8	0,7	1,9	18,1	2,7	10,9	4,2	3,5	5,7	4,7	6,6	15,6	19,8	15,7	27,5	18,9	36,8	45,3	13,6
0,9	.	.	0,2	0,8	12,1	1,5	6,7	2,9	2,2	4,8	1,4	4,2	9,5	16,0	10,1	14,4	7,6	22,7	37,7	9,2
1,0	.	.	.	0,8	5,4	0,8	4,2	1,5	0,8	0,9	0,8	2,7	7,4	8,8	3,7	6,9	10,0	13,8	18,4	8,4
1,1	3,5	0,6	2,5	1,1	0,7	0,8	0,3	2,1	3,2	4,3	3,4	4,3	2,1	2,1	17,0	3,4
1,2	2,7	0,3	1,0	0,3	0,2	1,5	0,2	1,2	0,5	4,5	2,4	2,6	2,0	0,7	14,0	2,4
1,3	0,2	0,3	.	.	.	0,2	0,2	.	.	0,9	.	1,9	1,3	1,3	13,4	2,2
1,4	0,6	0,1	0,6	.	.	0,2	.	0,9	.	0,6	.	1,2	1,8	0,6	12,5	2,1
1,5	0,1	0,3	.	.	0,2	.	0,6	.	1,1	.	0,5	0,6	0,6	8,6	2,1
1,6	0,6	.	0,5	4,9	1,1
1,7	0,3	0,5	3,2	0,6
1,8	0,8	3,1	0,6
1,9	0,2	1,5	1,2
2,0	0,2	1,1
2,1	1,1
2,2	1,3
2,3	0,5
2,4	0,5
2,5	0,4
2,6	0,4
2,7
2,8
2,9
3,0
Σ	250,6	464,7	108,6	374,5	300,5	108,5	312,8	282,1	154,8	107,1	148,1	182,9	331,9	373,7	359,9	439,2	547,7	622,9	8319,64	438,6



1. ábra — Fig. 1.

m^3 en fonction de leur diamètre (mm) dans ces vingt cas groupés selon l'intensité. Nous avons déterminé l'intensité de la pluie des courbes écrites par un pluviographe Hellmann. Il est de notoriété publique que cet appareil ne fonctionne pas convenablement, surtout à l'occasion des petites intensités, à cause de cela les valeurs d'intensité ne sont pas tout à fait sûres. Il arrivait par exemple que l'appareil n'a rien écrit au moment de la mesure. Dans ces cas nous avons pris une valeur de 0,1 mm/h.

On peut voir de ce tableau au premier d'abord que le nombre des gouttes (en m^{-3}) passe généralement par un maximum pour 0,5 mm et que le nombre des gouttes plus petites n'est pas très élevé. C'est d'autant plus remarquable, car la grande majorité des auteurs ([4], [9], [10], [11]) signale un maximum très marqué dans ce domaine de la répartition. Il faut bien noter qu'une seule fois nous avons mesuré une répartition semblable à celle de Best (7. 12. 1959), mais c'était un cas unique seulement (la figure 1 montre d'ailleurs l'épreuve sur papier de la plaque hygrophoto-graphique utilisée dans ce cas, exp : 10 sec). La figure 2 représente une distribution très fréquente (7. 12. 1959, $I = 1,2$ mm/h). L'abscisse donne les diamètres des gouttes de pluie en mm, l'ordonné représente respectivement n en $m^{-2} \text{ sec}^{-1}$, N en m^{-3} et w en $gr.m^{-3}$. L'ordonné est logatirhmique. Pour démontrer la variation de la distribution suivant l'intensité de la précipitation, nous attirons l'attention à la figure 3, sur laquelle se trouvent quatre répartitions individuelles (nous n'avons pas calculé les répartitions moyennes selon la cadence de la précipitation). On peut voir de cette figure, qu'avec la croissance de l'intensité la diamètre maxima se grandit aussi, de plus à l'intensité de 5,4 mm/h la distribution n'est pas déjà ferme. Mais la place de la fréquence maxima ne change pas pratiquement avec la variation de l'intensité. Kelkar mentionne dans un travail récent [5], que la place de la fréquen-

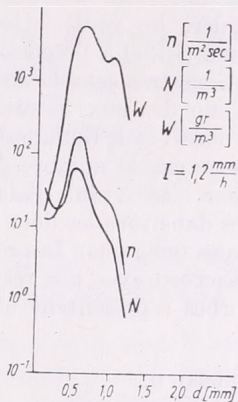
ce maxima croît avec la croissance de l'intensité, mais nous n'avons jamais observé cette phénomène.

Comme *Poliakova* et *Chifrine* l'ont démontré, il est impossible de classer les distributions spectrales exactement par une seule caractéristique de la précipitation

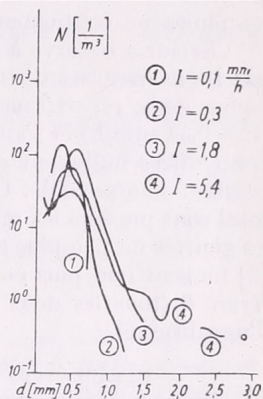
(p. e : intensité). Ils offrent dans leur travail très remarquable [9] la mesure simultanée d'une autre caractéristique de la précipitation (la transparence de la pluie) aussi pour pouvoir grouper les répartitions. Malheureusement c'était irréalisable dans nos conditions. A cause de cela nous n'avons essayé de caractériser par l'intensité (c'est à dire nous n'avons calculé les répartitions moyennes) que le nombre total tombant sur 1 m^2 pendant 1 seconde, le nombre total se trouvant dans 1 m^3 de l'air et la valeur totale du contenu en eau (en $\text{gr} \cdot \text{m}^{-3}$). La relation

entre l'intensité et ces grandeurs (jusqu'à 2 mm/h) est représentée sur les figures 4 et 5. Il est très intéressant que les courbes ont un minimum vers $0,5 \text{ mm/h}$. Il est très difficile d'expliquer suffisamment cette phénomène inhabituelle, laquelle demande à être confirmée.

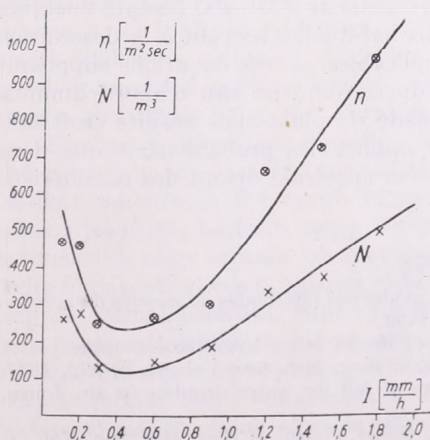
Nous avons comparé nos résultats avec les résultats des autres auteurs. Comme nous l'avons mentionné déjà précédemment et comme c'est visible de *tableau II* nos résultats sont en désaccord profond avec ceux de *Best*. La première partie de ce tableau contient la répartition moyenne calculée par *Best* [4] pour l'intensité de $0,5 \text{ mm/h}$ et l'une de nos répartitions observée à l'occasion de $0,6 \text{ mm/h}$ (nombre de gouttes par mètre cube). D'abord nous l'avons cru que notre méthode n'est pas convenable à la mesure des gouttes de pluie très petites, c'est à dire que les petites gouttes échappent au dénombrement. Pour résoudre ce problème on a recueilli plusieurs fois des gouttes de pluie dans une mince couche d'huile (cette méthode



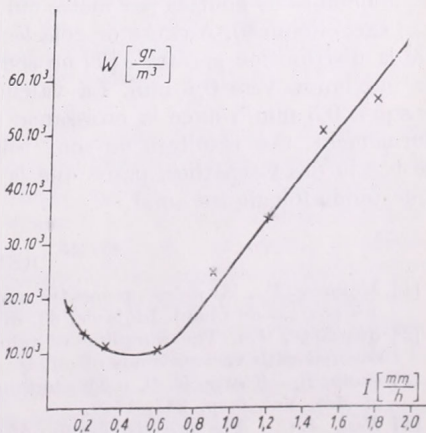
2. ábra — Fig. 2.



3. ábra — Fig. 3.



4. ábra — Fig. 4.



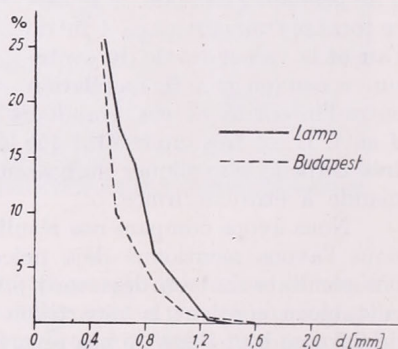
5. ábra — Fig. 5.

est proposée pour la captation des gouttes de pluie très petites par *Poliakova et Chifrine* [9]). En éclairant la couche d'huile on a étudié les gouttes captées à l'aide d'un microscope muni d'un micromètre d'oculaire préalablement étalonné. On a constaté d'une telle manière le manque presque total des gouttes ayant le diamètre inférieur à 0,4 mm. C'est à dire notre méthode est adéquate, mais dans notre pays les pluies ne contiennent guère les gouttelettes très fines.

Kelkar a observé à Paona (Inde) à l'occasion des pluies générales (ne regardant pas les averses) les distributions très semblables. La deuxième partie du tableau II donne deux répartitions, l'une des eux mesurée par *Kelkar* le 3 septembre 1956 ($I = 0,34$ mm/h) et l'autre observée à Budapest le 23 février 1960 ($I = 0,3$ mm/h). Les chiffres indiquent dans ce cas le nombre de gouttes tombant sur mètre carré pendant une seconde. Comme c'est visible l'allure de la distribution et le nombre total sont presque les mêmes dans tous les deux cas (*Kelkar* a observé généralement les gouttes un peu plus grandes que nous). Les résultats de *Lamp* reçus en Allemagne [6] ne sont non plus en désaccord avec nos résultats, comme on peut le voir de la figure 6 (tous les deux courbes représentent une répartition observée à l'occasion d'une bruine).

II. TÁBLÁZAT — TABLEAU II.

d (mm)	1. rész — Part. 1.		2. rész — Part. 2.	
	Best 1959. XII. 11.		Kelkar 1960. II. 23 I = 0,34	1960. II. 23 I = 0,3
	I = 0,5	I = 0,6		
0,00 — 0,25	1250	20,7	—	3,5
0,25 — 0,50	160	80,5	48	25,5
0,50 — 0,75	54	39,3	77	147,1
0,75 — 1,00	22	6,8	67	38,4
1,00 — 1,25	9	0,6	28	10,4
1,25 — 1,50	3,5	0,2	15	3,6
1,50 — 1,75	1,3	.	7	.
1,75 — 2,00	0,4	.	.	.
2,00 — 2,25	0,1	.	.	.
Σ	1500,3	148,1	242	239,5



6. ábra — Fig. 6.

Pour tout dire on peut le conclure que la distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes a un maximum vers 0,5 mm (diamètre) et le nombre de gouttes par mètre cube est généralement 300—400 (excepté quelques cas exceptionnels). A cause de cela les équations habituelles servant à la description de la distribution spectrale [7] ne sont pas applicables, car ces équations supposent le maximum vers 0,1 mm. La valeur totale du contenu en eau d'abord diminue jusqu'à 0,5 mm/h avec la croissance de l'intensité de pluie mais ensuite croît uniformément. Ces résultats ne sont tout à fait applicables probablement que dans le bassin des Carpathes, parce que la distribution spectrale dépend des caractéristiques climatologiques aussi.

REFERENCES

- [1] *Mészáros, E.* : Az esőcsepp-spektrum mérésének módszerei (Méthodes de mesure du spectre des gouttes de pluie). *Időjárás*, 63. évf. 51. o. 1959.
- [2] *Sivadifjan, J.* : The sampling of rain and cloud drops using hygrophotographic plates covered with various kinds of oil. *Quart. Journ. of Roy. Met. Soc.* Vol. 83, p. 372, 1957.
- [3] *Gunn, R.—Künzer, G. D.* : The terminal velocity of fall for water droplets in air. *Journ. of Met.* Vol. 6, p. 243, 1949.
- [4] *Best, A. C.* : The size distribution of raindrops. *Quart. Journ. of Roy. Met. Soc.* Vol. 76, p. 16, 1950.

- [5] *Kelkar, V. N.* : Size distribution of raindrops. Part. I. Indian Journ. of Met. and Geoph. Vol. 10, p. 125, 1959.
- [6] *Lamp, R.* : Das Tropfenspektrum in Niederschlägen und die Radar-Reflektivität nach fremde- und eigenen Messungen. Beit. zur Physik der Atm. Band 30, S. 223, 1958.
- [7] *Mészáros, E.*—*Wirth, E.* : Az esőcseppek nagyság szerinti eloszlásának egyenletei (Equations de la répartition des gouttes de pluie en fonction de leur diamètre). Időjárás, 63. évf. 241 o. 1959.
- [8] *Mészáros, E.*—*Wirth, E.* : Замечания о методе Сивадана яля измерения спектра дождевых капель. Időjárás, 63. évf. 329 o. 1959.
- [9] *Полякова, Е. А.*—*Шифрин, К. С.* : Микроструктура и прозрачность дождей. Труды ГГО. Вып. 42. стр. 84. 1953.
- [10] *Литвинов, И. В.* : Функции распределения частиц жидких осадков. Известия АН СССР. №12, стр. 1474. 1956.
- [11] *Мучник, В. М.* : О распределении капель дождя. Труды Укр. н-н. гиорометеорол. ин-та. Вып. 1, стр. 73. 1954.

RÉTEGFELHŐKBŐL HULLÓ ESŐK CSEPPJEINEK SPEKTRÁLIS ELOSZLÁSA

1959. november 1-től 1960. március 31-ig terjedő időszakban méréseket végeztünk a budapesti Aerológiai Obszervatóriumban a rétegfelhőkől hulló esőcseppek spektrális eloszlásának meghatározására. Méréseinkhez a higrofotografikus lemezek módszerét használtuk fel. Az I. ábra egy higrofotografikus lemez másolatát mutatja be természetes nagyságban mérés után. Az eredeti cseppnagyság megállapítása, a speciális vonalzóval megmért foltátmérőkből, kalibrálási görbe segítségével történt.

Minden egyes individuális esetben kiszámítottuk a felületegységre időegység alatt hulló cseppek számának (n), a térfogategységben levő cseppek számának (N), valamint a víztartalomnak (w) a cseppátmérő szerinti eloszlását. Méréseinkből hús reprezentatív mérést választottunk ki a spektrális eloszlás bemutatására. Az I. táblázat ezen hús esetben mutatja be a m^3 -ben levő cseppek számát az átmérő (mm) függvényében. Az eloszlásokat az eső intenzitása szerint csoportosítottuk, azonban, mivel az intenzitás értékeit a Hellmann-féle műszer görbéiből határoztuk meg, az I. értékek nem tekinthetők teljesen biztosnak. Az I. táblázatból látható, hogy a spektrális eloszlásnak általában 0,5 mm körül van a maximuma. A 2. ábrán egy igen gyakori eloszlás látható (1959. XII. 7., $I = 1,2$ mm/h). Az abszcisszára a cseppek átmérője, az ordinátára $n(m^{-2} \text{ sec}^{-1})$, $N(m^{-3})$ és w ($gr.m^{-3}$) van sorra felmérve. Az ordináta logaritmikus. A 3. ábra az esőcsepp-spektrum intenzitás szerinti változását mutatja. A 4. és 5. ábra az $1 m^2$ -re 1 sec. alatt hulló cseppek teljes számának, az $1 m^3$ -ben levő cseppek teljes számának, valamint a víztartalom összegzett értékeinek változását ábrázolja az intenzitás függvényében 2 mm/h-ig (a nagyobb intenzitású esők rétegfelhők esetén nem tekinthetők gyakorinak). Érdekes, hogy a görbéknek 0,5 mm/h körül minimumuk van.

Eredményeinket összehasonlítottuk más szerzők eredményeivel. A II. táblázat első része két eloszlást tartalmaz. Az egyiket *Best* közli 0,5 mm/h intenzitásra, a másikat mi mértük 0,6 mm/h intenzitás esetén (a számok a m^3 -ben levő cseppek számát jelentik). Látható, hogy jelentős eltérés van a két eloszlás között. A táblázat második része szintén két eloszlást mutat be. Az elsőt *Kelkar* mérte, a másik pedig budapesti mérés (a számok ebben az esetben a m^2 -re másodpercenként hulló cseppek számát jelentik). Mint ez a táblázatból kitűnik az eloszlás menete és a számok összegzett értéke majdnem ugyanaz mindkét esetben. *Lamp* eredményei szintén jól összehasonlíthatók a mi eredményeinkkel. Az 5. ábra két eloszlást mutat be. Mindkét eloszlás szitáló esőre vonatkozik (kihúzott görbe *Lamp* mérése, szaggatott görbe budapesti mérés). A két eloszlás között 0,5 mm-es átmérőérték felett nincs lényeges különbség.

Az alsó 5 km-es légréteg hőmérsékleti szerkezete különböző makroszinoptikus helyzetekben

Összefoglalás. A tanulmány az 1951–55 közötti öt évben a 03 GMT-kor felbocsátott rádiószonda hőmérséklet-adatai alapján megvizsgálja az alsó 5 km-es réteg (talaj, 0,5, 1, 2, 3, 4 és 5 km-es szintekben) hőmérsékletét a különböző makroszinoptikus helyzetekben. A vertikális hőmérsékleteloszlást négy évszakra különválasztva tárgyalja, ezenkívül bemutatja a vizsgált szintek között a hőmérsékleti gradienseket is.

*

Temperature-structure of the lower (5 km) air layer in different macrosynoptic situations. On the basis of the temperature-data of radiosonde-ascentents executed at 03 GMT in the period of 1951–1955, the author examines the temperature of the lower air layers (ground, 0,5, 1, 2, 3, 4 and 5 km) in the different macrosynoptic situations. The vertical distribution of the temperature is divided according to the four seasons, and in addition, the temperature gradients between the examined surface too, are discussed.

*

A levegő hőmérsékletének a különböző makroszinoptikus helyzetekkel járó alakulását a talajközeli hőmérséklettel egymagában még nem jellemezhetjük kielégítő módon. A különféle makroszinoptikus helyzetek hőmérsékleti jellege ugyanis a magassággal különféleképpen változik, nemcsak az anomália nagysága, de egyes helyzetekben az anomália előjele tekintetében is. Egy évszakon belül azonban több helyzet anomáliájának a változása azonos lehet. Tanulmányunk célja éppen ezért Budapest légrétegben az alsó 5 km-es légréteg hőmérsékletének, ill. a hőmérséklet anomáliájának a különböző szintekben a makroszinoptikus helyzetek szerinti vizsgálata.

Tanulmányunkhoz a budapesti, 1951–55 közötti időszakban naponta, a 03 GMT időpontban végzett rádiószonda felszállások során a talajon, az 500, 1000, 2000, 3000, 4000 és az 5000 méteres szintben mért hőmérsékleti adatokat vettük vizsgálat alá. Mint ismeretes, Budapesten 1957 április 1-től kezdve a felszállások 00 GMT időpontban történnek. Ezért nem dolgozhattunk föl legalább tíz évi anyagot. Az ötévi anyagból kiszámítottuk a vizsgált szintekben a különböző időjárási helyzetek közepes hőmérsékleteit, azonkívül az összes esetekből az 5 évi átlaghőmérsékletet. Elkészítettük és táblázatba foglaltuk az egyes helyzetek átlagos hőmérsékletének az összes esetek átlagától számított eltérését. A nyert átlagértékek megbízhatósága, tekintve, hogy különböző számú esetből vezettük le őket, nem tekinthető azonosnak. Táblázatainkban a 10, vagy ennél kevesebb adatból nyert értékeket zárójelben tüntettük föl.

A hőmérséklet változását a magassággal négy évszakra szétválasztva vizsgáltuk meg. Ezeket az adatokat tartalmazza az I–IV. táblázatunk, amelyben feltüntettük a különböző szintek átlagos hőmérsékletét (T_k), valamint az egyes makroszinoptikus helyzetekben e szintek közepes hőmérsékletének eltérését az átlagtól (ΔT), végül az egyes makroszinoptikus helyzeteknek az 5 év folyamán előfordult számát (n). A téli évszak adatait az I. táblázat tartalmazza.

A vizsgált szintekben a hőmérséklet legmagasabb értékei az A_s (anticiklon Magyarországtól délre) helyzet alkalmával fordulnak elő. Ebben a helyzetben a bárikus kép szerint középponttal a Földközi-tenger térségében szubtrópusi anticiklon áll fenn, a 60°-os szélességi körtől északra pedig nyugat–keleti irányban ciklonok vonulnak. Az anticiklon áramlárendszerének megfelelően hazánk térségébe nyugati, délnyugati légáramlással szubtrópusi légtömeg kerül, fölemeledést hozva magával. A talaj és az alsó 500 m között gyakran erős inverziók észlelhetők.

Az inverzió elsősorban az éjszakai órákban kialakuló jelenség, s mivel a szondák elbocsátása szintén hajnali 4 óraker történt, ebben az időpontban az inverziók jól észlelhetők. Télen anticiklonális helyzetben gyakori jelenség az, hogy a talajmenti inverzió szakadás nélkül leszűremkedési inverzióba megy át. Ennek következményeként nagy hőmérsékleti különbségek jönnek létre a talaj és a néhány száz méteres szint között. Ilyen eset állt fenn pl. 1953. december 1-én, amikor 03 GMT-kor a talajon $0,0^\circ$, 370 m-en pedig $11,0^\circ$ volt a hőmérséklet!

Az átlagos hőmérsékletek vizsgálatakor kitént, hogy a legnagyobb anomália az *As* helyzetnél az 5000 m-es szintben van. Ennek oka, hogy a magasabb rétegekben az anticiklonhoz tartozó lesiklás következtében dinamikus föllelegedés megy végbe. Az anticiklon leépülése során a zonális áramlású ciklonok délebbre nyomulnak, s télen az *As* helyzetet általában *zC* (zonális irányítású ciklonális) helyzet követi. A nyugati áramlással az Atlanti-óceánon már hosszú utat megtett légtömeg érkezik Magyarország fölé. Ez a légtömeg a tenger fölött lényegesen melegebbé vált, a maga-

I. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet eltérése az átlagtól különböző szintekben télen

	talaj	0,5	1	2	3	4	5 km	n
T_k $^\circ\text{C}$	-0,3	-0,7	-2,2	-6,0	-11,0	-16,9	-23,4	440
				ΔT				
mCc	1,6	0,9	0,1	-1,8	-2,2	-2,5	-3,1	28
AB	1,3	-0,2	-1,3	-1,5	-1,7	-1,8	-2,1	17
CMc	-0,1	-1,3	-2,0	-1,9	-2,7	-2,6	-3,1	25
mCw	0,5	0,2	1,5	0,8	0,0	-0,2	0,0	56
Ae	-0,8	-0,3	1,5	2,5	2,7	3,0	2,7	59
CMw	1,1	0,6	1,4	0,7	0,5	0,1	-0,2	49
zC	1,5	1,2	1,4	-0,4	-0,7	-0,8	-0,7	42
Aw	2,5	1,5	0,6	-0,2	-0,5	-0,5	0,1	44
As	3,1	3,9	4,6	3,5	3,6	3,8	5,2	17
An	-3,5	-3,1	-4,1	-2,8	-2,0	-2,1	-1,6	45
AF	-7,6	-8,1	-8,8	-8,7	-6,5	-6,4	-6,0	11
A	-2,0	-1,0	0,1	2,3	3,0	3,1	3,3	47

sabb rétegekben azonban még kimutatható hideg jellege. Adataink szerint a hőmérséklet az alsó 2000 m-ben az átlagnál melegebb, e szint fölött mérséklet negatív eltérések észlelhetők.

A *zC* helyzetet a vizsgált évszakban 21%-os bekövetkezési valószínűséggel *mCc* (meridionális hátoldali hidegfront) váltja föl [1], amelyben a hőmérsékletnek a függőleges tengely menti eloszlása hasonló, mint a *zC* alkalmával, de az értékek alacsonyabbak. Ez érthető is, hisz ennek a típusnak az áramlási rendszere tengeri poláris, olykor tengeri arktikus légtömeget [2] hoz magával. E légtömegek már rövidebb utat tesznek meg az óceán melegebb részei fölött, ezért hideg jellegük élesebben kidomborodik.

Abban az esetben, ha a *zC* helyzetet egy nyugatról előrenyomuló anticiklon, az *Aw* makroszinoptikus helyzet váltja föl (anticiklon Magyarországtól nyugatra), akkor is hasonló marad a hőmérséklet magassági eloszlása; azzal a különbséggel, hogy az alsó 500 m-es rétegben még növekszik az átlaghoz képest pozitív eltérés. Ennek az a magyarázata, hogy ebben a helyzetben szubtrópusi légtömeg is érkezik hazánk fölé, amelyben kb. 1000 m-ig különlegesen magas hőmérséklet uralkodik. Az *Aw* helyzetet gyakran az *AB* (anticiklon a Brit-szigetek vagy az Északi-tenger fölött) típus követi, amikor északnyugati áramlással folytatódik a tengeri poláris levegő beáramlása hazánk légterébe, s ennek eredményeképpen az egyes rétegek hőmérséklete az átlaghőmérséklethez képest alacsonyabb lesz.

Sok esetben a Nagy-Britannia fölötti anticiklon egyesül a kontinentális, Német- és Lengyelország térségében elhelyezkedő anticiklonnal, s az így létrejött, *An*-nel jelzett helyzetben (anticiklon Magyarországtól északra) megkezdődik a szárazföldi poláris levegő beáramlása hazánk fölé, és további lehűlést eredményez.

A tél folyamán legalacsonyabb hőmérsékletű az *AF* helyzet. A Fennoskandinávia fölötti anticiklonból folytatódik és fokozódik a szárazföldi poláris légtömegek beáramlása hazánkba. A hideg levegő nemcsak — az anticiklonális áramlásnak megfelelően — északkeleti irányból érkezik Magyarország fölé, hanem a Kárpát-medence sajátos áramlásmódosító hatása következtében északnyugat felől is [3].

Az *mCc*, *zC*, *Aw* és részben az *AB* helyzetek rendszerint tengeri poláris levegő-fajtákkal járnak együtt Budapest térségében. Erre vall a hőmérséklet jellegzetes függélyes eloszlása: az alsó 1—2 km-es réteg melegebb, csak 2000 m fölött válik alacsonyabbá a hőmérséklet az átlagnál. A hőmérséklet ilyen alakulásának a magyarázata az, hogy e helyzetek fennállásakor az erős légáramlás következtében fellépő

II. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet eltérése az átlagtól különböző szintekben nyáron

	talaj	0,5	1	2	3	4	5 km	n
T_k °C	16,4	17,4	14,7	8,2	2,6	-2,9	-9,0	441
	Δ T							
<i>mCc</i>	0,4	-1,2	-1,1	-0,8	-1,0	-0,9	-0,7	35
<i>AB</i>	-1,2	-2,2	-2,0	-2,6	-1,6	-1,4	-1,3	18
<i>CMc</i>	(-1,9)	(-3,4)	(-4,2)	(-3,7)	(-4,1)	(-3,8)	(-3,7)	4
<i>mCw</i>	0,6	1,3	1,8	1,9	1,3	0,8	0,9	39
<i>Ae</i>	1,4	2,7	3,0	3,0	2,6	2,0	2,2	26
<i>CMw</i>	-0,7	-1,7	-1,1	-1,0	-2,0	-2,5	-2,5	16
<i>zC</i>	-0,5	-0,7	-0,7	-0,2	-0,4	-1,1	-0,9	23
<i>Aw</i>	-0,6	-1,6	-1,3	-1,0	-1,1	-1,1	-1,0	108
<i>As</i>	(-0,8)	(0,7)	(0,4)	(-0,7)	(-1,4)	(-1,2)	(-1,5)	6
<i>An</i>	0,4	0,8	0,4	0,2	0,1	-0,4	-0,5	71
<i>AF</i>	0,4	0,3	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	26
<i>A</i>	0,4	1,5	1,3	0,8	1,4	1,4	1,6	69

keveredés folytán a kisugárzás a troposzféra alsó rétegeiben számottevő lehűlést nem tud kialakítani.

Az átlagosnál minden szintben alacsonyabb a hőmérséklet a *CMc* (mediterrán ciklon hátoldali áramrendszere) makroszinoptikus helyzet alkalmával. Ennél az *V/b* után kialakuló, hátoldali hidegfronttal jelentkező bárikus rendszernél tengeri poláris, majd szárazföldi poláris légtömegek hatolnak be Magyarország területére.

A troposzféra alsó, 5000 m-ig terjedő tartományában az átlagnál magasabb hőmérsékletű az *mCw* (meridionális irányítású ciklon előoldali áramrendszere) makroszinoptikus helyzet. Ilyenkor a borult éjszakák gátolják az erős kisugárzást, s délnyugat felől szubtrópusi légtömegek érkeznek Magyarország fölé.

Az *A* (anticiklon a Kárpát-medence fölött) és az *Ae* (anticiklon Magyarországtól keletre) helyzetek hőmérsékleti rétegződése tekintetében megállapítható, hogy csak az alsó 500 m-ben hidegebbek az átlagnál, e szint fölött azonban pozitív eltérés tapasztalható. Az ilyen hőmérsékleti eloszlást a talaj erős, zavartalan kisugárzása által létrehozott lehűlés és az anticiklonban a már említett dinamikus fölemeledés hozza létre.

Amíg télen az alsó 500 m-es légrétegben az éjszakai inverzió csupán az anticiklonális helyzetekhez kötött, ezért az átlagos hőmérsékletben nem is mutatkozik,

addig nyáron ciklonális helyzetekben is előfordul. Innét van az, hogy nyáron a hőmérséklet átlagos vertikális eloszlására a talaj és az 500 m közötti inverzió jellemző (II. táblázat), ami azt jelenti, hogy a hajnali órákban a helyzetek többségében inverzió, vagy legalábbis izotermia alakul ki.

A hőmérsékletnek az egyes helyzetekben kialakuló függélyes eloszlását összehasonlítva megállapítható, hogy a legmelegebb az *Ae*. Ekkor a Kárpát-medence térségébe délkeleti széllel szárazföldi trópusi levegő áramlik, amely a zavartalan sugárzás hozzájárulása folytán Közép-Európában többnyire a hőmérséklet évi abszolút maximumát szokta kialakítani. Az *Ae* helyzet leépülése után nagy valószínűséggel az *mCw* típus következik, amely az alsó 5 km-ben szintén melegebb az átlagnál; feltehetően azért, mert *mCw* helyzetben az atlanti poláris fronton kialakult, a Biscayai-öblön át nyugati, délnyugati széllel érkező ciklonok tengeri trópusi légtömegeket szállítanak hazánk fölé, s itt a troposzféra alsó 5 km-nyi rétegében végig megemelik a hőmérsékletet.

III. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet eltérése az átlagtól különböző szintekben tavasszal

	talaj	0,5	1	2	3	4	5 km	n
T_k °C	6,9	6,8	4,4	-1,8	-7,3	-13,2	-19,7	448
			△ T					
<i>mCc</i>	-0,5	-2,0	-2,1	-2,0	-2,9	-3,3	-3,8	16
<i>AB</i>	-2,1	-2,7	-3,6	-3,7	-4,1	-4,1	-4,2	40
<i>CMc</i>	-0,9	-2,3	-2,5	-1,5	-1,0	-1,3	-0,8	15
<i>mCw</i>	1,4	2,0	2,9	3,0	2,1	1,6	1,4	49
<i>Ae</i>	0,0	0,5	1,2	1,7	1,8	1,8	1,4	53
<i>CMw</i>	0,9	-0,3	0,7	1,4	1,3	1,0	1,7	28
<i>zC</i>	0,7	1,5	1,3	1,3	0,5	0,2	0,0	25
<i>Aw</i>	0,8	0,3	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,3	46
<i>As</i>	-0,6	1,2	1,2	0,7	-0,2	0,1	0,9	15
<i>An</i>	-0,2	-0,8	-1,0	-0,1	-0,4	-0,3	-0,1	74
<i>AF</i>	0,8	0,7	0,1	-0,4	-0,7	-0,6	-0,9	33
<i>A</i>	-0,8	0,7	0,6	0,2	1,0	1,2	1,5	54

Az *mCw* helyzet után nyáron a legnagyobb (43%-os) valószínűséggel [1] az *mCc* következik; ilyenkor az áramlás északnyugati irányú lesz és friss *mP* légtömeget hoz magával, s ez minden szintben hőmérsékletcsökkenést okoz. A talajon azonban az átlagnál kissé magasabb a hőmérséklet, ami — hajnali időszakról lévén szó — a felhőzet kisugárzásgátló hatásának eredménye. Ezt a helyzetet leggyakrabban az *Aw* vagy az *AB* váltja föl. Ilyenkor továbbfolytatódik a hűvös tengeri légtömegek beáramlása. A kisugárzás is szabadon érvényesül, ennek következtében minden szintben az átlagnál alacsonyabb a hőmérséklet. Az *AB* helyzet fennállása idején tovább hűl a levegő. A 2000 m alatti szintekben az átlagtól számított negatív eltérés nagy, fölöttük már kisebb, ami valószínűleg a dinamikus fölmelegedés hatásának a következménye. A *zC* helyzet alkalmával is végig az átlagnál alacsonyabb hőmérséklet tapasztalható.

A nyár folyamán a leghidegebb helyzet a *CMc*, amikor az északi, északnyugati áramlással érkező szárazföldi poláris levegő lehűlést okoz. E típus azonban a tárgyalt időközben csak nagyon ritkán fordult elő, tehát az átlagok reprezentatívnak nem tekinthetők. A *CMc*-től eltekintve a 2000 m-ig terjedő réteg az *AB* idején a leghidegebb, 2000 m-től fölfelé pedig a *CMw* idején (paradox hideg betörések!). Az utóbbi helyzet fennállásakor az alsóbb szintekben a felhőzet csökkenti a talajközeli kisugárzást.

A hőmérséklet függélyes eloszlása a különböző makroszinoptikus helyzetek alkalmával a két átmeneti évszakban hasonló egymáshoz; csupán a szélsőértékek nem ugyanazon típusban állanak elő, bár a helyzetek irányítottsága megegyező. A hőmérséklet őszi értékei magasabbak. *III. táblázatunk* szerint tavasszal minden szintben az *AB* helyzet idején a legalacsonyabb a hőmérséklet. Az *AB* helyzet során beáramló tengeri poláris levegő ui. a már erőteljesen fölmelegedő szárazföld felett a hőmérsékletet jelentékenyen alábbszállítja.

IV. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet eltérése az átlagtól különböző szintekben ősszel

	talaj	0,5	1	2	3	4	5 km	n
T_k C°	8,8	9,1	7,0	2,3	-2,7	-8,0	-14,0	449
			△ T					
mCc	(-2,5)	(-4,7)	(-6,0)	(-7,2)	(-7,8)	(-8,7)	(-9,0)	10
AB	-1,6	-2,8	-3,9	-5,1	-4,9	-5,4	-5,4	18
CMc	-1,3	-2,7	-2,6	-2,8	-3,7	-4,7	-4,7	15
mCw	0,5	0,5	1,8	1,1	0,5	0,3	-0,2	36
Ae	0,2	-0,4	0,4	1,5	1,7	1,5	1,4	105
CMw	2,7	1,9	2,2	0,9	0,4	0,2	0,7	24
zC	-0,5	0,3	1,0	1,5	0,8	0,4	0,5	22
Aw	0,9	0,3	0,1	-1,2	-1,3	-1,4	-1,3	63
As	(-2,2)	(2,3)	(2,6)	(2,8)	(3,5)	(3,7)	(3,0)	7
An	-0,9	-1,2	-1,7	-1,8	-1,2	-1,0	-1,0	64
AF	0,1	-0,3	-0,7	-2,2	-1,2	-0,7	-1,2	15
A	-0,1	1,9	1,4	1,9	2,2	2,6	2,4	70

V. TÁBLÁZAT

A hőmérsékleti gradiensek télen C°/100 m

	0,1—0,5	0,5—1	1—2	2—3	3—4	4—5 km
mCc	0,30	0,46	0,57	0,54	0,62	0,71
AB	0,52	0,52	0,40	0,52	0,60	0,68
CMc	0,44	0,44	0,37	0,58	0,58	0,70
mCw	0,19	0,04	0,45	0,58	0,61	0,63
Ae	-0,02	-0,06	0,28	0,48	0,56	0,68
CMw	0,25	0,14	0,45	0,52	0,63	0,68
zC	0,19	0,26	0,56	0,53	0,60	0,64
Aw	0,39	0,50	0,46	0,54	0,59	0,59
As	-0,11	0,16	0,49	0,49	0,57	0,51
An	0,00	0,50	0,25	0,42	0,60	0,60
AF	0,25	0,44	0,37	0,33	0,58	0,61
A	-0,16	0,22	0,16	0,43	0,58	0,63
átlag	0,13	0,28	0,38	0,50	0,61	0,63

A *IV. táblázat* adatai szerint ősszel az átlagtól vett legnagyobb negatív eltérések az *mCc* esetén következnek be. Ez a típus hidegfrontátvonulással és tengeri poláris levegő beáramlásával jár együtt.

Mindkét évszakban az átlagnál alacsonyabb hőmérsékletű az *mCc*, *AB*, *CMc* és *An* helyzet.

Tavasszal minden szint hőmérséklete *mCw* idején a legmelegebb. Az *mCw* helyzetek relatív gyakoriságának évi menetében a főmaximum áprilisban van [1]. Ebben a helyzetben délnyugati, nyugati széllel a Földközi-tenger vidékéről szubtrópusi eredetű légtömegek érkeznek hazánk légterébe. Ősszel ez a helyzet az 5000 m-es szintet kivéve, az átlagosnál ugyancsak magasabb hőmérsékletű, de az eltérések számértéke kisebb. Ebben az évszakban a maximális hőmérséklet, a talaj kivé-

telével, az *As* helyzet alkalmával észlelhető. Az előfordult esetek csekély száma miatt azonban bővebb következtetéseket nem vonhatunk le. Az alsó 1000 m-ben a *CMw* a legmelegebb, mert déli, délkeleti széllel enyhe légtömegek kerülnek hazánk fölé. 1000 m fölött az *A* helyzetben a legmagasabb a hőmérséklet. E típus alkalmával a talajon az átlaghőmérséklethez képest alacsonyabb hőmérsékletet találunk, mert a derült időjárás kedvez a lehűlést okozó éjszakai kisugárzásnak. Az 500 m-es szintben megegyezik a hőmérséklet a *CMw* alkalmával létrejövő hő-

VI. TÁBLÁZAT

A hőmérsékleti gradiensek nyáron C°/100 m

	0,1—0,5	0,5—1	1—2	2—3	3—4	4—5 km
mCe	0,16	0,52	0,62	0,58	0,54	0,59
AB	0,00	0,56	0,68	0,46	0,53	0,60
CMe	(0,13)	(0,70)	(0,60)	(0,60)	(0,56)	(0,57)
mCw	-0,47	0,44	0,64	0,62	0,61	0,60
Ae	-0,63	0,48	0,65	0,60	0,61	0,59
CMw	0,00	0,42	0,64	0,66	0,60	0,61
zC	-0,22	0,54	0,60	0,58	0,62	0,59
Aw	0,00	0,48	0,62	0,57	0,55	0,60
As	(-0,69)	(0,60)	(0,76)	(0,63)	(0,63)	(0,64)
An	-0,38	0,62	0,67	0,57	0,60	0,62
AF	-0,25	0,54	0,64	0,55	0,53	0,60
A	-0,58	0,58	0,70	0,50	0,55	0,59
átlag	-0,27	0,54	0,65	0,56	0,55	0,61

VII. TÁBLÁZAT

A hőmérsékleti gradiensek ősszel C°/100 m

	0,1—0,5	0,5—1	1—2	2—3	3—4	4—5 km
mCe	(0,52)	(0,68)	(0,59)	(0,56)	(0,62)	(0,63)
AB	0,23	0,64	0,59	0,48	0,58	0,60
CMe	0,30	0,40	0,49	0,59	0,63	0,60
mCw	-0,08	0,16	0,54	0,56	0,55	0,66
Ae	0,08	0,26	0,36	0,48	0,55	0,61
CMw	0,13	0,36	0,60	0,55	0,55	0,55
zC	-0,30	0,28	0,42	0,57	0,57	0,59
Aw	0,08	0,46	0,60	0,51	0,54	0,59
As	(-1,33)	(0,36)	(0,45)	(0,43)	(0,51)	(0,67)
An	0,00	0,52	0,48	0,44	0,51	0,60
AF	0,02	0,50	0,62	0,40	0,48	0,65
A	-0,63	0,52	0,42	0,47	0,49	0,62
átlag	-0,08	0,42	0,47	0,50	0,53	0,60

mérséklettel, 1000 m-ben alacsonyabb nála, 2000 m-től kezdve viszont lényegesen magasabb, aminek oka a már többször említett dinamikus fölmelegedés. Ugyan- ebben a két helyzetben a hőmérséklet tavaszi alakulását vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a *CMw* ilyenkor is végig meleg, sőt az 5000 m-es szintben ennél a helyzetnél található a legmagasabb hőmérséklet. Ha a Kárpát-medence térségében anticiklon van uralmon, a talajon szintén az átlagnál alacsonyabb a hőmérséklet, fölötte viszont melegebb. A jelenség magyarázata megegyezik az ősz alkalmával elmondottal.

Tavasszal minden szintben, ősszel a talaj kivételével ugyancsak minden szintben melegebb az átlagnál a *zC* helyzet, mert az óceán felől érkező enyhe tengeri légtömegek fölmelegedést hoznak a hideg szárazföld fölé.

Munkánk során kiszámítottuk minden évszakra a hőmérsékletnek az egyes szintek közötti gradiensét is °/100 m egységben. Télen (*V. táblázat*) az átlagos

gradiens menete folytonos, az értékek a magassággal nőnek. Viszont, ha az egyes helyzeteket külön-külön vizsgáljuk, kitűnik, hogy folytonos gradiens csak az *mCc* és a *zC* típus fellépésekor észlelhető. Az *A*, *As*, *An* helyzetben 500 m-ig, az *Ae* alkalmával pedig 1000 m-ig terjedő inverzió van, ami a zavartalan kisugárzással magyarázható. Az *An* típusnál az alsó 500 m-ben átlagosan izotermia észlelhető. Az *Ae* és *As* esetén 500 m fölött a gradiensek szabályosan változnak a magassággal. Ellenben az *mCw* és *CMw* alkalmával 0,5—1 km között, az *AB*, *Aw*, *An*, *A* és *CMc* helyzetekben 1—2 km között, az *AF*-nél 1—3 m között törés észlelhető a gradiensek menetében: a gradiens az említett szintek által határolt rétegben csökken.

E jelenség magyarázatát a felhőzet jelenlétében kerestük. Megnéztük, hogy a vizsgált időszakban ezekben az esetekben volt-e felhőzet. Az 5 tized, vagy ennél borultabb napokat megjelöltük, s megnéztük a felhőfajtákat is. Azt találtuk, hogy az *mCw* és *CMw* helyzetekben az esetek több mint 80%-ában, a többinél a vizsgált

VIII. TÁBLÁZAT

A hőmérsékleti gradiensek tavasszal C°/100 m

	0,1—0,5	0,5—1	1—2	2—3	3—4	4—5 km
<i>mCc</i>	0,44	0,46	0,63	0,64	0,63	0,70
<i>AB</i>	0,19	0,66	0,63	0,59	0,59	0,66
<i>CMc</i>	0,41	0,52	0,52	0,50	0,62	0,60
<i>mCw</i>	-0,13	0,30	0,61	0,64	0,64	0,67
<i>Ae</i>	-0,11	0,34	0,57	0,54	0,59	0,69
<i>CMw</i>	0,36	0,28	0,55	0,56	0,62	0,58
<i>zC</i>	-0,19	0,52	0,62	0,63	0,62	0,67
<i>Aw</i>	0,16	0,56	0,62	0,57	0,59	0,65
<i>As</i>	-0,47	0,48	0,67	0,64	0,56	0,57
<i>An</i>	0,19	0,52	0,53	0,58	0,58	0,63
<i>AF</i>	0,05	0,60	0,67	0,58	0,58	0,68
<i>A</i>	-0,38	0,50	0,66	0,47	0,57	0,62
átlag	0,02	0,48	0,62	0,55	0,59	0,65

napok 50—60%-ában alacsony (*Fs*, *Ns*, *St*, *Sc*) illetve középszintű (*Ac*, *As*) felhőzet volt, tehát a magassággal való hőmérsékletesökkenés mérséklődése a felhőben végbemenő kondenzációs folyamat alkalmával felszabaduló hő hatására jött létre. Ez a megállapítás jó egyezést mutat egy régebbi vizsgálattal, amely a különböző felhőcsoportok előfordulásának valószínűségeit tárgyalta az egyes makroszintoptikus helyzetek szerint [4]. A tanulmány az 1946—55 közötti 10 év adatai alapján megállapította, hogy télen a fent említett helyzetek alkalmával *Ns*, *Fn*, *St*, *Sc*, valamint *Ac* és *As* felhőfajta az uralkodó.

A nyári adatokat tartalmazó VI. táblázatban legott szembe tűnik a gradiens átlagértékeiben is mutatkozó talajinverzió. A nyári évzskban egyetlen helyzetben sem találunk folytonos gradienst. Az *mCc* és a *CMc* helyzet kivételével az alsó 500 m-ben mindenkor inverzió, ill. izotermia észlelhető. Legerősebb az inverzió az *Ae*, *As* és *A* helyzetekben. Ezek olyan anticiklonális jellegű típusok, amelyek a nyár folyamán meleg légtömegeket szállítanak hazánk fölé. Uralmuk idején a nappali erős besugárzás fölmelegíti a levegőt, éjjel viszont zavartalan a kisugárzás, és ez tükröződik vissza a feldolgozott hajnali adatokban. Számottevő törés észlelhető a gradiensek függőleges tengely menti változásában 2—4 km között az *mCw*, *Aw* és *AF* helyzetekben, 2—3 km között az *AB*, *Ae*, *zC*, *An* és *A* típusok alkalmával, 3—4 km-es rétegben a *CMw* esetén. Ezeket a töréseket is az *Ac* felhők jelenléte okozta. Anticiklonnál a zsongorodási inverzió is szerepet játszik.

A VII. táblázat szerint a talajinverzió ősszel is jellemző az átlagos gradiens menetére, de 500 m fölött a gradiens már folytonos. A legnagyobb a negatív gradiens az *As*, az *A* és a *zC* helyzetekben. Az *As* helyzetben 1°-ot meghaladó inverzió alakult ki, de ez a helyzet ritkán fordult elő a vizsgált időszakban, a középértéket mindössze hét adatból számíthattuk. A *zC*-nél a többi szintben a gradiens arányosan változik a magassággal. Végig folytonos gradienst kaptunk a *CMc*, *Ae* típusnál. Törés észlelhető az 1—3 km közötti rétegben az *mCc*, *AB*, *An* és *A* helyzetnél, ami a *Fs*, *Ns*, *Sc* és *Ac* felhők jelenléte, valamint a zsuorodási inverzió következménye. Az *AF* típusnál a gradiens a 2—4 km-es rétegben csökken, s ezt a csökkenést a közép-szintű felhők okozzák.

A tavaszi adatokat a VIII. táblázatunkban mutatjuk be. Az átlagos gradiens ebben az évszakban sem folytonos. Csupán az *mCc*, *mCw*, *zC* és *An* típusok esetén növekszik a gradiens értéke a függőleges tengely mentén. Számottevő talajinverzió az *As* és az *A* helyzetek alkalmával jön létre. A gradiens menetében törés van a 0,5—1 km között a *CMw*-ben, 2—3 km között az *A*, 2—4 km-ig terjedő rétegben az *Aw* és *AF* helyzet alkalmával. A vizsgált esetek többségében a *CMw*-nél *Ns*, *Fn*, esetleg *Ac* felhőzet fordult elő, a többinél pedig *Ac* és *As* okozott legalább öt-tizedes borultságot. Ezeket az eredményeket a fentebb említettekhez hasonlóan, alátámasztja a [4] tanulmány.

Nem érdektelen megemlítenünk, hogy az *mCc*, a *CMc* és — a nyár kivételével — az *AB* helyzetekben az egész év folyamán nem észlelhető talajközeli inverzió. Minthogy éjszaka általában számottevő a kisugárzás, tehát az alsó párszáz méterben inverzió jön létre. Éppen ezért az inverzió hiánya az említett makroszinoptikus helyzetek egyik legfőbb jellemzője. Az inverzió hiányának okát abban kereshetjük, hogy ezekben a helyzetekben erős a légáramlás, amely átkeveri a talaj közelében leülő levegőt, ezért nem alakul ki a szokásos inverzió. Ennek bizonyítására közöljük a vizsgált időszakban a Budapesten 06 GMT-kor észlelt átlagos szélességeket relatív egységben a különböző makroszinoptikus helyzetekben [5]:

<i>mCc</i>	<i>AB</i>	<i>CMc</i>	<i>mCw</i>	<i>Ae</i>	<i>CMw</i>	<i>zC</i>	<i>Aw</i>	<i>As</i>	<i>An</i>	<i>AF</i>	<i>A</i>
1,95	1,52	2,00	1,24	0,52	0,76	0,86	1,57	0,90	0,71	0,76	0,38

Az arányszámokból kitűnik, hogy a relatív szélesség legmagasabb értékei az *mCc*, *CMc*, *AB*, tehát a kérdéses helyzetek alkalmával fordulnak elő, ami igazolja föltevésünket.

IRODALOM

- [1] *Péczeley, G.*: Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie Budapest Nr. 30. 84—86. old. Budapest, 1957.
- [2] *Hromov, Sz. P.*: A szinoptikus meteorológia alapjai. 268—290. old. Budapest, 1952.
- [3] *Pápainé, Szalay G.*: Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén. *Időjárás* 63. évf. 356. old. Budapest, 1959.
- [4] *Antal, E.*—*Péczeley, Gy.*: Adalékok Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek felhőzeti viszonyaihoz. *Időjárás* 60. évf. 277. old. Budapest, 1956.
- [5] *Péczeley, Gy.*: Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás* 61. évf. 408. old. Budapest, 1957.

A csapadék eloszlása Magyarországon meridionális áramlású ciklonális helyzetekben

Összefoglalás. A dolgozat 96 állomás 18 évi adatsora alapján megvizsgálja a meridionális áramlású ciklonális helyzetek idején lehulló csapadék időbeli és területi eloszlását. Északi áramlású hidegfront-helyzetekben nyáron legnagyobb, télen viszont legkisebb az átlagos csapadékhozam, míg a déli áramlású ciklonális melegfront-helyzetek ősszel adják a legtöbb csapadékot. A területi eloszlást tekintve, az északi áramlású ciklonális helyzetekben túl kivételével a Tiszántúl, déli áramlású ciklonális típus esetén pedig minden évszakban a Dunántúl délnyugati vidéke a legcsapadékosabb. Részletesebb feldolgozás mutatja be a csapadékeloszlást a Bakony és a Mátra térségében.

✱

Die Verteilung des Niederschlages in Ungarn in zyklonalen Lagen mit meridionalen Strömungen. Es wird die zeitliche und räumliche Verteilung des während zyklonalen wetterlagen mit meridionalen Strömungen gefallenen Niederschlages untersucht, auf Grund 18-jähriger Angabenreihen von 96 Stationen. In Kaltfrontlagen mit nördlicher Strömung ist der durchschnittliche Niederschlagsenertrag im Sommer am höchsten und im Winter am geringsten, wogegen die zyklonalen Warmfrontlagen mit südlichen Strömungen im Herbst die grösste Niederschlagsmenge ergeben. Was die territoriale Verteilung anbelangt, ist in zyklonalen Lagen mit nördlichen Strömungen mit Ausnahme des Winters am Tiszántúl, bei einem zyklonalen Typus mit südlichen Strömungen aber in allen Jahreszeiten an den südwestlichen Gegenden Transdanubiens die grösste Niederschlagsmenge vorzufinden. Die Niederschlagsverteilung im Raume der Gebirge Bakony und Mátra wird anhand ausführlicherer Bearbeitungen gebracht.

✱

A hazánk időjárását kialakító makroszinoptikus helyzetek éghajlati vizsgálatának egyik fontos feladata a lehullott csapadék területi és időbeli eloszlásának megismerése. A földközi-tengeri ciklonhelyzetek csapadékának elemzése már megtörtént [1], jelen tanulmányunkban a meridionális áramlású ciklonális helyzetek csapadék-eloszlását mutatjuk be.

Előfordulásuk napját Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusából válogattuk ki [2]. Az északi irányítású helyzetre (*mCc*) jellemző, hogy hazánk fölött a Baltikum vagy Ukrajna térségében levő ciklon hátoldali, hidegfront-áramrendszere helyezkedik el. Déli irányítású helyzet (*mCw*) esetén az alacsony nyomású terület centruma Anglia, Észak-Németország vagy Dánia területén található, s Magyarország fölé a ciklon előoldali melegfront-áramrendszere kerül. Az ilyen típusokba sorolt időjárási helyzetek százalékban kifejezett relatív gyakorisága [2] az egyes évszakokban a következő:

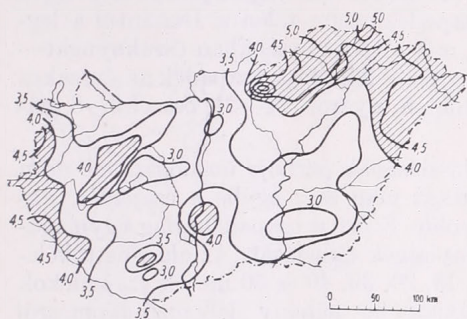
	tél	tavas	nyár	ősz
<i>mCc</i>	4,6	7,3	9,7	4,0
<i>mCw</i>	9,7	14,5	7,9	12,7

Vizsgálatunkat 96 állomásnak az 1935—43 és 1947—55 közötti 18 év során, s az ezen belül előfordult *mCc* és *mCw* helyzetek alkalmával végzett csapadékfigyeléseire alapoztuk. Adataink tehát közvetlenül összehasonlíthatók az [1] tanulmányban közöltekkel, tekintve, hogy ott is ez az időszak szerepel.

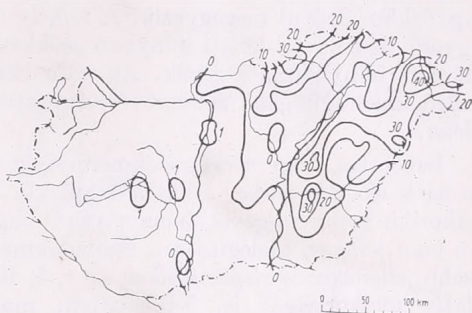
A helyzetek csapadékát a következő évszakonként meghatározott jellemszámok alapján vizsgáltuk: átlagos csapadékhozam, relatív csapadékhozam, valamint különböző csapadékmennyiségek bekövetkezési valószínűsége.

Először a helyzetek csapadékviszonyainak általános ismertetésével foglalkozunk. Így pl. az *mCc* típus esetén télen az ország északnyugati része csapadékosabb,

az Alföld szárazabb. Az átlagos csapadékmennyiség 0,4—2,5 mm között változik. A többi évszakban a csapadék eloszlása más képet mutat, ugyanis a Tiszántúl a legnagyobb a csapadékhozam. Az átlagos csapadék tavasszal 1,0—3,2, ősszel 0,5—4,2, nyáron pedig 2,7—7,3 mm közé esik. Az 1. ábrán bemutatjuk az *mCc* helyzeteknek nyáron, vagyis leggyakoribb időszakukban mutatkozó átlagos csapadékeloszlását. Télen ezen helyzetek csapadéknak eloszlása szerint legtöbb a csapadék a



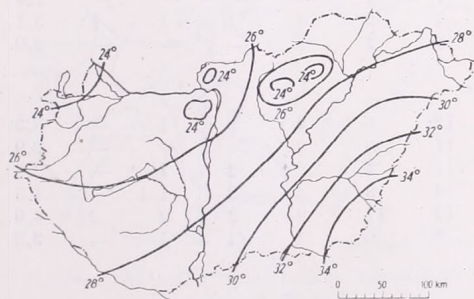
1. ábra. Az *mCc* típus napi átlagos csapadékhozama nyáron, mm-ben



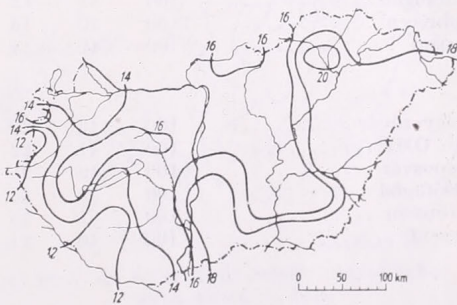
2. ábra. A csapadék eloszlása 1948. augusztus 11-én

Bakony északi lejtőjén; ez magyarázható a domborzattal. Ezzel szemben a többi évszakban, és főleg nyáron, a Tiszántúl jelentkező nagyobb csapadékot csak részben indokolhatjuk az Erdélyi Középhegység előtti, torlóási csapadék keletkezésével. A jelenségre tehát más magyarázatot kell keresnünk.

Elképzelhető, hogy olyan esetekben, amikor az északnyugat felől közeledő hidegfront a reggeli órákban éri el a Dunántúl területét, akkor a Tiszántúl a nap



3. ábra. A maximális hőmérséklet eloszlása 1948. augusztus 11-én



4. ábra. Az *mCc* típus relatív csapadékhozama nyáron, %-ban

folyamán még erős lehet a fölmelegés, s a délutáni vagy az esti órákban ideérkező hidegfrontot a fölmelegedett talaj aktivizálja. E föltevésünk igazolására a csapadék eloszlásának napi térképei közül a vizsgált *mCc* helyzetek sorából kiválasztottunk néhány olyan nyári esetet, amikor a Dunától keletre lényegesen több volt a csapadék, mint a Dunántúl. Megnéztük ugyanezen napokon a hőmérséklet maximumának alakulását is, és azt tapasztaltuk, hogy nyugatról kelet felé a nappali fölmelegedés jelentősen nagyobb, annyira, hogy az ország nyugati és keleti szélé között 6—8, esetleg 10° különbség is kialakul. Jellemző példaként bemutatjuk az 1948.

augusztus 11-i napi csapadéktérképet, valamint a maximális hőmérséklet eloszlását. A csapadék mennyisége olyan irányban növekszik, ahogyan a hőmérséklet maximuma is emelkedik, ami föltevésünket látszik bizonyítani (2. és 3. ábra).

Arra a kérdésre, hogy az évszakok csapadékának hány százalékát teszi ki az északnyugati hidegfront-helyzetek fennállásakor hulló csapadék mennyisége, az *mCc* helyzet relatív csapadékhozamának térképei adnak választ. Közülük elegendőnek véljük csak a nyárinak a bemutatását (4. ábra). A térképek jellege az átlagos csapadékhozamával megegyezik. A relatív csapadékhozam télen a Dunántúl a legnagyobb és délkelet-keleti irányban csökken, míg a többi évszakban északnyugat-délkeleti irányban növekszik. Az *mCc* helyzetben lehullott csapadék az évszakos csapadékmennyiségnek télen 4—6, tavasszal 4—8, nyáron 14—21, ősszel 2—8 százaléka.

Ismeretes, hogy a csapadékmennyiség eloszlásának görbéje ún. logaritmikusan normális eloszlás-görbe, tehát a csapadék átlaga nem esik egybe a csapadék leggyakoribb mennyiségével, hanem annál nagyobb. Ezért a csapadékátlag egymagában nem jellemzi kielégítően a csapadékmennyiségek eloszlását. Az eloszlás tökéletesebb jellemzésére kiszámítottuk az 1, 5, 10, 15, 20, 30, 40 és 50 mm-es csapadékok relatív gyakoriságát is. Táblázatban mutatjuk be néhány jellemző állomásról annak relatív gyakoriságát, hogy *mCc* helyzetben a 24 órás csapadékhozam milyen mértékben éri el vagy haladja meg a feltüntetett értékeket (1. táblázat).

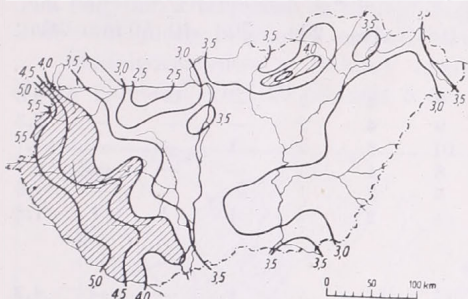
I. TÁBLÁZAT

Különböző csapadékmennyiségek bekövetkezésének valószínűsége *mCc* helyzetben, százalékban

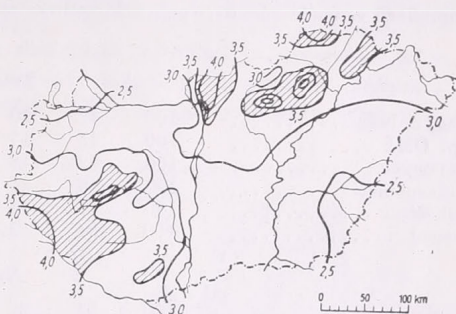
	0	1	5	10	15	20	30	40	50 mm	átlag
<i>Tavas</i>										
Magyaróvár	100	36	10	3	2	—	—	—	—	1,4
Bp. OMI	100	27	12	3	1	—	—	—	—	1,4
Kaposvár	100	44	16	5	1	—	—	—	—	1,9
Alsófügöd	100	51	12	1	1	—	—	—	—	1,4
Debrecen	100	50	16	7	5	4	2	1	1	3,1
Szeged	100	42	14	8	2	1	—	—	—	2,0
<i>Nyár</i>										
Magyaróvár	100	49	20	12	6	4	2	1	—	3,3
Bp. OMI	100	41	22	11	5	3	—	—	—	2,9
Kaposvár	100	49	25	11	4	2	2	1	—	3,3
Alsófügöd	100	52	33	14	8	4	2	1	—	4,5
Debrecen	100	61	30	17	11	2	2	2	2	4,9
Szeged	100	46	21	8	5	4	1	1	—	3,3
<i>Ősz</i>										
Magyaróvár	100	19	2	2	—	—	—	—	—	0,5
Bp. OMI	100	26	7	4	2	—	—	—	—	1,0
Kaposvár	100	28	14	11	4	2	—	—	—	2,0
Alsófügöd	100	44	18	5	4	4	2	—	—	2,8
Debrecen	100	46	19	11	4	2	2	—	—	2,9
Szeged	100	39	21	12	5	4	4	—	—	3,5
<i>Tél</i>										
Magyaróvár	100	31	9	2	1	1	—	—	—	1,4
Bp. OMI	100	25	9	2	2	1	—	—	—	1,2
Kaposvár	100	35	7	1	1	1	—	—	—	1,3
Alsófügöd	100	24	2	—	—	—	—	—	—	0,6
Debrecen	100	39	8	—	—	—	—	—	—	1,5
Szeged	100	26	3	1	—	—	—	—	—	0,8

A közölt csapadékmennyiségek relatív gyakorisága közül csak az 1 és 5 mm-es kategóriákhoz tartozó mennyiségek eloszlásában fedezhetünk fel jelentősebb különbségeket az ország nyugati és keleti része között, nyáron azonban még a 10 mm-es kategóriánál is fölismerhető a különbség.

A déli áramlású ciklonális helyzetek (*mCw*) évszakos csapadékhözamának térképei szerint legtöbb csapadék a Dunántúl délnyugati részén hullik, ugyanakkor

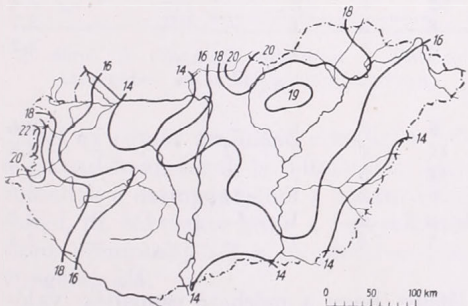


5. ábra. Az *mCw* típus napi átlagos csapadékhözama ősze, mm-ben

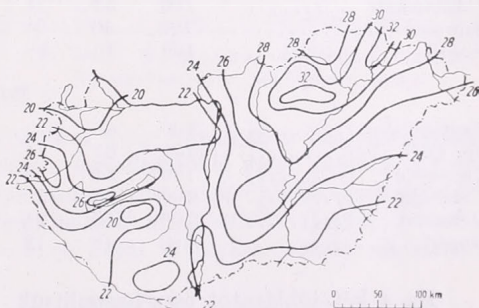


6. ábra. Az *mCw* típus napi átlagos csapadékhözama télen, mm-ben

jól kifejezett csapadékos terület található a Mátra és a Bükk déli—délkeleti oldalán. A csapadék mennyisége a Tiszántúl a legkisebb. A csapadékeloszlás fő jellegzetességének (a csapadék délnyugatról északkelet felé csökken) oka minden bizonnyal az, hogy a helyzet fennállása idején az ország nyugati, délnyugati részén a ciklon frontrendszerének aktívabb része fejt ki hatását, mert a délnyugat felől érkező



7. ábra. Az *mCw* típus relatív csapadékhözama ősze, %-ban



8. ábra. Az *mCw* típus relatív csapadékhözama télen, %-ban

frontok elsősorban ezeken a területeken hullatják ki csapadékukat. Hasonló csapadékeloszlás mutatkozott a földközi-tengeri ciklonnal kapcsolatos *CMw* helyzetben is [1], mert ilyenkor is az ország délnyugati része esik közelebb a ciklon centrumához.

Az átlagos csapadékhözam 1,7—3,8 mm, nyáron 2,5—6,3 mm, ősze 2,6—6,2 mm, télen 2,2—4,7 mm között változik. Az 5. és 6. ábra az őszi és téli csapadékeloszlást mutatja be, ahol a fentebb elmondott jellegzetességek jól láthatók.

A relatív csapadékhözam télen a legnagyobb, átlagosan 26%, nyáron legkisebb, átlagban 13%. Tavasszal és ősze az évszakos csapadékmennyiségnek átlagosan 17, ill. 16%-a esik le ebben a helyzetben. Az *mCw* helyzet relatív csapadékhözamá-

nak szélsőértékei: tavasszal 13—22, nyáron 9—18, ősszel 14—24, télen 20—33% (7. és 8. ábra).

A különböző csapadékmennyiségek bekövetkezésének valószínűségét a déli ciklonális helyzetekre is meghatároztuk; a fentebb bemutatott állomásokra vonatkozó eredményeket a II. táblázat tartalmazza.

II. TÁBLÁZAT

Különböző csapadékmennyiségek bekövetkezésének valószínűsége mCw helyzetben, százalékban

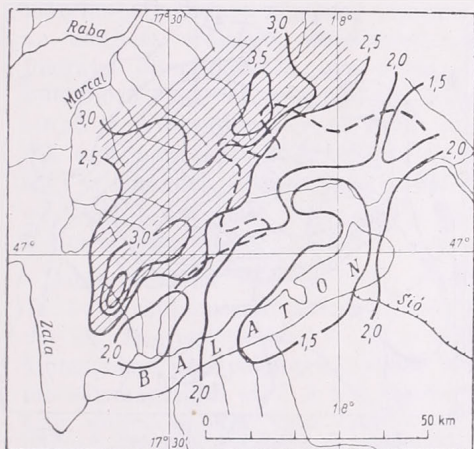
	0	1	5	10	15	20	30	40	50 mm	átlag
<i>Tavaszi</i>										
Magyaróvár	100	43	20	7	4	2	—	—	—	2,6
Bp. OMI	100	43	17	9	4	2	—	—	—	2,3
Kaposvár	100	42	18	10	6	2	1	—	—	2,7
Hidasnémeti	100	46	23	8	4	3	—	—	—	2,7
Debrecen	100	45	14	5	3	1	—	—	—	1,9
Szeged	100	34	13	4	2	2	1	1	1	1,8
<i>Nyári</i>										
Magyaróvár	100	51	26	17	11	7	1	—	—	4,3
Bp. OMI	100	52	27	17	10	6	3	1	1	4,8
Kaposvár	100	47	24	16	8	5	1	1	—	4,8
Hidasnémeti	100	50	28	11	5	2	1	1	1	3,6
Debrecen	100	48	29	16	5	—	—	—	—	3,6
Szeged	100	36	17	7	4	3	1	1	1	2,5
<i>Őszi</i>										
Magyaróvár	100	50	25	9	5	3	1	—	—	3,3
Bp. OMI	100	55	25	13	4	3	1	—	—	3,5
Kaposvár	100	59	29	16	9	6	2	1	—	4,5
Hidasnémeti	100	53	24	12	5	3	1	—	—	3,3
Debrecen	100	50	24	8	3	1	—	—	—	2,7
Szeged	100	46	25	9	5	5	—	—	—	3,2
<i>Téli</i>										
Magyaróvár	100	48	19	6	3	1	—	—	—	2,4
Bp. OMI	100	61	24	12	4	2	1	1	—	3,4
Kaposvár	100	54	23	14	5	2	—	—	—	3,7
Hidasnémeti	100	65	30	9	3	1	1	—	—	3,3
Debrecen	100	59	21	8	2	1	—	—	—	2,8
Szeged	100	48	18	7	4	1	—	—	—	2,4

Ha a két táblázatot összehasonlítjuk, látjuk, hogy a mérhető csapadék valószínűsége az mCw helyzetben nagyobb. A 10 mm-t elérő vagy meghaladó 24 órás csapadékok esetén a bekövetkezési valószínűségek két helyzet közötti különbségei viszont elmosódnak. Az mCw helyzetben tehát, ha van csapadék, akkor kisebb annak a valószínűsége, hogy az meghaladjon egy adott nagyobb értéket, mint az mC helyzetben. Ez a jellegzetesség nyilván abból ered, hogy a felsiklási frontok többnyire kisebb csapadékot szolgáltatnak, míg a hidegfrontokat gyakran kísérik nagy intenzitású kiadós záporosók.

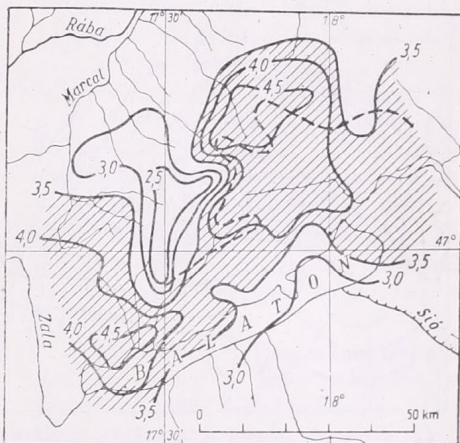
A csapadék területi eloszlásának vizsgálatakor — a helyzetek általános jellegéből következő sajátosságokon kívül — különös figyelmet érdemel a domborzat csapadéokra gyakorolt hatása. Meridionális áramlású ciklonális helyzetekben ugyanis az várható, hogy délnyugat—északkeleti irányban húzódó hegységeink északi és déli előterében a csapadék eloszlása különböző lesz. Ennek a kérdésnek az eldöntését több állomás adatának a vizsgálatba vonásával kíséreljük meg.

Hegységeink közül a Bakony és a Mátra térségének csapadékát vizsgáltuk részletesebben. A Bakonytól északnyugatra a Kisalföld tökéletlen síksága, délkeletre pedig a viszonylag alacsony tengerszintfeletti magasságú, Külső-Somogy domb-sága terül el, ezért leginkább itt várható, hogy a hegyvonulat áramlással szembenéző oldala bővebb csapadékban részesül, mint a szélárnyékos oldal. A Mátránál nem várhatunk ilyen tiszta képet, mert északnyugati, északi, északkeleti irányban nála nagyobb kiterjedésű és tömegű hegységek találhatók, amelyek az északi, illetve a déli ciklonális helyzetek csapadékának eloszlásában döntőbb szerephez jutnak.

Feldolgozásunkat a Bakony térségében kiválasztott 56 állomás, valamint a Mátra vidékéről vett 29 állomás 5 évi (1954—1958) sorozata alapján végeztük el.



9. ábra. A csapadék eloszlása a Bakony térségében *mCc* helyzetben, nyáron



10. ábra. A csapadék eloszlása a Bakony térségében *mCw* helyzetben, ősszel

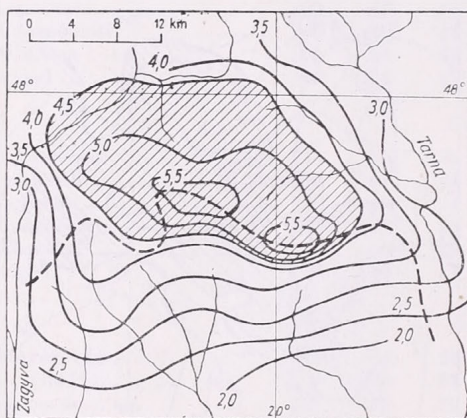
Mivel az északi áramlású ciklonális helyzetek a nyár folyamán a leggyakoribbak, a csapadékeloszlásuk is feltehetően ilyenkor a legjellemzőbb, ezért ezeknek a helyzeteknek a szempontjából a nyarat (június—augusztus), a déli ciklonális helyzetek, ősszel, ill. tél elején lévén a leggyakoribbak, hasonló megfontolás alapján, az *mCw* típus szempontjából a szeptember—december közti időszakot vettük elsősorban vizsgálat alá.

A csapadék nyári eloszlását *mCc* helyzetekben a Bakony vidékén vizsgálva, megállapítható — amint ez várható is —, hogy a hegység gerincvonalától északra fekvő területek nagyobb csapadékmennyiségben részesülnek, mint a vonaltól délre esők. A gerincvonalat szaggatott vonallal jelöli az ábra. A zártabb, nagyobb tömegű Magas-Bakonytól délre, a Balaton-felvidéken, de különösen a Balaton árkában és a déli partvidéken jól kifejezett csapadékminimum alakul ki. A Balatontól északra fekvő területek közül a Sümegi hegység északnyugati lejtői a legcsapadékosabbak. Ennek a vidéknek csapadékszegény párja a Tapolcai-medence (9. ábra).

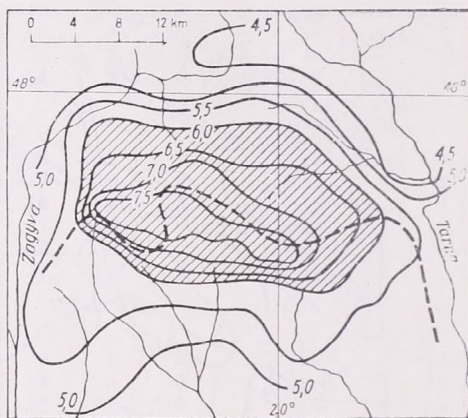
Másként alakul a csapadék eloszlása a Bakony térségében *mCw* helyzetek idején. Legtöbb a csapadék a Keszthelyi-hegység déli lejtőin és a Magas-Bakony 400 m fölötti szintjein. A csapadékhozam a Sümegi hegységtől északkeletre, a Déli-Bakony északnyugati előterében a legkisebb; a Tapolcai-medencében nyoma sincs csapadék-szegény területnek. Ha az izohiéták közül kiemeljük a Bakonyban *mCw* helyzetben lehulló csapadék átlagát leginkább megközelítő 3,5 mm-es görbét, és egybevetjük a gerincvonalat kijelölő szaggatott görbével, észre kell vennünk, hogy az átla-

gosnál csapadékosabb területeknek 65%-a a gerincevonalától délre, tehát az áramlás irányával szembenező lejtőkre esik (10. ábra). Az átlagosnál nagyobb csapadéku területek 95%-a *mCc* helyzetben a gerincevonalától északra fekszik.

Megvizsgáltuk a csapadék eloszlását a szóbanforgó meridionális áramlású ciklonális helyzetek idején a Mátra térségében is. A 11. ábra szerint *mCc* helyzetben az átlagosnál csapadékosabb területeknek 89%-a a hegység gerincevonalától északra fekszik. Az izohiéták elhelyezkedése a gerincevonalától délre sűrűbb, mint a hegységtől északra, tehát a Mátra déli oldalán a csapadék mennyisége gyorsan csökken. Ez a tapasztalat annak a jelenségnek a tendenciáját jelzi, hogy a hegység áramlásnak kitett oldala csapadékosabb, mint szélárnyékos területei.



11. ábra. A csapadék eloszlása a Mátra térségében *mCc* helyzetben, nyáron



12. ábra. A csapadék eloszlása a Mátra térségében *mCw* helyzetben, ősszel

Déli áramlású ciklonális helyzetekben a Mátra gerincevonala a térség átlagos csapadékát meghaladó területeket oly módon választja el, hogy a nagyobb csapadéku területek 65%-a északi oldalra esik. A Mátrától északra szélesen elterülő Északi-Kárpátok hegyrendszere a dél felől érkező légáramlást további emelkedésre készíti, így leszálló légmozgásra valló csapadék-szegény terület a Mátra északi lejtőin nem alakul ki (12. ábra).

Az elmondottak összefoglalásaként megállapíthatjuk, hogy az északi áramlású ciklonális helyzetek idején, amikor a légrétegződés labilitásra hajlamos, egy kisebb tömegű és magasságú feláramlást keltő kiemelkedés (akadály) is elegendő ahhoz, hogy a csapadékhullást kiváltsa, illetve intenzívebbé tegye. A délies áramlással járó felsiklási helyzetek idején a Bakony, de főként a Mátra tömege és gerincmagassága nem elég ahhoz, hogy ez a jelenség élesebben megnyilvánuljon.

IRODALOM

- [1] Endrődi G.: A csapadék eloszlása Magyarországon földközi-tengeri ciklon-helyzetekben. *Időjárás* 62. évf. 20. old. Budapest, 1958.
- [2] Péczely Gy.: Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie. Nr. 30. Budapest, 1957.

Erősen fejlett anticiklonmagok elterjedése az Északi-félgömbön

A téli félév szinoptikai sajátága az igen fejlett anticiklonok kialakulása, ami nyilván kapcsolatban áll a szárazfölked, valamint a sarki területek lehűlésével. Így pl. 1045 mb-nál magasabb nyomás az Északi-félgömbön általában októberben jelentkezik először és március—áprilisban utoljára. Minthogy az említett erősségű anticiklonmagok földrajzi elterjedése és gyakorisága a különböző évek téli hónapjaiban eléggé eltérő (habár minden évben felismerhetők a legfontosabb klimatológiai vonások), érdemesnek tartottuk egy napfoltciklus lefolyása alatt megvizsgálni ezek földrajzi eloszlását.

Adatainkat az 1949 és 1959 közötti 11 év cirkumpoláris térképsorozatából vettük. Megjelöltük azokat az anticiklonmagokat, amelyekben a nyomás 1045 mb-nál magasabb volt. A téli kontinentális anticiklonokra való tekintettel a 60° E és 160° E hosszúsági körök között a 70° N szélességtől délre csak az 1050 mb-t meghaladó anticiklonokat vettük figyelembe. Ezeket az anticiklonokat (csak a kezdő napon) gyűjtőtérképre rajzoltuk (1. ábra).

Valamennyi vizsgált évben közös klimatológiai jellemvonás, hogy az erősen fejlett anticiklonok elterjedése meghatározott területekhez kötött. Általában a magasabb szélességeken jelennek meg, a 40° N szélességtől délre sohasem fordulnak elő. Másrészt a szárazfölked és óceánok határozzák meg gyakoriságukat. Az alábbiakban közöljük a 70° N szélességtől délre, a 30° hosszúsági közzel határolt szektorokban előfordult erős anticiklonok számát. Az egyes szektorok sorban 0° — 30° E, 30° — 60° E, stb.; a 12 szektorban számuk tehát így alakult: 12, 33, 41, 57, 7, 4, 16, 34, 22, 15, 3 és 8.

A gyakoriság maximumait a sorozat 4. és 8. tagja képviseli, vagyis a 90° —

120° E és a 150° — 120° W között (közelebről Ázsia belsejében, illetve Alaszka felett) lépnek fel legtöbbször erős anticiklonok. Minimális érték a sorozat 6. és 11. tagja, vagyis az anticiklonok legritkábban a 150° — 180° E és a 60° — 30° W között alakulnak ki, tehát az óceánok nyugati részein [1]. Az 1. ábrán megrajzolt pontfelhő az anticiklonokat csak megjelenésük napján tünteti fel. Ezért a szárazföldeken a gyakorisági göcök kevésbé tűnnek szemünkbe. Egyes szárazföldi területeken a megmaradás viszonylag igen nagy, elsősorban nagy hegyvonulatok kedveznek az erős anticiklonok tartós fennmaradásának. Ilyenek pl. az Ural hegység, az északamerikai Pacifikus hegylánc és az eurázsiai hegylánc.

Megvizsgáltuk a gyakoriság évi eloszlását is. Kiderült, hogy a legtöbb erős anticiklon januárban lép fel (25%), nonsokkal kevesebb februárban sem (20%). Ősztől januárig egyenletesen növekszik



1. ábra. 1045 mb-nál magasabb talajmenti nyomásképződmények kialakulásának helyei az Északi-félgömbön októbertől májusig (1949—59)

a számuk, februártól májusig egyenletesen csökken, így legkevesebb októberben és májusban (egyaránt 2%). Érdekes, hogy ősszel inkább a kontinensek nyugati partvidékén, majd a későbbi hónapokban egyre inkább a lehülő kontinensek belseje felé alakulnak ki fejlett anticiklonok. Ez a „vándorlás” január—februártól (elmosódottabb formában) újra megismétlődik, de a szárazföldek fokozatos tavaszi fölmelegedése miatt azok belső, illetve keleti területein már gyengébben ismerhető fel. A tavaszi hónapokban inkább a magasabb szélességeken, így elsősorban a sarki medencében alakulnak ki fejlett anticiklonok. A sarkvidéken, a 70° N-től északra évi menetben a gyakoriságuknak két maximuma van, egy decemberben és egy áprilisban. A közbülső január—február hónapokban ezzel szemben viszonylag ritkán lépnek itt fel erős anticiklonok.

Az erős anticiklonok fellépésének gyakorisága az egyes éveket összehasonlítva elég nagy szórást mutat. Az I. táblázatban megadjuk az egyes években az anticiklonok fellépésének számát. A legke-

vesebb (19) erős anticiklon 1951/52 telén jelentkezett, a legtöbb 1956/57-ben (38). Érdekes 3 éves ritmusosság mutatkozik az évi gyakoriság menetében. Kár, hogy vizsgálataink nem terjedhetnek ki hosszabb időtartamra, és így ennek a 3 éves hullámnak realitását nem tudjuk megállapítani.

A továbbiakban megnéztük, hogy a 11 éves napfoltcikluson belül az egyes években mennyire különbözik az anticiklonok eloszlása az Északi-félgömbön. Kiderült, hogy a napfoltciklus lemenő és felmenő ágának éve között nincs felismerhető különbség, míg a nagy és kicsiny napfoltszámokkal jellemezhető évek elég élesen különböznek egymástól. A II. és III. táblázatban földrajzi körzetek, illetve szélességi övek szerint csoportosítva szerepel a nagy és kicsiny naptevékenység éveiben az erős anticiklonok gyakorisága. A II. táblázatból látható, hogy nagy naptevékenység esetén Ázsiában és Európában az anticiklonok a tél első hónapjaiban csak ritkán lépnek fel. (1957-ben pl. egyetlen egyszer sem.) Viszont januártól kezdve gyakori-

I. TÁBLÁZAT

Az 1045 mb-nál erősebb anticiklonmagok fellépésének évi gyakorisága (1949—1959)

	1949.	50.	51.	52.	53.	54.	55.	56.	57.	58.	59.
X—XII.	11	14	6	9	9	9	11	9	(2)	8	13
I—V.	17	15	18	13	13	18	14	19	29	19	19
X—V.	—	26	32	19	22	27	23	30	38	(12)	27

II. TÁBLÁZAT

a) Anticiklongyakoriság az élénk naptevékenység éveiben (1957—58—59)

	Ázsia	Amerika	Európa	Pólus	Grönland	Óceán	Összeg
X—XII.	4	3	4	7	3	2	23
I—V.	22	12	8	17	6	1	66
X—V.	26	16	12	24	9	3	89

b) Anticiklongyakoriság a gyenge naptevékenység éveiben (1952—53—54)

X—XII.	11	2	7	2	—	4	26
I—V.	12	16	3	10	—	3	44
X—V.	23	18	10	12	—	7	70

c) A gyakoriság különbsége (a—b)

X—XII.	— 7	+1	—3	+ 5	+3	—2	— 3
I—V.	+10	—4	+5	+ 7	+6	+2	+22
X—V.	+ 3	—3	+2	+12	+9	+4	+19

III. TÁBLÁZAT

a) Anticiklonmagok szélességi övek szerinti eloszlása az élénk naptevékenység éveiben (1957–58–59)

	70–90° N	60–70° N	50–60° N	40–50° N	Összeg
X–XII.	10	5	3	5	23
I–V.	24	19	11	12	66
X–V.	34	24	14	17	89

b) Anticiklonmagok szélességi övek szerinti eloszlása a gyenge naptevékenység éveiben (1952–53–54)

	70–90° N	60–70° N	50–60° N	40–50° N	Összeg
X–XII.	2	6	10	9	27
I–V.	11	14	18	—	43
X–V.	13	20	28	9	70

c) A gyakoriság különbsége (a–b)

	70–90° N	60–70° N	50–60° N	40–50° N	Összeg
X–XII.	+ 8	– 1	– 7	– 4	– 4
I–V.	+13	+5	– 7	+12	+23
X–V.	+21	+4	–14	+ 8	+19

ságuk ugrásszerűen megnő. A csekély naptevékenység éveiben éppen fordítva, Ázsiában és Európában már a tél első hónapjaiban, illetve ősszel megjelennek a fejlett anticiklonok, míg januártól tavaszig számuk viszonylag csekély. Amerikában ugyanez a különbözőség nincs meg a nagy és kicsiny naptevékenység évei között. Valószínű tehát, hogy az eurázsiai kontinensen, amely a nyugat–keleti levegőátvitel számára nyitott, az élénk naptevékenység éveiben az intenzívebb nyugat–keleti áramlás késlelteti a fejlettebb magasnyomások kialakulását. A naptevékenység és az általános légköri intenzitása közötti pozitív kapcsolatot ui. több kutató is kimutatta, így az utóbbi időben *D. A. Pedj* és *T. V. Szidocsenko* (Időjárás, 1959. 5. szám).

Szembetűnő ellentétességet találunk az óceánok felett kialakuló magasnyomások gyakoriságában is. Erős naptevékenység idején ui. az óceánokon kevesebb erős anticiklon fejlődik ki. A magasabb szélességeken ezzel szemben az élénk naptevékenység kedvez a magasnyomások kialakulásának. Ezt a megállapítást a III. táblázat is alátámasztja. Eszerint az erős naptevékenység éveiben a 70° N szélességtől északra fejlett magasnyomások sokkal gyakrabban alakulnak ki, míg a mérsékelt övben, az 50° és 60° N szélességek között számuk csökken, viszont 40° és 50° között ismét nagyobb a gyakoriságuk.

Az erősen fejlett magasnyomások földrajzi elterjedésének és föllépésük gyakoriságának fent leírt sajátosságai elsősorban az általános légköri alakulását tükrözik vissza, ezért, természetesen, az időjárásunk előrejelzésére közvetlenül nem használhatók fel, de mint *Pedj* és *Szidocsenko* is kijelentik, a naptevékenység mindig ott van a makroszintoptikai történések mögött és így egy időszakosra sokszor jól felismerhetően rányomja bélyegét. A fenti feldolgozás mindenestre bizonyítja, hogy a naptevékenység ingadozása télen az általános cirkuláció jellegében is kimutatható változásokat okoz.

Megemlítjük még, hogy *Baur* a nyári anticiklonok északra helyeződését állapítja meg a naptevékenység bizonyos fázisaival kapcsolatban [2]. Minthogy azonban nyáron már 1040 mb-os anticiklon is ritkán lép fel, ezért a mi vizsgálatunkból a nyári viszonyok taglalása hiányzik. Egyébként *Baur* véleménye szerint télen és nyáron a naptevékenység hatása különbözőképpen jelentkezhet.

IRODALOM

- [1] *Baur, Fr.*: Die jahreszeitliche und geographische Verteilung der blockierenden Hochdruckgebiete. Időjárás, 1958. 2. szám.
 — [2] *Baur, Fr.*: Die Sommerniederschläge Mitteleuropas in den letzten 1½ Jahrhunderten und ihre Beziehungen zum Sonnenfleckenzyklus. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1959. 42 old.

A nullarétegről

A troposzféra felső részében, közel a tropopauzához, a légköri folyamatok dinamikájának szempontjából igen fontos réteg helyezkedik el. Ebben a rétegben több légköri karakterisztika szélsőértékét veszi fel. Így például a horizontális szélsőesség (futóáramlás), az ageosztrofikus tömegáramlás, az izobárfelületek dőlése, stb. maximális lesz, míg pl. a függélyes sebesség eltűnik. Ezen utóbbi tulajdonság alapján nevezte *H. Faust* ezt a réteget nullarétegnek (Nullschicht). Faust 1953-ban terjedelmes magaslégköri anyag statisztikai vizsgálata alapján csak megerősítette korábbi kutatóknak erről a kitüntetett rétegről alkotott véleményét, és a nullaréteg számos tulajdonságát világosan leírta [1]. Statisztikai jellegű vizsgálat alapján azonban a nullaréteg problémája tovább nem volt tisztázható. A nyitott kérdésekre a legutóbbi években az elméleti megfontolások adták meg a választ, melyek általános érvényességük mellett az egyes esetekre is alkalmazhatók voltak.

A magasbanyúló légnyomási képződményekben a nullaréteg átlagos elhelyezkedését és sajátosságait *Faust* az 1. ábrán bemutatott légköri sémában foglalta össze. Vizsgálatai szerint ciklon felett a nullaréteg a tropopauza magasságában fekszik, anticiklon felett kb. 2 km-rel a

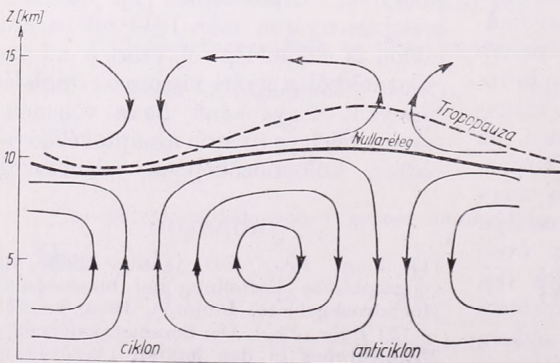
tropopauza alatt. Közepes szélességeken a nullaréteg átlagos magassága 10 km-nél található. Ha a nullaréteg magasságát H_n -nel, a tropopauza magasságát H_{tr} -rel jelöljük, a két magasság között a következő lineáris kapcsolat áll fenn :

$$H_n = 0,417 H_{tr} + 5,25 \text{ km.} \quad (1)$$

(1) azt mutatja, hogy H_n a különböző időjárási helyzetekben a H_{tr} ingadozásait csökkentett mértékben követi. H_n és H_{tr} napi menetében észrevehető párhuzamosság mutatkozik, évi menetben a két magasság maximumát a közepes szélességeken ősszel éri el. H_n és H_{tr} a földrajzi szélességgel erősen változik, míg az Egyenlítő felett 15, illetve 17 km-nél van a két réteg átlagos magassága, a pólus felett mindkettő a 8 km-nél található. A nullaréteg átlagos magassága a földrajzi szélességtől és ezen keresztül a sugárzástól függ, az átlagos magasság körüli ingadozásért viszont a hőmérsékleti advektió a felelős.

Vizsgáljuk meg ezeketán az eddigi kutatások alapján, hogy mi hozza létre a nullaréteget, s miért éppen 10 km-nél alakul ki.

A nagyméretű függélyes sebesség által előidézett hőmérsékletváltozások következtében a troposzférában a ciklon hidegebb, mint az anticiklon, míg a sztratoszférában fordított a helyzet. A ciklon és az anticiklon közötti horizontális nyomásgradiens a talajtól felfelé haladva addig növekszik, ameddig az anticiklon melegebb, mint a ciklon, felette a nyomáskülönbség már csökken. Ebben a váltópontban van a nullaréteg, mely ennek következtében egyben az izobár felületek maximális hajlású rétege. A horizontális nyomásgradiens maximumán kívül itt lép fel a legerősebb lokális és individuális nyomásváltozás. Emiatt a nulla-



1. ábra. A nullaréteg átlagos helyzete a közepes szélességeken *H. Faust* szerint.

réteg a maximális szélesség rétege, sőt itt találhatóak a geosztrófikusnál jóval erősebb szelek, a futóáramlások is.

A geosztrófikus szélnek a tényleges szélétől való eltérését vizsgálva azt kapjuk (2. ábra), hogy míg a talajon az ageosztrófikus szél az anticiklontól a ciklon felé fúj, kb. 4 km-nél a légáramlás az izobárokkal párhuzamos, 4 km fölött az ageosztrófikus szél iránya megváltozik és kb. 5 km-nél az ageosztrófikus áramlás már a ciklontól az anticiklon felé irányul, felfelé növekvő komponenssel. A nullarétegnél a tényleges és a geosztrófikus szél közötti eltérés $6,5^\circ$, de gyakran előfordul 12° -os eltérés is. A nullaréteg felett az ageosztrófikus folyamatok gyorsan visszafejlődnek és 12 km-nél az eltérési szög eltűnik. A nullaréteg alatt anticiklonban erős süllyedő mozgás, felette erős emelkedő mozgás van, míg ciklonban fordított a helyzet, ezért a nullaréteg a ciklonból az anticiklonba irányuló ageosztrófikus tömegátvitel fő helye.

A nullarétegben az ageosztrófikus tömegáram sebessége a nyomásképződmények előoldalán elérheti a 20 km/h-t is. Ez az ellentétes irányú tömegátvitel egyenlíti ki a 4 km alatt és 12 km felett bekövetkező azonos irányú tömeg-áthelyeződést, és emiatt mérvadó a magasbannyúló képződmények felépülésére, állapotára és feloszlására. Faust megállapítása szerint a 4 km alatti vergencia a nullaréteg-vergencia kauzális következménye és a két vergencia együtt irányítja az advekciót. A nullarétegben lezajló folyamat ezzel az időjárás alakulásának szempontjából alapvető jelentőségűnek bizonyul.

Az utóbbi években a nullaréteg problémáját a dinamikus meteorológia módszerével közelítették meg. W. Attmannspacher pl. stacionárius, adiabatikus és súrlódásmentes állapotokat feltételezve Descartes-féle koordináta-rendszerben a horizontális szélnek a magassággal való változása számára a következő összefüggést vezetett le [2]:

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = \frac{R}{f p} [\nabla T, \nabla P]_x, \quad (2)$$

ahol v_x a szélesség x irányú komponense, R a gázállandó, f a Coriolis paraméter, p a légnyomás, T a hőmérséklet, a szögletes zárójel vektori szorzást jelent. A v_x horizontális szélesség függőleges menti eloszlásában ott veszi fel szélsőértékét, ahol a z szerinti első parciális deriváltja zérus lesz. Ez (2) szerint akkor teljesül, ha a hőmérséklet és a nyomás háromdimenziós gradienséből képzett vektoriális szorzat x komponense eltűnik. Ahhoz, hogy a v_x szélsőértéke ezen a helyen maximum legyen, a v_x második deriváltjának negatív értéket kell felvennie. v_x második deriváltját képezve és z -ről p rendszerre áttérve:

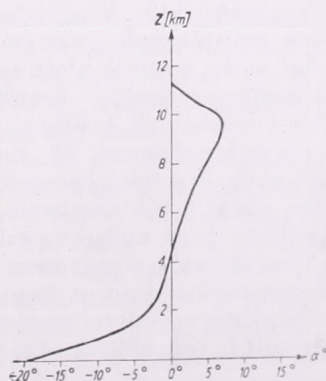
$$\frac{\partial^2 v_x}{\partial p^2} = \frac{R}{f p} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_p. \quad (3)$$

Mivel az x -tengely kelet felé, az y -tengely észak felé irányul, és nyugati szél esetén a v_x pozitív, ezenkívül a

troposzférában $\frac{\partial T}{\partial y} < 0$, míg az alsó sztra-

toszférában $\frac{\partial T}{\partial y} > 0$, ezért (3) negatív

lesz. Eszerint a nullarétegben maximális horizontális szélesség fog fellépni, ha



2. ábra. A tényleges és a geosztrófikus szélvektor közötti α szögeltérés a közepes szélességeken H. Faust szerint.

az áramlásra merőleges, horizontális hőmérsékleti gradiens a nullarétegben zérus lesz, míg alatta a hőmérséklet az áramlásra merőlegesen jobbra, felette balra növekszik. Ez képezi a nullaréteg-feltétel egyik részét.

A nullaréteg-feltétel másik része a függélyes sebességre vonatkozik. Hasonlóképpen stacionárius, adiabatikus és sűrűdásmentes állapotokat feltételezve a nullarétegnél a függélyes sebességre Attmannspacher a következő összefüggést vezette le:

$$w = \frac{[\nabla T, \nabla p]_p}{\rho f \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)} \quad (4)$$

ahol ρ a levegő sűrűsége, Γ a száraz-adiabatikus gradiens. A függélyes sebesség a nullarétegben akkor lesz zérus, ha a (4) jobboldalán a számláló eltűnik. Ez akkor következik be, amikor a horizontális izohipsza és izoterma gradiensek párhuzamosak, azaz az izohipszák és izotermák párhuzamosan futnak. A két kritériumot a következőképpen foglalhatjuk össze: az a réteg, amelyben a háromdimenziós hőmérséklet és nyomás gradiens párhuzamosan helyezkedik el, és ennek következtében a függélyes szélsebesség eltűnik, kielégíti a nullaréteg-tulajdonság feltételét.

A nullaréteg kritériumoknak konkrét magaslévköri anyagban való kiértékelését *E. Soós* végezte el [3]. Vizsgálata során tényleges nullarétegek azon szélmaximumokat vette, amelyek alatt és felett jól kifejezett nagytérségű, ellentétes hőmérsékleti eloszlás volt található. A feldolgozott szélmaximumok 70%-ánál határozott nullaréteg tulajdonságot talált. Továbbá sikerült bebizonyítania *Faust* azon sejtését, hogy nullaréteg-tulajdonságot nem mutató szélmaximum tartósan nem maradhat fenn. A megvizsgált nullaréteg-jelleg nélküli szélmaximumoknak ugyanis 12 óras időszak után 71%-a,

24 óras időszak után 82%-a eltűnt. Ezzel szemben ilyen rövid idő alatt a nullaréteg-jellegű szélmaximumok nem oszlottak fel.

A nullaréteg további elméleti vizsgálata során *G. Hillmann* [4] mutatta ki, hogy ha az izoterma- és izobárfelületek a nullarétegnél egybeesnek, a függélyes sebesség a nullaréteg alatt és felett ellentétes előjelű, azaz váltópontja éppen a kérdéses rétegben van. Egy másik munkájában *G. Hollmann* [5] a nullaréteget anyagi határfelületként fogta fel és a mozgásegyenleteket a nullarétegre mint koordináta felületre alkalmazva a következő kritériumot kapta: az izobármerőleges szélkomponens, a maximális szélvektor és a turbulens sűrűdás a nullarétegben éri el maximumát. Ha ez a három feltétel egyidőben teljesül, a troposzféra és a sztratosféra között nincs tömegcsere. Ez azonban csak statisztikai középértékben teljesül, egyes esetekben tömegáthelyeződés lehetséges.

Befejezésül összefoglaljuk azokat a lényeges karakterisztikákat, melyek a nullarétegnél szélső értéket érnek el. Maximális értéket vesz fel a horizontális szélsebesség, az ageosztrofikus szélesebesség, az ageosztrofikus tömegátvitel, az izobárfelületek dőlése, a divergencia, a relatív örvényesség és az izohipszák időbeli változása. Zérus lesz a függélyes sebesség, és a lokális hőmérsékletváltozás.

TRODALOM

- [1] *Faus, H.*: Die Nullschicht, der Sitz des troposphärische Windmaximums. Meteor. Rdsch. 6, 6 (1953). — [2] *Attmannspacher, W.*: Extreme der horizontalen Windgeschwindigkeiten und Vertikalwind. Meteor. Rdsch. 12, 112 (1959). — [3] *Soós, E.*: Windmaxima mit und ohne Nullschichtcharakter. Meteor. Rdsch. 12, 118 (1959). — [4] *Hollmann, G.*: Zur Frage des Vorzeichenwechsels der Vertikalbewegung beiderseits isobarer Flächen extremer Windgeschwindigkeiten. Meteor. Rdsch. 12, 137 (1959). — [5] *Hollmann, G.*: Über die Nullschichteigenschaft von Flächen extremer Windstärke. Meteor. Rdsch. 12, 170 (1959).

A jégfázis létrejöttének kérdésére vonatkozó vizsgálatok

Az utóbbi másfél évtizedben a csapadékképződés magyarázatára szolgáló *Bergeron—Findeisen*-féle elmélet egyre inkább elveszti kizárólagos jelentőségét. Számos megfigyelés tanúsítja például, hogy tiszta vízfelhőkben is hullhat tekintélyes csapadékmennyiség. Nyilvánvaló, hogy ilyen esetekben más magyarázatot kell keresnünk. Segítségül kell hívnunk többek között olyan tényeket, mint a molekuláris ütközések általi egyesülés — amelyet az örvénylő mozgások nagyban elősegítenek — vagy a cseppecskék gravitációs koagulációja. Egyes szerzők szerint [1] a mérsékelt szélességek mentén az összeolvadási mechanizmus a fő záporképző erő. Mindennek ellenére azonban elfogadott gondolat, hogy a jégkristályok és a túlhűlt cseppecskék jelenléte *gyakran* lényeges a csapadék kiesése szempontjából. Ezért, s mivel a magas felhők csaknem kizárólag jégkristályokból állanak, a jégfázis kialakulása és fejlődésének tanulmányozása a légkörben ma is alapvetően fontos feladat.

A víz fázisállapotaiban beálló változásokat tekintve kristályok a következő (fő) módokon keletkezhetnek :

- a) Lehűlés és (vagy) az oldat párolgása,
- b) gőz-szolidifikáció (fordított szublimáció),
- c) a folyadék kifagyása.

Arra vonatkozóan, hogy ezek közül melyik a döntő jelentőségű, sokáig nem egyezett a kutatók véleménye. Míg *Wegener* [2] (aki 1911-ben a szublimációs mag kifejezést bevezette) és *Findeisen* [3] a szilárd részecskékre történő gőzkicsapódás mellett foglalt állást, addig *Bergeron* [4] feltette, *Regener* [5] és *Weickmann* [6] pedig bebizonyította, hogy a jéggel pszeudomorfikusnak elfogadott kvarc-por még -35°C alatt sem idézett elő kristályosodást, amikor jégre nézve telített levegőjű expanziós kamrába vezették be ; viszont azt állították,

hogy a kristályképződés fő oka a túlhűlt, folyékony cseppek megfagyása. A későbbi kísérletek is azt mutatták, hogy a folyékony vízre vonatkozó telítettség elérése előtt az ún. szublimációs magvakon a legritkább esetben képződnek jégrészecskék, tehát elengedhetetlen a folyékony fázison át történő kifagyás vizsgálata.

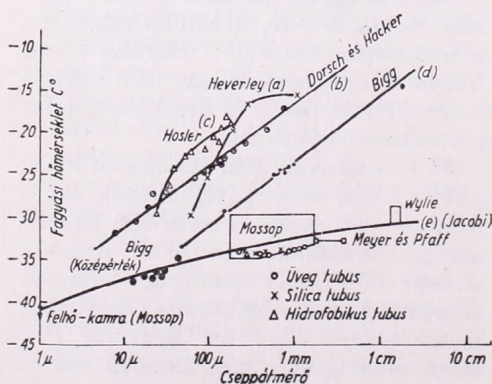
Az ezzel kapcsolatos alapvető kérdések a következők : melyik az a hőmérséklet (vagy hőmérsékleti intervallum), amelynél a túlhűlt felhőben lebegő vízcseppek megfagnak ; és hogyan függ ez a fagyási hőmérséklet a) a cseppméret-től, b) a lehűlés sebességétől, c) az idegen részecskék jelenlététől.

A kísérleteket a legkülönbözőbb módszerekkel végezték. Ezek közül a legfontosabbak : tubusokban, vagy kapillárisokban levő, termokereszt érintkezési pontján, fémfelzinen, vagy viasszal bevont papíron elhelyezett, két, egymással nem keveredő folyadék határfelületén, vagy felhőkamrában lebegtetett cseppecskék, illetve vízminták lehűtése és fagyasztása. A módszerek eltérő volta egyrészt hasznos volt, mivel felhívta a figyelmet arra, hogy a különböző méretű és szennyezettségű vízminták, illetve kondenzátumok fagyáspontja rendkívül nagymértékben függ a kísérleti berendezéstől, s az egyéb tényezők (pl. az expanziós kamra mérete, a lehűlés sebessége, stb.) komplex hatástól ; másrészt káros, hiszen az eredmények csak igen kevésbé hasonlíthatók össze, és kezelhetők, mint statisztikai együttességek.

Az eredmények nem túlságosan kielégítőek. Tény, hogy a túlhűlésnek azt a fokát, — amelyet a *Volmer*-féle elmélet alapján *Krasztanov* és *Wall* nyomán *Kampe* -70°C -nak számított, — csupán *Rau*-nak sikerült előállítania (1944), míg mások viszont (*Cwilong*, *Breuer* és *Palmer*) nem tudták megismételni ezt az eredményt [7]. Mivel pedig a magvasodás a felhőelemek méretének (kb. 5—30

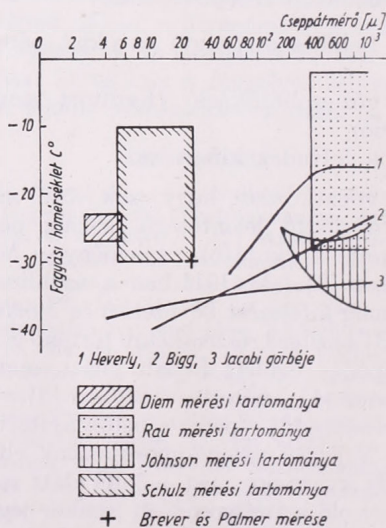
mikron közötti átmérők) megfelelő vízmintáknál és cseppceskénél -30 , -32° C alatt már nagy valószínűséggel bekövetkezik, *Kampe* és *Mason* nyomán kijelenthetjük, hogy a homogén (tehát idegen magvak jelenléte nélküli) jégképződés a meteorológiában alárendelt jelentőségű. Magasabb hőmérsékleteknél tehát a jégmagvakat idegen részecskéknek kell felépíteniük. Ezek az idegen részecskék általában szilárd és oldhatatlan, vagy oldható és oldhatatlan komponenseket tartalmazó, ún. vegyes magok. Ami a fagyási hőmérséklet és a csepp-átmérő közötti kapcsolatot kérdészt illeti, ha összevetjük az 1. [8] és a 2. [7] ábrát, látjuk, hogy a különböző, gondosan végrehajtott kísérletek során ezen karakterisztikák között egyaránt találtak függvényyszerű és sztochasztikus kapcsolatokat.

Végül a lehülési sebességnek a fagyási hőmérséklettel való összefüggésben is meglehetősen nagy a bizonytalanság. Az egyetlen elfogadott (bár csupán kvalitatív) eredmény az, hogy a fagyási valószínűség alacsonyabb hőmérsékleteknél gyorsabban növekszik az idővel, jelezve, hogy a fagyás időtől függő folyamat [8]. Azt viszont, hogy a lassúbb lehülés a fagyási hőmérséklet emelkedését vonná maga után, csupán *Bigg* [9] és *Mason* [8] eredményeiből következtethetnénk, — ilyen összefüggést azonban rajtuk kívül mások nem találtak.



1. ábra. A vízminták fagyási hőmérséklete mint az equivalens cseppátmérő függvénye

Az eredmények megítélésénél mindenestre nagyobb súllyal kell figyelembe vennünk azokat a kísérleteket, amelyek a valóságos viszonyokat a leghetőbb szinten legjobban reprezentálják. *Schulz* [7], aki talán az eddigi leggondosabb és legkiterjedtebb vizsgálatot végezte el ezen a területen, bírálta a különböző szerzők eredményeit. Felhívta a figyelmet arra, hogy *Bigg* és *Jacobi* megtisztított folyadékkal dolgoztak, *Heverly*, *Breuer* és *Palmer*, valamint *Johnson* túlságosan kevés adatra támaszkodnak, míg *Rau* legkisebb cseppceskői is túlságosan nagyok a felhőelemek méreteihez képest. Témánk szemszögéből tehát ezeket az eredményeket mindenképpen kisebb jelentőségűeknek kell tekintenünk. A legelfogadhatóbb eredményeket azok a kutatók érték el, akik statisztikai munkamódszereket alkalmaztak és általában két fontos feltétel teljesedésére is figyelemmel voltak: a) hogy a vízminták légköri eredetűek legyenek, vagyis kondenzáció útján a levegőből keletkezzenek, minden tisztítás nélkül, és b) a cseppek átmérője megfelelően a felhőelemek méretének [7]. Ilyenek voltak *Hosler*, *Dorsch* és *Hacker* [8], és az említett *Schulz* [7]. Előbbiek függvényyszerű



2. ábra. Vízcepppek fagyási hőmérséklete az átmérő függvényében

kapcsolatot találtak a cseppméret és a fagyási hőmérséklet között, utóbbi viszont sem ezen paraméterek, sem a lehülés sebessége és a fagyási hőmérséklet között nem talált összefüggést.

Összegezve az eddigieket, általánosságban csupán azt mondhatjuk, hogy a fagyás bizonyos fokig szabálytalan folyamat, s egy adott csepp megfagyásának csak statisztikai valószínűsége van adott hőmérsékletnél. Ez a valószínűség egyenesen növekszik azzal az időtartammal, ameddig a túlülés fennáll és függ az idegen mag (vagyis a szennyeződés) minőségétől.

A felsorolt szerzők, s egyben az utóbbi tizenöt év legfontosabb eredményeit az 1. és 2. ábra tartalmazza.

Bár ezeken kívül is számos kísérletet végeztek, mégis igen irkán, szinte véletlenszerűen teljesültek a fentemlített alapvető feltételek, amelyek nélkül nem remélhetjük, hogy a tényleges jegesedésre vonatkozó használható következtetések levonhatók legyenek. Sőt, még ezen feltételek fennállása esetén sem bizonyos, hogy a légtömeg fagyási magtartalma pontosan megfelel a kiválasztott levegőmintáénak, s ugyancsak tisztázatlan az is, hogy a kísérletben alkalmazott támasztó, vagy felfüggesztő közeg (pl. fémfelszín, pókhálósál stb.) milyen mértékben hat a fagyási folyamatra. Éppen ez az a tény, amely miatt még *Schulz* [7] eredményeit is némi fenntartással kell fogadnunk, hiszen kézenfekvő az a megfontolás, hogy egy kísérletsorozat eredménye annál jellemzőbb a légkörre, minél hasonlóbb körülményeket, vagyis kísérleti berendezést alkalmazunk. Ezért kívánatos lenne egy nagytérfogatú felhőkamrában levő, reprezentatív levegőmintákkal végzett vizsgálati sorozat, amely pontos választ adna az említett fő kérdésekre, s amelyek folyamán egyben gondos analízis útján eldöntenék

azt is, hogy melyek azok az anyagok, amelyek ilyen körülmények között (tehát nagytérfogatú felhőkamra, különböző, a valóságosoknak megfelelő telítettségi viszonyok, és a változó méretű függélyes áramlásoknak megfelelő tágitási, tehát lehülési viszonyok) a leghatékonyabbak. Ezt a követelményt egyébként nagyszámú repülőgépes és hegyeken végzett megfigyelés is támogatja, amelyek bizonyítják, hogy $-20\text{ }^\circ\text{C}$ fölötti felhőcsúcs-hőmérsékletek mellett az eseteknek kb. 80%-ban, $-12\text{ }^\circ\text{C}$ csúcs-hőmérsékletek fölött az eseteknek kb. 50%-ban fordulnak elő jégkristályok. Számos megfigyelés bizonyítja azt is, hogy -12 és $-6\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérsékletek között, sőt egyes esetekben már $-2\text{ }^\circ\text{C}$ -nál megjelennek a kristályok [7]. Ezeket a nagyságrendi és hőmérsékleti tartományokat az említett kísérletek többnyire meg sem közelítik. Kétségtelen viszont, hogy a követelményeknek legjobban megfelelő kísérleti berendezések előállítása nagy anyagi akadályokba ütközik.

IRODALOM

- [1] *Saunders, P. M.*: Showers. (Met. Mag. 1959. 1046.). — [2] *Wegener, A.*: Thermodynamik der Atmosphäre. (J. A. Barth; Leipzig) — [3] *Findeisen, W.*: Die kolloid-meteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung. (Met. Z. 1938. 55 p. 121). — [4] *Bergeron, E.*: On the physics of clouds and precipitation (Proc. 5th Assembly U. G. G. I., Lisbon, 1935. 2, p. 156.). — [5] *Regener, E.*: Versuche über die Kondensation und Sublimation des Wasserdampfes bei tiefen Temperaturen. (Schriften dtsh. Akad. der Luftf., Berlin, 1941. H, 37, p. 15.). — [6] *Weickmann, H.*: Experimentelle Untersuchungen zur Bildung von Eis und Wasser an Keimen bei tiefen Temperaturen. (Forsch. Bericht. 1730. 1942. Dtsch. Luftf., Berlin.). — [7] *Schulz, W.*: Untersuchung zur Frage der Entstehung der Eisphase aus unterkühlten Wassertropfen. (Archiv. für Met. 1959. 11. 1.). — [8] *Mason, B. J.*: The physics of clouds. (Oxford, At the Clarendon Press, 1957.). — [9] *Bigg, E. K.*: The supercooling of water. (Proc. Phys. Soc. 1953. B, 66, p. 688.).

Az éghajlat fogalmának általánosítása a bolygóközi térre

Az időjárás és éghajlat fogalmának klasszikus definíciója a földi légkörhöz van kötve. *Időjárás*on értjük a légkör fizikai jelenségeinek összességét. Az *éghajlat* meghatározása felett sok vita folyt, de sohasem volt vitás az, hogy az éghajlat az időjárásból levezetett fogalom, következésképpen szintén a légkörhöz van kötve.

A tudomány haladásával azonban kitérül az emberiség látóköre és a régi fogalmak klasszikus értelmezésének általánosítása válik szükségessé. Ennek első lépése volt, amikor az időjárás és éghajlat fogalmát a naprendszer többi bolygóira is ki kellett terjeszteni. Napjainkban már olyan meteorológiai könyvek jelennek meg, amelyekben külön fejezet foglalkozik a bolygók légkörének időjárásával és éghajlatával. Az idegen bolygókon található időjárások és éghajlatok nagyon eltérnek ugyan a földi fogalmak szerint megszokott időjárástól és éghajlattól, de bizonyos, hogy ezek a jelenségek az időjárás és éghajlat fogalmainak logikus és szükséges általánosításához vezetnek.

Más a helyzet azokon az égitesteken, amelyeknek nincsen légkörük, vagy csak annyira jelentéktelen gázövezettel rendelkeznek, amelyet bajosan lehet légkörnek nevezni. Ez az eset forog fenn a bolygók közül a Mercuron, továbbá a Földhöz tartozó Holdon és a többi bolygók holdjainak a túlnyomó többségén. Légkör hiányában nem beszélhetünk légköri jelenségekről, időjárásról sem, és ezzel együtt elesnek az időjárásból lezármaztatott fogalmak is, mint amilyen például az éghajlat. Hasonló a helyzet a bolygóközi térben is, ahol hiányzik az időjárás, és hiányzik az *eddiggi értelemben vett éghajlat* is. Legálábbis így kellett okoskodni abban az időben, amikor még úgy gondolták, hogy a bolygóközi tér minden anyagtól mentes, abszolút vákuum.

Ezzel szemben azonban rá kell mutatnunk arra, hogy az űrkutatás fejlődése lassanként *elkerülhetetlenné teszi az éghajlat fogalmának egy újabb általánosítását*, amely a légkörnélküli égitesteken és magán a bolygóközi térben is érvényes.

Már évek óta tudjuk, hogy a bolygóközi tér egyáltalában nem üres, hanem erősen ritkult anyaggal van kitöltve. Ez az anyag nem részesül a légkörök nyújtotta sugárzásvédelemben, ezért teljes mértékben van kitéve a napsugárzásnak és a kozmikus sugárzásnak. A sugárzások ionkeltő hatása korlátlanul érvényesül rajta, ezért a bolygóközi anyag plazmaállapotban van. A plazmaállapottal együtt jár a magas hőmérséklet. Ma már mosolygunk a múlt század elképzeléseiről, amelyek a bolygóközi űr hidegről szóltak.

A nemzetközi geofizikai év folyamán közvetlen mérési adatok jutottak birtokunkba a bolygóközi anyag sűrűségéről, hőmérsékletéről, ionizációs állapotáról. Ennek nyomán merült fel az a merész feltevés, hogy a bolygóközi anyag nem más, mint a Nap koronájának a legkülső, legjobban felhigult és aránylag lehidegebb része. Ez a feltevés úgy fogja fel a Föld helyzetét, hogy a Föld tulajdonképpen a Napnak egyik legkülső övezetén keresztül végzi a keringését. A légkör felső átmeneti rétegét, az exoszférát viszont úgy fogja fel, mint egy átmeneti övezetet a Földhöz és a Naphoz tartozó plazmaállapotú anyagok között.

Ezekután le kell számolnunk azzal a helyzettel, hogy a bolygóközi tér valamely kiválasztott pontjában több olyan mennyiség mérhető meg, amelyeket, ha a légkörön belül találkoznunk velük, egyszerűen *éghajlati elemeknek* neveznénk. Ilyen éghajlati elemek, amelyek a légkörön kívül is megtalálhatók : 1. a *hőmérséklet* (általában a Földön tapasztalható hőmérsékleteket messze meghaladó értékek !); 2. a *gáz sűrűsége* (idéntel *légsűrűség* volna a neve); 3. az *ionizáció*

mértéke (idelent lélegektromosságról beszélünk); 4. a napsugárzás intenzitása és összetétele (olyan tényező, amelynek éghajlati jellege semmiképpen nem vitatható). Szép számmal vannak tehát a bolygóközi térben is olyan fizikai mennyiségek, amelyek egy általánosított értelemben vett éghajlatnak az éghajlati elemek alkotják.

Ezzel azonban még nem merítettük ki az éghajlati elemek általánosítási lehetőségeit. Mint ismeretes, a bolygóközi anyagban mozgások, áramlások is vannak. Legnagyobb szabású példája ennek a korpuszkuláris napkitörés, amelyben anyagi részecskék a Napról a Föld légkörébe érkeznek. Ezt a jelenséget az újabb irodalomban olykor „szoláris szélnek” nevezik. A bolygóközi anyagban tehát van egy jelenség, amit a légkörben fennálló szél általánosításának tekinthetünk.

Az eddig elmondottak szösz szerint alkalmazhatók a légkörtelen égitestekre is. Ott is fennáll az éghajlatnak egy bizonyos különleges alakja, amelynek klimatológiai elemei a hőmérséklet, a sűrűség, az ionizáció, a napsugárzás, és az előforduló mozgások. Sőt ehhez az öt elemhez még egy hatodik is csatlakozik a talajhőmérséklet (közethőmérséklet) alakjában. A Holdon például a kőzeteket

fedő porréteg érdekes hőmérsékleti jelenségei nyomolnak előtérbe, mert a Holdat borító laza pornak az ottani gyenge nehézségi erőterben annyira jó hőszigetelőnek kell lennie, hogy a porréteg belsejében igen magas hőmérsékleteket is felteleznek.

Bár első pillanatban idegenszerűen hat, hogy az éghajlat földön kialakult klasszikus fogalmát a földönkívüli térre is kiterjesszük, az elmondottak azt mutatják, hogy egy ilyen általánosítás elől nem szabad elzárkóznunk.

Nem is olyan régen az éghajlatot még a Föld felszínéhez kötött fogalomnak tekintették és már az is ellenkezést váltott ki, amikor a felső légrétegek éghajlatáról kezdtünk beszélni. Most kétségtelenül az általánosításnak egy nagyobb és merészebb lépése előtt állunk, de ez a lépés mindenképpen jogosultnak, sőt elkerülhetetlennek látszik.

Az előadott gondolatmenetből látszólag azt lehetne következtetni, hogy éghajlatról ott is beszélhetünk, ahol időjárás már nincsen. A valóság azonban az, hogy ezzel a lépéssel nemcsak az éghajlatnak, hanem az időjárásnak a fogalmát is általánosításnak vetettük alá: az időjárás fogalmát a földi légkörről a bolygóközi gáztömege terjesztettük ki.

Pletser János:

Öntözött talaj hőmérséklete

A talaj nedvességtartalma a víz nagyobb fajhője, a párologtatásra fordított hő, valamint a talaj hővezetőképességének megváltoztatása révén befolyásolja a talaj hőgazdálkodását. Az öntözővíz hőfoka rendszerint alacsonyabb, mint a talajé, ezért a felső réteget hűti. Cserkaszovnak [1] Szamarkandban végzett kísérleteinél az öntözés a talaj felületének hőfokát 55 °C-ról 45 °C-ra csökkentette. Cserkaszov szerint az öntözött talaj hőmérséklete egyenletesebb, meleg

időjáráskor hűvösebb, hideg időjáráskor pedig melegebb, mint az öntözetlen talaj. Randas és Dravid [2] hat napon át minden nap 14 órakor mérték a talaj hőmérsékletét. A második napon a vizsgált parcellák egyikét megöntözték. A talajhőmérséklet ennek hatására hirtelen csökkent. A talaj nedvességtartalmának emelkedése olyan erősen befolyásolta a talaj hőmérsékletét, hogy az öntözött parcella talajának hőmérséklete még az öntözést követő negyedik napon is lé-

nyegesen alacsonyabb volt. Zaharov [3] szerint a talaj hővezetőképességét leginkább nedvességtartalma befolyásolja. Mérései szerint a 9% nedvességet tartalmazó homok hővezetőképessége hat-szorosa az abszolút száraz homokénak, más talaj esetén a nedvességtartalom a hővezetőképességben 1000%-os változást is okozhat.

Martonvásáron középötött mezőségi vályogtalajon 1958. és 1959. év szeptemberében több ízben vizsgáltuk az öntözés talajhőmérséklet módosító hatását. Mérésünket 2TH típusú termisztorokkal végeztük 2, 5, 10 és 20 cm mélységeken háromszori ismétléssel. A leolvasás a kísérleti parcelláktól 100 m-re az Obszervatórium laboratóriumában óránként történt. Esetenként 24 db termisztor és 2 db húszeres 100 m hosszú kábelt használtunk. A talaj nedvességtartalmát szárítószekrényes módszerrel, három-három talajmintából határoztuk meg.

Az első méréseinknél (1958-ban) annyi öntözővizet használtunk, hogy ez a mért 20 cm vastagságú talajréteget átnedvesítse. 1958. szeptember hó 15-én 2×2 m nagyságú tárcsázott, majd fogasolt és hengerezett parcellát 80 l, vagyis 20 csapadékmilliméternek megfelelő vízzel megöntöztünk. A hőmérséklet mérését a következő napon kezdtük meg, amikor már az öntözővíz közvetlen hűtő hatása megszűnt. Az öntözött parcellából és ettől 5 m távolságra ugyanilyen művelésű, de öntözetlen talajból három ismétlésben 2, 5, 10 és 20 cm mélységből talajmintákat vettünk. A minták átlagos nedvességtartalmát a száraztalaj súlyszázalékban táblázatunkban tüntettük fel. A 2 cm mélységben az öntözetlen parcella a déli órákban 4–5 C°-kal, 5 cm mélységben 3–4 C°-kal, 10 cm mélységben 2 C°-kal, 20 cm mélységben pedig 1 C°-kal melegebb volt, mint az öntözött parcella. E különbségeket „t” próbával vizsgáltuk meg és szignifikánsnak találtuk. A következő évben, 1959-ben, az őszi száraz időszakban több ízben megismételtük kísérletünket és az

előzővel lényegileg azonos eredményt kaptunk, vagyis a nedves talaj hűvösebb, mint a száraz.

TÁBLÁZAT

Száraz és öntözött talaj nedvességtartalma a száraztalaj súlyszázalékában

a) 1958. szeptember 16-án :				
	2	5	10	20 cm
száraz talaj	3,8	8,5	11,9	13,7%
öntözött talaj	24,2	23,7	23,7	17,0%
b) 1959. szept. 10–16. között :				
	2,5	4,7	12,8	13,6%
száraz talaj	2,5	4,7	12,8	13,6%
öntözött talaj	17,0	14,9	12,8	13,7%

1959. szeptember 10–16-ig 5 csapadékmilliméternek megfelelő vízmennyiséggel öntözött parcellákon végeztünk méréseket. Ez a vízmennyiség csak a talaj felső 5 cm-es rétegét nedvesítette meg, alatta még a vizsgálat 5. napján is az öntözetlen talajnak megfelelő talajnedvességtartalom volt. A talaj nedvességtartalmát az 5 nap átlagában szintén a táblázatban tüntettük fel. A talaj hőmérséklete a vizsgálatnak mind a 6 napján 2 és 5 cm mélységben a száraz parcellán a déli órákban 3–4 C°-kal magasabb volt, mint ugyanekkor az öntözött parcellán. A 10 és 20 cm mélységben viszont az öntözött parcella volt az egész nap folyamán 2 C°-kal melegebb. Ennek magyarázata az, hogy az öntözés a felső 5 cm vastag talajréteg hővezetőképességét növelte, ezért ez több hőt vezetett az alsó rétegekbe, mint a rosszabb hővezető képességű száraz talaj.

IRODALOM

- [1] Cserkaszov, A. A.: Talajjavítás-öntözés és mezőgazdasági vízellátás. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest 1952. 78. old. — [2] Randas, L. A. — David, R. K.: Current Science. London 1934. 3. 266. o. — [3] Zaharov — Revut — Leontjev — Lyubovszkij — Docenková: Novyj szposzob zakreplenija pjeszkov. Moszkva, 1954.

Időjárási följegyzések Sárospatakon 1847—53 között

A sárospataki főiskola négy évszázados története folyamán nemcsak korát megelőző tanügyi reformjaival, hanem más irányú kulturális tevékenységével is mindig a haladó szellem képviselője volt. Nagynevű tanárainak értékes munkásságát bizonyítják a tudomány több ágában elért eredményeik.

Ebben a kis tanulmányban egy volt pataki tanárnak, *Agyagosi Molnár Istvánnak* (1801—1873) meteorológiai munkásságát kívánjuk feltárni. 1833-tól 1863-ig tanított matematikát és fizikát a pataki iskolában, időközben a gimnázium igazgatói tisztét is betöltötte. Szaktárgyai mellett élénken foglalkoztatták az akkor még szinte gyermekkorát élő meteorológia problémái, közelebbről Patak közép-hőmérsékletének kérdése. Ehhez gyűjtött hat éven át: 1847. április 12-től 1853. április 12-ig nagy gonddal, lankadatlan buzgósággal adatokat („szemléleteket”). Az erre vonatkozó hat kéziratos füzete, amint ő nevezi: „Meteorológiai napló”-ja, híven tükrözi a tudományos kutatás adatszerző aprólékos munkájában is megkívánt lelkiismeretességét és fáradhatatlan kitaratást.

Munkásságának az adatkívül nagy jelentőséget, hogy — legjobb tudomásunk szerint — Zemplén megyében, de talán nagyobb ország részen is, ő az első „meteorológus”, aki pontos műszerekkel, jó szaktudással és megbízhatósággal rendszeresen végez meteorológiai (hőmérséklet, légnyomás, szél, általában időjárás) megfigyeléseket és ezekből következtetést is von le. Mint ismeretes, hazánkban a meteorológiai állomások országos hálózatának kiépítése csak 1870-ben indult meg, tehát több mint két évtizeddel *Molnár István* kezdeményezése után. (Az 1780—92, illetve 1809—49 közötti észlelések a budai várbeli, illetve a gellérthegy-i csillagvizsgálóból maradtak fenn.) Tőle származik a „*Felhívás és terv meteorológiai szemléletekre*” (1847) c. javaslat is. Ebben fölveti — hazánk-

ban elsősorban — a rendszeres meteorológiai szolgálat gondolatát.

A sárospataki főiskola 1857/58. tanévi *Tudósítványában* három oldalon nyilvánosságra is hozta hat évi észleléseit, táblázatos összeállításban, „*Sárospatak közép mérséklete*” címen. Az eredeti anyag a sárospataki Nagykönyvtár kézirat-tárában 1581. szám alatt van elhelyezve.

Molnár István naplói táblázatosan tartalmazzák a reggel 7, délután 2 és este 9 órai hőmérsékleti észleléseket. Az 1852-es és 1853-as napló kivételével a többi közli még ugyancsak mindhárom időpontban a széljárást, az „esések”-et (hó, eső), az „ég képét” borult, derült, tiszta, felleget, köd, zuz elnevezésekkel és a megjegyzés rovatban többször feljegyezte a Hold állását, a villámlást, mennydörgést is. Az 1848—1851-es naplókban szerepelnek a légnyomás adatai is, párizsi hüvelykekben, illetve vonalakban. 1850 decemberében és 1852-ben a Naplók csak hőmérsékleteket tartalmaznak.

Molnár István észlelőhelye a mostani tanítóképző-intézeti meteorológiai állomástól mintegy 600—650 m-re volt, a mostaniéval kb. azonos magasságban (120 m). A terep sík, általában földszintes házakkal beépített volt akkor is, és jelenleg is az. Műszerei zárt udvarban voltak, a mostani felállítás nyíltabb.

Az 1847-es Napló érdekessége, hogy a havi hőmérsékleti adatok után egy-két oldalra terjedő elemzések is szerepelnek.

A Naplók feljegyzései rendszeresek, a számítások pontosak, az észlelési adatok bejegyzése csak ritkán maradt el (pl. az 1849. január 27. és február 12. között a közeli „hadi mozgalmak” miatt), néha két—három napig, többször azonban csak valamelyik nap egyik-másik időpontjában.

Figyelemreméltók az 1847-es Naplóban olvasható megjegyzések. Kiténik belőlük, hogy *Molnár István* bizonyos szabályszerűséget, ritmust keresett a

napi és a havi hőmérsékletekkel kapcsolatban, amit a Hold járásával (*csomó*) igyekezett összefüggésbe hozni. Érdekesek a gazdasági életre tett feljegyzései is. Feljegyezte, hogy a jácint április 18-án virított ki, a sárga nárcisz ugyanakkor. A kajszi-barack első virágai 14-én, a „Berczenzi-szilvác” 30-án kezdtek virítani.

Megjegyzi, hogy a híres Pongrác, Szervác, Bonifác napok közül az utolsó napon a hőmérséklet visszaesése 1847-ben is feltűnő volt.

Nevezetes meteorológiai sajátága volt májusnak a nagy szárazsága. Április 18-ától kezdődőleg szinte ebben a hónapban sem volt nagyobb eső. A hat hétig tartó szárazság sanyargatta ezt a vidéket, s az „az azelőtt is volt drágaságot nagy mértékben nevelte”. Majd egy kis statisztikát ad az ég képeről s azután a következőket írja: „A növényzet sínylődött, csak a szőlő növekedett élénkebben. Május 5-én kezdtek a tőkék fakadozni, 17-én már arasznyi, 28-án rófnyi vesszeje volt. Cseresznye már május 24-én volt. A méhek e hónapban már sűrűn rajzottak”. Június bővelkedett a sok esőzésben, amely néhányszor záporral, jéggel jött: egy jégeső Patak északi határán is átvonult és a szomszéd károlyfalusi, újhelyi szőlőket elverte. A medárdi esőről ismeretes jóslat tehát 1847-ben is igen beteljesedett. A jó esők az

élet árát leszállították, amely már aggasztóan magasra emelkedett. Az inség és éhség enyhült.

Mint nevezetes tüneményt jegyzi fel *Molnár István* a 17-én este 8 óra tájon látott északi fényt.

Nem folytatjuk a Napló részleteinek közlését, csak szemelvényeket adtunk, inkább az *I. táblázatban* az 1847—53 közötti havi középhőmérsékleteket tesszük közzé.

Az 1847. évi hőmérsékleti értékeknek a *Molnár István* által kimutatott „szabályszerű hintázása” a többi év hónapjaiban csak ritkán található meg, akkor is csak nagy megközelítéssel úgy, hogy az általa vélt szabályszerűség semmiképp nem mondható ki általános érvényűnek. Ha van is olyan hónap, amelynél többé-kevésbé mutatkozik hőmérsékleti periodicitás, ez csak e hónap hőmérséklet-értékeinek sajátos eloszlásától, nem pedig — ahogy ő gondolta — a Hold járásától (*csomó*) függ. Az mindenesetre érdeme, hogy a természettudós szemével figyelte a hőmérsékleti jelenségek lefolyását és törvényszerűségek megállapítására törekedett.

Munkáját értékelve a továbbiakban azt mondja *Molnár István*: „Érdekes feladatnak tartottam ezen város középhőmérsékletét meghatározni, s ez által némi hitelességet érdemlő adatot szol-

I. TÁBLÁZAT

Havi középhőmérsékletek Sárospatakon 1847—1853-ban (C°)

	1847	1848	1849	1850	1851	1852	1853	1848—1852	1951—1955
Január	—	—5,8	—7,6	—7,6	—2,1	—0,9	1,4	—4,8	—2,1
Február	—	—1,3	3,0	—2,2	—0,3	1,1	2,0	0,1	—0,5
Március	—	5,2	2,6	—0,6	4,6	0,8	3,2	2,5	3,9
Április	10,8*	12,0	9,8	10,0	11,5	5,9	6,8**	9,8	10,4
Május	17,6	15,7	16,2	16,0	14,3	14,9	—	15,4	15,2
Június	16,8	22,4	22,2	21,6	17,6	20,2	—	20,8	19,8
Július	20,2	21,8	19,3	21,0	19,7	22,2	—	20,8	21,4
Augusztus	20,7	19,9	18,6	21,8	19,7	20,1	—	20,0	21,4
Szeptember	14,2	14,7	14,5	14,0	14,3	17,4	—	15,0	16,9
Október	8,7	12,6	10,8	11,3	13,5	9,6	—	11,6	10,0
November	2,6	4,2	4,6	4,7	6,2	6,8	—	5,3	4,4
December	—0,4	—1,4	—3,7	0,8	—1,4	2,2	—	—0,7	0,6
Évi közép		10,0	9,2	9,2	9,8	10,1		9,7	10,1

* Csak 12—31-ig

** Csak 1—11-ig

gáltatni a meleg járására nézve e vidéken, mely a tokaji név alatt világszerte ismeretes bort termi.” Majd az évszakok középértékeiből s az évszakai szélsőségek különbségeiből Sárospatak éghajlatával kapcsolatban a következő megállapítást teszi: „a tél elég hideg, de változékony, még változékonyabb a tavasz, jó meleg és állandó a nyár, kellemes és tartós az ősz, és éppen ezen körülmény az, amely a szőlőhegyek alkalmas fekvése és a föld minősége mellett a jó bortermésre nagy befolyással bír”.

S valóban, nemcsak a számadatok, hanem a tapasztalatok is azt mutatják, hogy Patakon s általában a Hegyalján az ősz, a „vénasszonyok nyara”, hosszú és meleg, nappal néha kánikulaszerű hőség is van. Bár a jó borterméshez ilyen őszre, tartósan meleg (szeptemberi és októberi) időre van szükség, egyedül azonban az még nem elegendő a világ-hírű aszú-bor készítéséhez. Még a levegőnek megfelelő értékű nedvessége is kell az aszúképződést megindító nemes rothadáshoz. A szőlő igazi hazája a Földközi-tenger környékén van, de az őszi esőzések miatt ott a szőlőszemek-

	1848	1849	1850
Tél	-2,49	-2,00	-4,49
Tavasz	10,96	9,57	8,44
Nyár	21,36	20,00	21,46
Ősz	10,48	9,94	10,01

Patak időjárása eléggé szélsőséges, éppúgy nagy hőmérsékleti ingadozás jellemzi, mint hazánk más tájait. A hőmérséklet ingását az év legmelegebb és leghidegebb hónapja középhőmérsékletének különbségéből határoztuk meg: 1848—52-ben az átlagos hőmérsékleti ingás 26,4 C°, 1951—55-ben csupán 24,7°.

Érdekes, hogy a száz évvel ezelőtti öt éves időszak nagyobb ingadozást mutat, mert akkor a januári hónapok általában jóval hidegebbek voltak, mint az 1951—55 öt éves szakaszban, viszont az utóbbi évek legmelegebb hónapjai mint-

nek nincs összetöporódése és nincs nemes rothadása. Spanyolországban a jó meleg folytán a szőlő összetöporodhat, aszalódhat, de a levegőnek nincs meg a nemes rothadáshoz szükséges páratartalma. Ugyanígy Görögországban és Kis-Ázsiában is összetöporodhatnak a szőlőszemek, de nincs meg a nemes rothadás feltétele. Egyébként a Hegyalján is csak ritkán, a megfelelő időjárási tényezők szerencsés összetalálkozásakor lehet aszút készíteni. (Az *aszú* szót először *Szikszai Fabriczius Balázs* pataki tanár használta a XVI. század hatvanas éveiben, latin-magyar szójegyzékben.*) A legkiválóbb minőségű tokaji bort a Hegyalja 45°-os hajlású déli oldalain lehet termelni, mert a legtöbb hő és fény ezeket az oldalakat éri. Az itteni szőlőhegyek talajának anyaga (riolyt) is hozzájárul az érés folyamatához, ugyanis jó hőelnyelő képességénél fogva a szőlőtőkék még az esti kisugárzásból is kapnak hőt.

Az évszakok hőmérsékleti középértékének táblázata is arra mutat, hogy az őszre vonatkozó hőmérsékleti érték viszonylagosan elég magas, különösen a *Molnár*-féle észlelések szerint:

	1848	1849	1850	1851	1852	1848—1852	1951—55
Tél	-2,49	-2,00	-4,49	-0,55	-0,41	-2,0	-0,7
Tavasz	10,96	9,57	8,44	10,13	7,19	9,3	9,8
Nyár	21,36	20,00	21,46	19,00	20,82	20,3	20,9
Ősz	10,48	9,94	10,01	11,30	11,25	10,6	10,4

ha egy hónappal előbbre tolódtak volna a száz évvel ezelőtthez képest. A leghidegebb és legmelegebb hónapok hőmérsékletében jelentékeny eltérés van a két öt éves szakaszt tekintve.

Érdekesség szempontjából közöljük két történelmi napon a meteorológiai Naplóba bejegyzett terminus-adatokat:

1848. március 15.: Légnyomás: 331,44, 330,9, 330,58, eső. Hőmérséklet: 7,8, 12,0, 7,6. Égképe: borult, borult, borult.

1949. október 6.: 333,23, — (2 órakeres adat beírva), 333,21. Hőmérséklet: 13,0, —, 13,8. Az ég képe: fellegetes, —, derült.

* *Természettudományi Közöny*, 1937. november: *Dr. Rapaics Raymund*: A tokaji bor és a furmint szőlő. 591. old.

Molnár István mindkét mérőeszközét: a hőmérőt és a barométert Berlinből szerezte be, ifjabb *Greiner*-től 1847-ben. Mindkét műszer jelenleg is megvan a sárospataki gimnázium fizikai szertárában, a hőmérő most is jól használható állapotban, a higanyos barométer is jó állapotban maradt, csak a higany egy része folyt ki az üvegsőből. Ahogy a fizikai szertár naplójából kivehető, a hőmérőt már 1847. január elején megkapta Berlinből, a barométert azonban csak az év végén. *Molnár István* november 24-i bejegyzése szerint ugyanis: „szállítási bért fizettem a barometerért Berlintől idáig... 31 Frt 40 kr”. Az akkori szertári feljegyzésekből látható, hogy *Molnár István* megelőzőleg hosszabb levelezést folytatott ifjú *Greiner*-rel, az eszközök készítőjével. Ugyancsak ez év január 23-án „némely ott készített eszközökért” 115 ezüst forintot küldött Berlinbe *Greiner*nek. A -20°C -tól $+50^{\circ}\text{C}$ -ig beosztott higanyos hőmérőnek a felírása: Normal Thermometer nach Celsius, jeder Grad in 5 Theile getheilt von J. G. Greiner Jun. in Berlin

1847 im Januar. *Molnár István* feljegyzése szerint: „A hőmérő fel volt állítva egy északnak néző, a főiskola téres, mintegy 540 négyszögölnyi udvarára nyíló szoba ablakában, a föld színétől 12 láb magasságra — a faltól mintegy 3 hüvelyknyire szabadon a levegőben, hol azt napsugarak egyenesen soha nem érték, a visszavetett sugároktól, esőtől, hótól az ablak redőnye által védve volt.”

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a meteorológiai Napló száz éves adatai — különösen kezdeményező szerepüket tekintve — bizonyára becses adaléka a meteorológiának, s tudományunk történetének is.

(Megjegyzés: A középhőmérsékletek kivonatos közlését fontosnak tartjuk, ui. a gellérthegyi csillagda 1849-ben történt ostroma alkalmával ott az 1809 óta folyó észlelések megszűntek. Budapesten 1848—56 között dr. Grosz ugyan észlelt hőmérsékletet, de meglehetősen hiányosan. Így a sárospataki 1847—53 közötti hőmérsékleti adatok hézagpótlók. Nagy vonásokban jól alá is támasztják a nagy nehézségek árán pótoltt budapesti középértékeket.

(Szerk.)

Ózori Zoltán:

Néhány szó az „álló Föld” hipotézis védelmében

Grigercsik Jenő az „Észrevételek a nagy légkörzés elméletéhez” c. cikkében (*Időjárás*, 1959., 63. évf. 368. old.) kifogásolja, hogy eddig helytelenül tanították a földi légkörzés kialakulásának elméletét. Szerinte a kiindulás hibás volt, amikor a nem forgó Föld esetében meridionális áramlás fellépéséről beszéltek.

Grigercsik okfejtésében nagyon következetesen reámutat az „álló Földön” fellépő ún. zenitális légáramlásokra, s afelől sem lehet kétségünk, hogy a nagyon lassan forgó égitesteken az ő elképzeléseihez hasonló áramlások lépnek fel, ha azokon egyáltalán van légkör.

Mindezek ellenére reá szeretnénk mutatni egy momentumra, amely nincs

eléggké kihangsúlyozva Grigercsik fejtegetésében sem. Ez a tényező pedig a Föld és a Nap egymáshoz viszonyított helyzete, ill. mozgása.

Az álló Nap és a forgó, keringő Föld problémája az, amelyet tulajdonképpen meg kell oldanunk. S amint az az ilyen összetett problémáknál szokásos, hipotéziseket teszünk a körülmények egyszerűbbé tételére. Ilyen egyszerűsítés az „álló Föld” feltételezése. Ez azonban két lehetőségét fed.

Feltételezhetjük az álló Napot és az álló Földet, amint azt Grigercsik taglalta. Eredményeinek kétségkívül haszna van a kozmikus meteorológiában, amint arra cikkében már reámutatott. A földi légkörzés kialakulásának értel-

mezéséhez azonban nem sokat nyújt, mert egyszerre két tényezőt is megváltottat: kikapcsolja az áramlást komplikálttá tevő Coriolis-erőt, és egyúttal olyan sugárzási viszonyokat teremt, amelyek a Földünkön nem lehetségesek.

A másik lehetőség az álló Föld és az ekörül keringő Nap feltételezése. Bármennyire is képtelennek érezzük ma ezt a feltevést, ne feledjük el, hogy az emberiség évezredek óta ebben a hitben élt, és még 300 éve is ekörül heves viták voltak. Ettől eltekintve nézzük meg, hogy mit jelent az általános légkörzés egyszerűbbé tétele érdekében ez a hipotézis.

Lehetővé teszi azt, hogy az áramlást erősen módosító Coriolis-erőt figyelmen kívül hagyjuk, de egyidejűleg fenntartja a valóságosnak megfelelő sugárzási viszonyokat, hőmérsékleti eloszlást. Ezért az eredményért pedig érdemes az „álló

Föld (és keringő Nap)” hipotézisét bevezetni.

Ami pedig az álló Föld sarkait és meridiánjait illeti, ezek — véleményem szerint — még abban az esetben is bevezethetők, amelyet Grigercsik tárgyalt, hiszen nem jelentenek mást, mint egy koordináta rendszer felállítását, ehhez pedig bármikor jogunk van. Az álló Földön a koordináta rendszer kitzése pedig csak eggyel több önkényességet tartalmaz, mint a forgó Földön. Ha pedig a Nap keringését feltételezzük, még ez a különbség is eltűnik.

Összefoglalva: nem szükséges a régi tárgyalási formát, mint alapvetően hibásat, elejteni. Igenis beszélhetünk az álló Földön meginduló meridionális légáramlásról. Ha elkövettünk didaktikai hibát ennek oktatásánál, az ott volt, hogy nem hangsúlyoztuk ki az álló Föld mellett a Nap keringésének szükségességét.

IRODALOM

ACTA CLIMATOLOGICA. Acta Universitatis Szegediensis, pars climatologica scientiarum naturalium. Tom. I., Fasc. 1—4. (*Éghajlattani közlemények.* A Szegedi Egyetem kiadványai. Természettud. Kar, Éghajlattani Intézet. I kötet, 1—4 füzet. Szerk.: Wagner Richárd) Szeged, 1959. 92 (B/5) old., 44 ábra, 15 kép, 13 táblázat.

Öt tanulmányt tartalmaz ez a Szegedi Egyetem kiadásában megjelent kötet. A szerzők — *Wagner Richárd* (a nyitó és záró tanulmány írója), *Horváth Imre*, *Andó Mihály*, *Kiss Árpád* — az egyetemi Éghajlattani Intézet jelenlegi tevékenységét sokoldalúan dokumentálják s egyúttal tanúbizonyságot tesznek arról is, hogy a rokontudományokat képviselő tanszékekkel szorosan együttműködve, a meteorológiai kutatás leginkább előtérben álló kérdéseivel foglalkoznak.

Igy *Wagner Richárd* első „Adatok a kopáncsi rizsföldek mikroklimájához” c. németnyelvű tanulmánya a vizsgált terület mikroklimáját, főleg a hőmérsékleti viszonyok alakulásának részletes analízisén keresztül olyan új vonásokkal rajzolja meg, hogy annak segítségével világossá válik előtűnik egy — szabadtérben végrehajtott volta miatt önmagában is jelentős — kísérletnek: a bronzés megbetegedésekben minden valószínűség szerint döntő szerepet játszó lehülésnek jégtáblák útján végrehajtott mesterséges előidézése és annak minden következménye mind bioklimatológiai, mind élettani vonatkozásban. Ennek a provokációs kísérletnek eredményeit százalékosan is bemutatató adatok meggyőzően bizonyítják a szoros kapcsolatot a bronzés megbetegedések és a lehülés között. Külön értéke a tanulmánynak az alkalmazott kutatási módszer részletes leírása, terepvázlatok és fényképek szemléltető felhasználásával.

„A felszíni és aljártyázás hatása a homoktalajok hőmérsékletére és víztartalmára” c., Horváth Imrétől származó angolnyelvű tanulmány bemutatja, hogy az Egerszegi-féle aljártyázási módszer a csemete-nevelésben, közelebről az erdei fenyő csemeték nevelésében is számtalan előnyt biztosít, amelyek a talaj és az állomány hőmérsékletének, ill. vízgazdálkodásának változásain keresztül is lemérhetők. Az egyetlen kedvezőtlen következmény, hogy ti. az aljártyázott homoktalajban a hőmérsékletjárás szélsőségesebb, a trágyaréteg mélyebbre helyezésétől kiküszöbölhető. A gazdag ábra- és táblázatanyag meggyőzően igazolja a tanulmányban foglaltakat.

Mind az éghajlat, mind a földrajz kutatóinak régi problémáját feszegeti *Andó Mihály* „A Duna és partformáinak hatása a mikroklímára Alsógödnél” c. dolgozata (németül). Nyole, a Duna partvonalától az ártéren át az ármentesített terület homokbuckáig felállított mikroklíma-állomás adatai alapján arra az eredményre jut, hogy a terület mikroklimatikus sajátosságai a hőmérsékletben és légnedvességben jutnak elsősorban kifejezésre, amelyekhez a paron a víz hatása (főleg éjjel), a mentett területen pedig a buckák szélsőséges hőmérsékletjárása csatlakozik. Egyébként az egész ártér egységes mikroklíma-területnek tekinthető.

Földrajzi értelemben vett morfológiai, továbbá növényársulástani és bioklimatológiai problémák kapcsolódásának módozatait vizsgálta *Kiss Árpád* a Szeged-környéki Üllépuszta futóhomok-buckáin. A vizsgálat eredményeiről „Adatok egy homokbucka felmelegedési viszonyaihoz” c., szintén németnyelvű dolgozatában számol be. A „felmelegedési viszonyok” (Erwärmtheit) kifejezés alatt azokat a jellemző különbségeket érti, amelyek a vizsgált területen zavartalan besugárzási helyzetekben hőmérsékleti szempontból jelentkeznek. Eredményei arról tanúskodnak, hogy egy 50–100 m hosszúságú és szélességű, 7–10 m relatív magasságú homokbuckán kb. 50 cm magasságig jelentkeznek szignifikáns különbségek, amelyek alapján magán a buckán önálló mikroklímákat határozhatunk el. Ennél magasabban, mintegy 50–150 cm között, a különbségek alapján már csak a buckatető és a buckaközi mélyedés mutatnak egymástól függetlenül kialakuló mikroklímát. A különbségek eltűnése 150 cm fölött mutatkozik, itt is igazolódik tehát annak a nemzetközi gyakorlatnak a helyessége, hogy a meteorológiai állomások hőmérsékletmérő műszereit 1,7–2,0 m magasságban kell elhelyezni.

A kötet záró tanulmánya az üzemi vagy zárt-tér mikroklíma-kutatás területére vezet az olvasót. „Adatok három szegedi üzemi mikroklímájához” címen — szintén német nyelven — *Wagner Richard* ismerteti egy vasesztergályosműhely, egy vasöntöde és egy fonoda zárt munkaterében végzett vizsgálatának eredményeit. Azon az ábrázolás-módszertani újdonságon túl, hogy a vizsgált terek viszonyait az idő függvényében izopletákkal szemlélteti, kiemelendő értéke a tanulmánynak az a világos kép, amelyet a vizsgálat idején uralkodó külső időjárás és a zárt terek mikroklímája közötti összefüggésről ad. Igen értékes az a megállapítás, amely a zárt munkahelyek épületkonstrukciós (építőanyag, az épület tájolása, nyílások száma és mérete, szellőzés, megvilágítás, stb.) tulajdonságainak az előtérbe lépését jelzi bizonyos időhelyzetekben a munkahelyen folyó tevékenység jellegétől függő mikroklímával szemben.

Összefoglalva úgy értékelhetjük a Szegedi Egyetem Éghajlattani Intézetének ezt a külső kiállításban is színvonalas kiadványát, hogy az adott személyi, műszer és egyéb anyagi lehetőségek alapján elérhető eredményeknek a maximumát adta az a kislétszámú kutatógárda, amely — s ez is irányítójuknak s a munkát végző tagoknak az együttes érdeme — az Intézet jellegének és nevének megfelelően igyekezett valóban *éghajlatot* kutatni azzal, hogy az ország területének legkülönbözőbb pontjait vonta be vizsgálódásai körébe.

Kéri Menyhért

IHRIG DÉNES (szerk.): **Beszámoló a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet 1957. évi munkájáról.** Az Országos Vízügyi Főigazgatóság kiadványa. 322 (B/5) oldal, 172 ábrával. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1959.

A Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet évi munkájáról szóló beszámolóik mindig tartalmaznak néhány olyan tanulmányt, amelyek a meteorológusok érdeklődésére is számot tarthatnak. A párolgás és lefolyás mérése, számítása és előrejelzése részben az éghajlati kutatóknak is anyagát képezi, mivel a párolgás és lefolyás alaptényezői éghajlati jellegűek.

Különösképpen érdeklődéssel olvastuk *Ubell Károlynak* „Kádakon végzett párolgásmérések eredményei”-ről szóló tanulmányát. A szerző többek között a különböző elhelyezésű Wild-párolgásmérőkkel és a különböző méretű kádakkal mért havi párolgásösszegeket és a párolgást befolyásoló meteorológiai tényezőket tárgyalja. A Wild-párolgásmérőkkel és a kádakkal mért havi párolgásösszegek összehasonlítása alapján leszögezi, hogy a Wild-párolgásmérő műszer adatainak az elhelyezéstől függően, a vizsgált időszakban igen nagy a szórása, ezért ez a műszer párolgásmérő állomáshálózat kiépítésére nem alkalmas. Ez a megállapítás megegyezik több ilyen irányú meteorológiai kutatás végső következtetésével. A párolgást befolyásoló meteorológiai tényezők felsorolásakor telítési hiány helyett „páranomáshiány”-ról beszél a szerző. A meteorológiai szakirodalomban az *E-e*, tehát adott hőmérsékleten a telítési páranomás és a ténylegesen meglévő páranomás közötti különbséget „telítési hiány”-nak nevezik. Véleményünk szerint csupán ez a definíció fejezi ki ennek a légnedvesség-paraméternek a fizikai tartalmát.

Puskás Tamás és Starosolszky Ödön „Korszerű vízhozamnyilvántartási szelvények” című tanulmányának a meteorológiai kutatások szemszögéből nézve figyelemreméltó az a megállapítása, hogy a gyakorlati vízgazdálkodási feladatok számára a spekulatív úton kihazott vízhozam vagy egyéb hidrológiai eredmény $\pm 30-40\%$ -on belüli szórása általában még nagyon kielégítőnek vehető. Figyelemreméltó ez a megállapítás azért, mert a vízmérlegnek az éghajlati adatok alapján *Thornthwaite* ismert módszerével számított egyes tényezői, a megközelítés pontosságát tekintve, jóval ezen a határon belül mozognak.

Zsuffa István „A Sajó és a Hernád nyári vízjárásának hosszúidejű előrejelzése” című tanulmányából ismételtlen meggyőződöttünk arról, hogy a *Thornthwaite* módszerével készített vízmérleg hidrológiai szempontból is igen értékes, jellemző adatokat szolgáltathat. A szerző azokból az adatokból következtet a nyári kisvizekre, amelyek a vízkészletet, illetve ennek változását befolyásolják, vagyis a téli csapadékból, a megelőző év vízkészletének nagyságából, és a téli félév végének kisvizeiből. A megelőző év vízkészletére pedig csak a csapadék alapján következtet. Elképzelhető, hogy ha magát a vízkészletet vennék figyelembe, ami *Thornthwaite* módszerével kiszámítható, és nem az azt befolyásoló tényezőket, jobb eredményt kapnánk. A havi mérlegből külön kiszámítható a hóolvadásból származó elfolyás, mégpedig ugyanolyan megfontolás alapján, mint amit a szerző is megemlít, ti., hogy a vízzel telített állapotban megfagyott talajra hullott hóból a víz zöme olvadáskor folyik le. A napi vízmérleg kiszámításával meghatározható a bizonyos csapadékmennyiség után átszivárgásra kerülő víz mennyisége. Hosszúidejű vízhozam előrejelzésekhez valószínűleg jó támpontot adna, ha az egyes vízgyűjtő területeken belüli meteorológiai állomások hosszú sorozatú hőmérséklet- és csapadék-adataiból, évről-évre, hónapról-hónapra, vagy esetleg napról-napra kiszámíthatnánk egy bizonyos mélységű talajrétegre az illető talajrétegben levő vízkészlet értékét és egyben változását, még akkor is, ha a talaj minőségének ismeretében, egy feltételes vízkapacitás-értékkel dolgoznánk.

Ugyancsak érdekes adalékokat szolgáltat az éghajlati adatok alapján vízháztartási mérleg előállításával, de általában az öntözés éghajlati problémáival foglalkozók számára *Szilágyi Gyula* „Az öntözővíz mennyiségének megállapítása folyamatos vízháztartási mérleg vezetése alapján” című tanulmánya.

Az említettekén kívül a beszámoló kötet még számos értékes tanulmányt tartalmaz a hidrológiai és hidrometria, a vízgazdálkodási gyakorlat, a vízminőségi és szennyvíztechnológiai kutatások, valamint a vízepítési kismintakisérlevezés köréből. E tanulmányok azonban már egészen speciális hidrológiai kérdések vizsgálatát foglalják magukban, ezért bővebb ismertetésükre nem térünk ki. A gondosan szerkesztett és kitűnően illusztrált kötetet a tartalomhoz méltó, szép kivitelben az Egyetemi Nyomda állította elő.

Szepesiné Lőrincz Anna

ПОГОСЯН, Х. П.: *Общая циркуляция атмосферы* (Általános légkörzés.) 260 oldal, 100 ábra, 31 táblázat. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád, 1959.

A szerző, összegyűjtve az utóbbi időben végzett számos feldolgozást és új mérésadatot, ebben a művében az általános légkörzés összefoglaló leírását tűzte ki célul, anélkül, hogy a megfigyelések légkör-fizikai megokolásával foglalkozna. Mindenesetre értékes ebben a könyvben, hogy az Antarktiszon és az északi sarkvidéken történt magaslegkörü mérések legfrissebb eredményeit, továbbá a futóáramlások részletes leírását is tartalmazza, ami az általános légkörzés tárgyalásánál az eddig megjelent művekben általában hiányzott.

A könyv 6 fejezetből áll, amelyek közül az első kettő a légkör hőmérsékleti felépítésével foglalkozik, a harmadik pedig a ciklontevékenységgel. Külön foglalkozik a szerző a 4. fejezetben a magassági frontálzónákkal és futóáramlásokkal és az 5. fejezetben az északi és déli sarkvidék cirkulációs viszonyaival. Az utolsó fejezetben a passzát- és monszuncirkulációt tárgyalja. Igen értékesek a két félgömb cirkulációját összehasonlító adatok, amelyek jól visszatükrözik a nagy szárazföldeket magábanfoglaló Északi- és a tulyomórészelt óceánokkal borított Déli-félgömb cirkulációjának és éghajlatának különbségeit.

A szöveg között igen sok térkép és táblázat szerepel. Mindent egybevetve, *Pogoszján* az ez a most megjelent műve értékes mindazok számára, akik a legújabb megfigyelések alapján tanulmányozni óhajtják az általános légkörzés problémáját.

Koppány György

ПЧЕЛИКО, И. Г.: *Метеорологические условия полетов на больших высотах* (A nagymagasságú repülések meteorológiai feltételei.) 56 (A/5) oldal, 23 ábrával és 9 táblázattal. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád, 1957.

A turbinás gépek eligazítása főleg azért, mert nagy magasságokban (8–12 km) repülnek, nagy feladatokat ró a repülőtéri meteorológiai szolgálatokra. *Pcselko* munkájának a célja e feladatok megoldásának megkönnyítése. Először lerögzíti, hogy milyen adatokra van szükségük

a turbinás gépeknek. Az útvonalukat az eligazítás szempontjából három részre lehet tagolni : a) Az *emelkedési szakaszban* a repülőgép a start után eléri a repülésre leggazdaságosabb szintet. Ez típusonként változik. Általában 8–12 km között fekszik. Az emelkedési szakaszra a tájékoztatásnak fel kell ölelnie a felhőzet alapjára és tetejére, a jegesedésre, a vízsztinta látásra, a szélre és a „jellegzetes időjárásra” vonatkozó adatokat. Az emelkedési szakasz vízszintes hossza kb. 300 km. b) A *repülési szint*. Tekintettel a nagy magasságra, ezen a szakaszon a pilótát a felhőzet teteje, a szél iránya és erőssége, a hőmérséklet és a turbulencia érdekli. c) A *süllyedési szakasz*, amelyben a gép elhagyja a repülési szintet, és leszáll a repülőtérré. Erre vonatkozólag ugyanazokat az adatokat kell előre közölni, mint az emelkedési szakasznál. Amint ebből a felsorolásból is láthatjuk, a repülőmeteorológiai szolgáltatnak több olyan elem előrejelzését kell elkészítenie, amelyre vonatkozólag nem rendelkezik rendszeresen megfigyelési anyaggal. Pedig, amint *Pcselko* is leszögezi, a tényleges adatok mindenféle előrejelzés alapját képezik.

A szerző a problémák felvetése után megoldásuk egyik hasznos segédeszközét, a tropopauza-térképeket ismerteti. Részletesen leírja megrajzolásuk módját, az analízisüknél felhasználható ismereteket, a topográfia térképekkel való kapcsolatukat. Majd reáter a tropopauza és a 8–12 km-es szintben uralkodó repülési időjárás összefüggésének megvilágítására. Tárgyalja a tropopauza térképek előrejelzésének lehetőségeit is. A repülési szintben várható hőmérséklet-változások a tropopauza magasságával függenek össze.

Jelentős teret szentel a szerző a magassági szélvízszonyok ismertetésének, különös tekintettel a futóáramlásokra. Közli az utóbbiak átlagos adatait, kapcsolatukat a frontokkal és a tropopauzával. Minthogy a pontos kapcsolat még nincs kiderítve, statisztikai adatokkal siet a szinoptikusok segítségére. Hasonló a helyzet a felhőzet tetejének, valamint a cirrus felhők fellépésének előrejelzésénél is. A földről oly ártatlanul látszó Ci felhők átrepülése sokszor komoly problémát jelent a pilótának. A szerző emiatt művében ismerteti a cirrus felhők előfordulásának gyakoriságát az egyes fronttípusok idején, valamint a futóáramlásokkal és a tropopauzával kapcsolatban ; így megkönnyíti az operatív szakemberek munkáját. Hasonló részletességgel tárgyalja a repülés szempontjából igen veszélyes két jelenségnek, a turbulenciának és a jegesedésnek a leírását, a fellépését és az előrejelzés lehetőségét.

A mű a Szovjetunió területe fölött 10–11 km magasságban végrehajtott 250 repülés során végzett megfigyelések anyagára támaszkodik. Minthogy a tudományunknak ezen a terén ez az első összefoglaló és részletes munka, hasznos segítő társa minden repülési meteorológusnak, aki a turbinás gépek eligazításával foglalkozik.

Ozrai Zoltán

A. L. de FINA, L. J. SABELLA : *La predicción de las áreas de lluvia (A csapadék területi előrejelzése)*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). Publ. No 61. De „Revista de investigaciones agrícolas” T. XII, No 3. Buenos Aires, 1958. 247–297. o. 10 ábra, 6 táblázat.

A szerzők által „majdnem objektívnak” minősített RDF-módszer analógiára épít. Fölteveli, hogy az időjárási helyzetek élőlényekként kezelhetők, ugyanazokat a dichotomikus vagy dilemmatikus kulcsokat használja fel, amelyek egyébként a növény- és állatvilág taxonómájában ismeretesek.

Az imént említett kulcsokat az időjárás változására túlérzékenyen reagáló bárikus körzetre alkalmazzák, tengerszintre redukált nyomásértékekre. E körzet Argentína nyolc helységét foglalja magában. A kulcs — az előrejelzés pillanatában — a nevezett körzet légnyomási állapotát veszi számba és annak lyukkártyákon követhető változásait az elmúlt 72 órában.

A következő 48 óra kiadott csapadék-prognózisok kb. 40 perc alatt készülnek el, egyszerű módon, felhasználva az e célra rendelkezésre álló lyukkártya-archívumot.

Az 1958 januárjában végzett összehasonlítás azt mutatta, hogy a „majdnem objektív” RDF-módszer jobb eredményeket ad, mint az argentin meteorológiai szolgálatban alkalmazott eljárások. Különösen a csapadék-zónák területi eloszlása szempontjából jelentős az eltérés, az RDF-módszer ebből a szempontból is lényegesen kedvezőbb képet mutat.

Az említett összehasonlításban az RDF-módszer 9131 db lyukkártyából álló archívumával szerepelt, s e lyukkártyák az elmúlt 25 esztendő 9 órai időjárás-térképeinek felhasználásával készültek. Egy esztendő időjárási térképanyagának lyukkártyás feldolgozását két személy egy hét alatt végezheti el. Az elmélet szerint : bővebb archívummal még jobb eredményeket kaphatunk.

A pusztá ismertetést meghaladó kritikai megjegyzéseket nem kívánunk a tanulmányhoz fűzni. Meg kell azonban állapítanunk, hogy e meglepő és szokatlan prognosztikai módszer alapos vitára szorul, okvetlenül és még akkor is, ha gyakorlati alkalmazása kecsgetetőnek látszik.

Dési Frigyes

A PRÁGAI IGAZGATÓI KONFERENCIA.

A Szovjetunió és az európai szocialista államok meteorológiai (hidrometeorológiai) szolgálatainak igazgatói idén már negyedszer ültek össze a szolgálatok együttműködésével kapcsolatos kérdések megtárgyalására. Az idei konferenciát a Csehszlovák Hidrometeorológiai Szolgálat rendezte meg Prágában 1960. április 5. és 12. között. Az Albán Népköztársaság, a Bolgár Népköztársaság, a Csehszlovák Köztársaság, a Lengyel Népköztársaság, a Magyar Népköztársaság, a Német Demokratikus Köztársaság, a Román Népköztársaság és a Szovjetunió meteorológiai szolgálatát 30 delegátus képviselte. A magyar delegációt Dr. Dési Frigyes igazgató, egyetemi tanár vezette, és tagjai Békeffy Józsefné és Dr. Ozorai Zoltán osztályvezető volt.

A kongresszus elnöke J. Zitek, a Csehszlovák Hidrometeorológiai Szolgálat igazgatója, az I. helyettes K. T. Logvinov a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának főigazgató helyettese, a szovjet delegáció vezetője, a II. helyettes pedig Prof. Dr. H. Philipps, a NDK Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálatának igazgatója lett.

A tárgyalások lényegében két munkacsoportban folytak le. Az A. csoport a repülés-meteorológiai kérdésekkel, a B. csoport pedig távközlési kérdésekkel, valamint a különleges mérések (rádióaktivitási, sferics, radar) egységesítésével és a gépesített anyagfeldolgozással foglalkozott. A két csoporton kívül még egy-két albizottság is dolgozott a javaslatok, határozatok kidolgozásában. A tárgyalások 9 órától a késő délutánig tartottak két óras ebédszünettel.

Ezeknek az igazgatói konferenciáknak létjogosultságát és fontosságát bizonyítja, hogy a tárgysorozatuk egyre inkább szélesedik. A Prágai Konferencián hozott 20 határozat a szolgálatok munkaterületének csaknem minden ágát lefedi, ahol az együttműködés szükséges és kívánatos.

A legjelentősebb határozatok a távközlési és a repülés-meteorológiai kérdésekkel kapcsolatban születtek meg. Míg az első ilyen konferencián (Moszkva, 1955.) még csak egy

géptáviró hálózatról volt szó, addig az idén már három hálózatról tárgyaltak. Az eredeti (1955-ös) hálózat az ún. alap meteorológiai jelentések (SYNOP, TEMP, PILOT, ABTOP, RETOP, CLIMAT) kicserélésére szolgál főleg európai viszonylatban. A 00 és 12 GMT-s félteke tórképek megrajzolásához szükséges Európán kívüli adatok továbbítására a következő két – három évben megépül a második hálózat.

A harmadik 1960. ill. 1961. évben kerül felszerelésre. Célja a repülés-meteorológiai, az ún. operatív adatok (AERO, TAF, MMMM, SIGMET) cseréje. Ez a hálózat három központra épül fel, amelyek egyike Budapesten lesz, és szoros kapcsolatban áll a nyugati államokban hasonló céllal kiépülő ún. MOT-NE hálózattal. Az összeköttetést a két rendszer között a Prága–Offenbach, valamint a Wien–Budapest vonalak alkotják. Ennek következtében jelentős feladat hárul a mi központunkra. Tekintettel a jelentős anyagmennyiségre, amelyre a szerteágazó repülőforgalom miatt a repülőtéri szolgálatoknak szükségük van, máris problematikusává vált, hogy elegendő lesz-e ennek a hálózatnak a kapacitása. A kérdés részletes megvizsgálására és javaslat kidolgozására még ez évben szakértő bizottságot hívnak össze.

A konferencia hasonlóképpen szakértőkre bízta egy másik fontos kérdés megoldását, mégpedig a pilótáknak adandó dokumentáció egységesítésére vonatkozó javaslat előkészítését. A repülőtéri szolgálatok megsegítésére javaslat született facsimile készülékek beállítására és az előrejelzési térképek átvételére a főbb központoktól a dokumentáció és az eligazítás céljára.

Az adatesere megjavítását célozza az a javaslat is, amelynek értelmében még ez évben megindulnak Budapesten a rádió-géptávirós adások Magyarország, Románia, Bulgária és Albánia SYNOP és aerológiai anyagával.

A konferencia felismerte annak a szükségességét, hogy a repülőgépek személyzete is végezzen – repülés közben – időjárási megfigyeléseket, és ezek eredményeit a forgalmi táviratokkal együtt továbbítsák a

kontrollhoz. A továbbítás formájában még ugyan nem történt megállapodás, ezt a repülési dokumentációval foglalkozó szakértő csoportra bízta.

Az operatív meteorológiai jelentéseknél használatos kulcsokat egységesítették, és kimondták, hogy a szélsőséget továbbra is m/s-okban adjuk meg. A szél lökességét jelző 50-es hozzáadás, amelyet egyes szolgálatok még használtak, végleg elmarad.

Határozat készült az egységesítés előmozdítására a lyukkártyás és repüléséghajati feldolgozások terén is.

A konferencia megrendezése mintaszerű volt. A folyamatos és egyidejű tolmácsolás bevezetésével a tárgyalási idő kb. a felére, harmadára csökkent. Csak így volt elérhető, hogy aránylag rövid idő alatt annyi értékes és hasznos határozat született meg. A delegációk közötti kapcsolatot kimélyítésére közös szórakozásról is gondoskodtak a vendéglátók. Befejezésül Hradec Královében bemutatták a Hidrometeorológiai Szolgálat és a Csehszlovák Tudományos Akadémia közös obszervatóriumát.

Az elnökség és titkárság sokszor a késő éjszakai órákba nyúló munkája lehetővé tette, hogy az előkészített javaslatok már másnap véglegesen megszövegeződhetnek, és a delegációk még elutazásuk előtt kézhez kaphatták a kész jegyzőkönyvet.

A delegációk a jól végzett munka feletti megelégedéssel és igen kellemes benyomásokkal térhettek vissza hazájukba.

(O. Z.)

✱

NEVEZETES ÉVFORDULÓ A WMO-BAN.

1950. március 23-án a nemzetközi meteorológia történetének nevezetes korszaka kezdődött el: ekkor létesült a Nemzetközi Meteorológiai Szervezet (International Meteorological Organization) utódjaként a Meteorológiai Világszervezet (World Meteorological Organization). Ezen a napon csatlakozott a harmincadik tagállam a Szervezethez, s bár a Szervezet valójában csak 1951. április 23-án kezdte el működését, az alapokmány értelmében az előző dátum jelenti a WMO megalakulását. Márciusban van tehát a Meteorológiai Világszervezet 10 éves évfordulója. Minthogy azonban a Világszervezet központja rövidesen beköltözhét új székházába, a Végrehajtó Bizottság úgy határozott, hogy e két fontos eseményt együttesen ünneplik meg 1960 júliusában. Az ünnepség rendjét már kidolgozták; külön képes kiadvány jelenik meg ez alkalomból, hogy beszámoljon a Meteorológiai Világszervezet elmúlt 10 esztendei munkájáról és eredményeiről. Az ünnepség keretébe illesztik be a WMO új székházának felavatását is.

(B. J.)

AZ ALBÁN NÉPKÖZTÁRSASÁG HIDRO METEOROLÓGIAI SZOLGÁLATÁNAK IGAZGATÓJA, Raqi Mukeli, a prágai igazgatói konferenciáról hazatérőben útját rövid időre hazánkban megszakította. Április 19-én a Ferihegyi repülőtérre történt megérkezése után megtekintette a repülőtéri előrejelző osztályt s ott megbeszéléseket folytatott a Budapest—Tirana légivonallal kapcsolatos meteorológiai problémákról. Az előrejelző osztály vezetőjével közösen megvizsgálták mindazokat a lehető ségeket, amelyekkel az útvonal meteorológiai biztosítása a legnagyobb mértékben növelhető. A szívélyes baráti légkörben lefolyt megbeszélések befejeztével az albán igazgató megtekintette a magyar meteorológiai szolgálat központi székházát és a Lőrinci Aerológiai Obszervatóriumot, majd másfél napos magyarországi látogatása után folytatta útját hazájába.

✱

(B. J.)

A LENGYEL TUDOMÁNYOS EXPEDÍCIÓ VIETNAMBAN AZ 1957—58. NEMZETKÖZI GEOFIZIKAI ÉV ALKALMÁBÓL.

Lengyelország részvétele az 1957/58-as Nemzetközi Geofizikai Év munkálataiban nem korlátozódott csak a lengyel területen végzett kutatásokra. A Lengyel Tudományos Akadémia mellett működő NGÉ-bizottság távoli, és geofizikai szempontból kevésbé feltárt országokba is tervezett tudományos expedíciókat. A Spitzbergákra és az Antarktiszra küldött lengyel expedícióktól függetlenül Észak-Vietnamba is szerveztek lengyel tudományos expedíciót a Vietnami Demokratikus Köztársaság kormányával egyetértésben.

Az a tény, hogy Vietnam a trópusi zónában fekszik, döntő szerepet játszott abban, hogy ezt az országot választottuk kutatásaink színhelyül, mert az intertrópusi zónában jelenleg folyó kutatásoknak különösen nagy jelentősége van a világméretben folytatott megfigyelések szempontjából, mint erre a CSAGI-javaslatok is határozottan rámutatnak. Egyébként Ázsia délkeleti része, és főleg az indokínai félsziget, igen érdekes terület szeizmikus szempontból, ennél fogva várható, hogy az e területen folytatott geofizikai észlelések érdekes adatokat nyújtanak majd számunkra.

Egy kutatócsoport már 1956 őszén, tehát néhány hónappal a NGÉ megindulása előtt, tájékoztató jellegű látogatást tett Vietnamban: a csoport feladata az volt, hogy a helyszínen tájékoztójk a különböző geofizikai kutatások megszervezésének lehetőségei tekintetében. A helyi viszonyok tanulmányozása után úgy döntöttek, hogy a kutatásokat két különböző ponton hajtják végre, nevezetesen *Phu-Lien* és *Sa-Pa* geofizikai állomásokon: e két helységi légvonalban kb. 400 km-re fekszik egymástól.

Hu-Lien a Tonkíni-öböl partvidékéhez közel, Hai Phong közelében fekszik. Itt, a Vörös

Folyó deltájából mintegy 100 méterrel kiemelkedő magányos domb tetején, működött a század eleje óta az Indokínai Meteorológiai Szolgálat központi obszervatóriuma, amely a függetlenségi háború idején teljesen elpusztult. Phu-Liennnek van a leghosszabb és legteljesebb meteorológiai észlelési sorozata az egész országban.

A másik geofizikai állomás Sa-Pa, amely 1600 m magasságban fekszik Vietnam északnyugati hegyes részében, Lao-Cai város közelében. Miután Sa-Pa meglehetősen magas fekvésű, éghajlata sokkal mérsékeltebb, mint az ország alacsonyabb részéé. Sa-Pa valamikor klimatológiai állomás volt.

Az expedíció tudományos programja a geofizika számos területére terjedt ki és mindenekelőtt a légkör fizikájának, a szeizmológiának és a földmágnességnek a problémáira irányult. A két fentemlített állomáson azonban valamennyi kutatást egyidejűleg nem tudták végrehajtani. Aerológiai, ionoszfé-^a, légköri elektromossági és földmágnességi kutatásokat egyedül Sa-Pa állomáson végeztek, szeizmológiai vizsgálatokkal viszont csak Phu-Lienben foglalkoztak. A talajközeli légrétegek meteorológiai vizsgálata, a napsugárzás-kutatások és bizonyos csillagászati vizsgálatok mindkét állomáson folytak.

Az expedíciót úgy szervezték meg, hogy a tudományos kutatók váltása az 1957. év felétől, vagyis a NGÉ hivatalos megindulásától számított hat hónaponként történt. A váltást egészségügyi megfontolások és főleg a nehéz éghajlati viszonyok indokolták. Minden tudományos csoportnak, elsősorban a Lengyel Tudományos Akadémia Geofizikai, valamint Földrajzi Intézete és az Állami Meteorológiai Szolgálat fiatal dolgozói csoportjának egy-egy orvosa volt, akik nemcsak az expedíció tagjainak egészségügyi szolgálatát látták el, hanem a lakosságnak is állandó segítséget nyújtottak.

Az állomások személyzete mind Phu-Lienben, mind Sa-Paban lengyelekből és vietnamiakból állt. Az expedíció tagjai a tudományos kutatásokon kívül a vietnami elvtársak tudományos képzésével is foglalkoztak.

Bár a NGÉ 1958 végén hivatalosan véget ért, a lengyel-vietnami kutatások Sa-Pa állomáson a Nemzetközi Geofizikai Együttműködés keretében is folytatódtak. A Phu-Lien-i állomás egész felszerelésével együtt 1958-ban a Vietnami Meteorológiai Szolgálat keretébe ment át.

Az expedíció kutatásainak eredményeiről részben tudományos szeminárium keretében számoltunk be Varsóban 1959 decemberében: ezen a vietnami elvtársak is résztvettek. E cikk keretében természetesen nem számolhatunk be a kutatás valamennyi problémájáról.

A meteorológia területén különös figyelmet érdemelnek a különböző aktív felszínek sugárzási- és hőháztartásának összetevőire vonat-

kozó mérések eredményei. A Phu-Liennél mért globálsugárzás és napsugárzástartam regisztrálásából kiindulva megállapítottuk a két érték numerikus összefüggését. A $Q/Q_A = a + b n/N$ egyenletben talált koeficiensértékek alapul szolgálhatnak a globálsugárzás összegének számításánál e terület állomásain, ahol csak a napsugárzástartamot mérik.

A különböző spektráltartományok figyelembevételével megvizsgálták továbbá a légköri zavarok jellegét, valamint azok napi és évi változásait. Megállapították, hogy Vietnamban a vízgőz sávjában mutatkozó szelektív abszorpció vezető szerepet játszik a légköri extinkcióban. Ez az oka annak, hogy a légköri homályosság a nyári monszun időszakában a legnagyobb, jóllehet a téli monszun lebegő vízrészecskékben igen gazdag szárazföldi légtömegek áramlását idézi elő.

Megjegyezzük még, hogy jelen cikk szerzője a Távokletről Európába való tengeri utazása alkalmával is végzett a légköri homályosságra vonatkozó méréseket.

Érdekes eredményeket kaptunk meteorológiai téren a tájfunok irányának és sebességének mérésével kapcsolatban, amely természeti jelenség nagyon jellegzetes azon a vidéken. A gyűjtött adatok lehetővé tették Vietnam és Közép-Európa bioklimatológiai viszonyainak összehasonlító tanulmányozását.

A Sa-Paban Väisälä-szondával végzett aerológiai kutatások során a hőmérséklet vertikális megoszlásának jellegzetes perturbációját mutatták ki, amelyeket valószínűleg a tiszta légkörben levő turbulencia okoz. Ezen az alapon észlelték a hőmérséklet szuper-adiabatikus gradiensének megjelenését a kis (néhány száz méter nagyságrendű) örvénylésekben a vízszintes tengelyek mentén.

A Vietnam és Európa közötti meghatározott terjedési vonalakra vonatkozó MUF-prognózisok és ezen irányok jelei Sa-Paban ténylegesen mért gyakorisági értékeinek összehasonlítása alapján érdekes eredményeket kaptunk az ionoszféra alsó rétegének elhajlására vonatkozóan.

A légköri elektromosság területén folytatott kutatások során megállapítottuk, hogy a légköri turbulencia világosan kimutathatóan kihat a potenciálgadiens napi menetére. Ez a behatás leggyakrabban a déli depresszió formájában, valamint a napkelte hatásainak igen jellegzetes jelenségeiben nyilvánul meg.

Végezetül hangsúlyoznunk kell, hogy az expedíció kutatási munkálataiban milyen nagy nehézségeket okoztak Vietnam sajátos éghajlati viszonyai. Mindenekelőtt az állandóan ködös idő és a tavasi szítáló ködök időszakában észlelt igen magas relatív nedvesség, valamint a nagy hőség fejtett ki kedvezőtlen hatást a mérőműszerek működésére.

(J. Paszynski, Warszawa)

MAGYAR MŰVÉSZETI ALKOTÁSOK A WMO GENFI ÚJ SZÉKHÁZÁBAN. 1960 júliusára elkészül a Meteorológiai Világszervezte új székháza. Az elmúlt években, s még a jelen pillanatban is nagy elhelyezési gondokkal küzd a Szervezet. Az egyes osztályok és részlegek három független épületben vannak elhelyezve, a nyomda, a kiadványok és az archívum pedig ismét három különböző helyen található. Ezen a tarthatatlan helyzetben hivatott segíteni az új impozáns székház, amelynek építését 1959 februárjában kezdték meg és 1960 júliusára tervezik ünnepélyes átadását. D. A. Davies, a WMO főtitkára felkérésére számos tagállam igen jelentős ajándékokkal — berendezési tárgyak, tolmácsoló készülékek, szőnyegek, képek, szobrok stb. — járult az új székház berendezéséhez és díszítéséhez. A Magyar Népköztársaság meteorológiai szolgálata a két művészeti alkotást ajánlott fel; az egyik Kovács Margit kerámikus művész másfél négyzetméter felületű kerámia-falképe, már elkészült. A művészi kivitelű kerámia kékmázás háttérben terrakotta figurális relief; a figurák a Földet, az évszakokat és a csillagképeket ábrázolják. A másik ajándék, Medgyessy Ferenc szobrászművész Táncosnő c. lakotása, 2 méter magas bronzozott fém-szobor, június elején készül el. A kerámia-falkép és a szobor átadására júniusban kerül sor Genfben.

(B. J.)

✱

ANTARKTISZ KONFERENCIA BUENOS-AIRESBEN. A III. Nemzetközi Geoizikai Év során az Antarktiszon végzett tudományos kutatások első eredményeit 1959 februárjában bemutató és megvitató melbournei konferencia után másodízben Buenos-Airesben gyűltek össze az elmúlt év novemberében a délsarki kutatásokban résztvevő 11 ország delegátusai, valamint a Nemzetközi Geofizikai Évre alakult Speciális Bizottság (CSAGI), a Tudományos Egyesületek Nemzetközi Tanácsa (ICSU), az antarktisi kutatásokra alakult Speciális Bizottság (SCAR) és a Meteorológiai Világszervezetnek a küldöttei, hogy 8 napon át megvitassák a nagy nemzetközi apparátussal végzett kutatások legújabb eredményeit.

A november 17-én összeült konferencia természetesen a meteorológiai kérdések mellett az Antarktisz kutatásában érdekelt mind a tíz tudományterületnek valamennyi tudományos és technikai kutatótevékenységével összefüggő kérdést megtárgyalta. Összesen 181, köztük 34 meteorológiai tárgyú tanulmány került bemutatásra.

A meteorológiai ülések résztvevői nagy érdeklődéssel fogadták az optikai jelenségekkel, többek között a halo-jelenségekkel foglalkozó tanulmányokat, és további megfigyelések előkészítését határozták el.

Sok tanulmány foglalkozott az Antarktiszra és általában a Déli-féltékére kiterjedő általános cirkuláció problémájával. Ellentétben a korábbi megállapításokkal kimutatták, hogy a nyári félévben a Ross-tenger és a Weddell-tenger kisebb mértékben szerepel depressziós pontként, mint az Antarktikus Óceán más pontjai, és a vonuló ciklonok itt gyakrabban szűnnek meg, mint egyéb szubantarktikus területeken.

Foglalkozott a konferencia az ózon-megfigyelésekkel és a sztratoszférikus cirkulációval is. Határozatot fogadtak el, amelynek értelmében az ózon-megfigyeléseket mind a parti, mind a szárazföldi állomásokon egyidejűleg végzik. A megfigyeléseknek a teljes ózontartalomra, a vertikális eloszlásra és a felszíni ózon-mérésekre kell irányulniuk.

A déli sarkvidéken folytatott megfigyelések műszereivel és módszereivel csupán néhány tanulmány foglalkozott. Ezek azonban azt mutatják, hogy az Antarktiszon a meteorológiai kutatásoknak ez a problémaköre jól megoldott és korszerű.

A konferenciának az egyes tanulmányokból és vitákból leszűrhető egyik legjelentősebb eredménye az, hogy az Antarktiszon és az Arktiszon mért adatok összehasonlítása közben nagyon óvatosan kell eljárunk, különösen, ha csak az egyes állomások adatait tanulmányozzuk. Ennek az az oka, hogy a két poláris terület fölötti nyomás- és hőmérsékleti mezők sémája a földrajzi és az éghajlati pólus különböző eltérése következtében aszimmetrikus, ezért az egyes állomásokon végzett megfigyelések egyszerű összehasonlítása hibás következtetésekre vezethet.

(Kiss I.-né.)

✱

A SZOVJETUNIÓ MÁSODIK AEROKLIMATOLÓGIAI ÖSSZÖVETSÉGI KONGRESSZUSA 1959 novemberében ülésezett Moszkvában a Hidrometeorológiai Szolgálat és más intézmények kutató és operatív osztályainak rész vételével.

A felszólalók beszámoltak az utolsó tanácskozás óta eltelt 5 év kutatási eredményeiről s az aeroklimatológia jelenlegi állásáról. Különös érdeklődés kísérte a szabadlégtér meteorológiai elemeinek az egész északi féltékére vonatkozó eloszlásával kapcsolatos beszámolókat. Figyelmet érdemeltek a tropopauza, valamint a talajközeli légréteg jellemzőivel foglalkozó felszólalások. Így pl. M. A. Zolotarev rámutatott arra, hogy a tropopauza meghatározásánál az előírt kritériumok mellett számításba kell venni a szinoptikai körülményeket is. A réteges tropopauza kérdését taglaló I. F. Kvarachelij pedig arra a megállapításra jutott, hogy főtropopauzának a felső, tropikus tropopauzát kell tekinteni, az alsó pedig szerinte a frontok közé számítható.

Az ülés résztvevői nagy figyelmet szenteltek az aeroklimatológia repülésmeteorológiai vonatkozásainak is.

A tanácskozáson szóba került az elektronikus számológépek használatának kérdése is az aeroklimatológiai feldolgozások területén.

A hozzászólások egész sora foglalkozott a rádiószonda sugárzási hibájának problémakörével s feladatul tűzték ki e kérdés mielőbbi megoldását.

A Kongresszus három pontban foglalta össze az aeroklimatológiai kutatások további követendő irányát: 1. a szabadlégkör statisztikus módszerekkel való tanulmányozását; 2. szinoptikus-klimatológiai kutatásokat; 3. a népgazdaság követelményeinek megfelelő speciális feldolgozásokat.

(Mészáros Ernőné)

×

A HAZAI BIOMETEOROLÓGIAI KUTATÁSOK néhány eredményéről hangzott el beszámoló a Magyar Meteorológiai Társaság 1960. március 10-i vitáülésén.

Gajzágó László és Popovics Ivánné, az Országos Meteorológiai Intézet Biometeorológiai Osztályának munkatársai „Kísérleti hőérzeti tartományok megállapítására szabadtéri katatermométeres mérések alapján” címmel tartottak előadást. Az előadók a katatermométeres mérésekkel egyidejűleg följegyzett subjektív hőérzetek számszerű értékeit határozták meg. Matematikai-statisztikai vizsgálatok segítségével szabadtéri hőérzeti tartományokat állapítottak meg, mint amelyek alkalmasak a nyári félévben az évszaknak megfelelő ruházat és normál mozgás esetén, a fiziológiai hőérzet kifejezésére. Az előadásához Czelnai L. Rudolf, Kérdő István, Béll Béla, Predmerszky Tibor, Péter János, Goll György, Szepesi Dezsőné és Kéri Menyhért fűzött hasznos, a jövőbeni kutatásokat előrevívő kiegészítést.

Zalavári Lajos az Országos Meteorológiai Intézet tud. munkatársa „A katatermométerek alkalmazásának lehetőségei szabadtéri mérések-nél” című előadásában a szabadtéri katatermométeres mérésekből számított lehülési érték, a Bradtke-féle hőérzeti viszonyszám és a Linke-féle „érzethőmérséklet” összehasonlításával nyert eredményeket ismertette. Az érdeklődéssel kísért előadást a katatermométeres mérések területén sok tapasztalattal bíró Kérdő István, Predmerszky Tibor, Péter János, Goll György és Kéri Menyhért egészítette ki hozzászólásával.

×

(P. I.)

REPÜLŐGÉPEK A MEZOSZFÉRÁBAN. Tudvalevő, hogy a régi értelemben vett sztratoszférának 30 km magasságtól kezdődő rétegét, amelyben a hőmérséklet felfelé előbb jelen-

tékenyen emelkedik, azután pedig tetemesen süllyed, újabban *mezoszféranak* hívják. A repülőgép a nagyobb magasság felé törekvése folyamán kb. 3 évtizeddel ezelőtt lépett be a sztratoszférába, előbb egyes esetekben, később pedig olyan gyakran, hogy manapság a nagytávolságú személy- és áruforgalom jórészen a sztratoszféra alján bonyolítódik le. Mint a *Repülés* c. folyóiratból értesülünk (1960. 3. sz.) a múlt év decemberében két amerikai gép meghaladta a 30 km magasságot is, és bejutott a mezoszférába. Az egyik 30 041 m, a másik 31 514 m magasságot ért el. Mindkét magasság abszolút világrekord, de még hitelesítés alatt vannak a Nemzetközi Repülési Szövetségnél (FAI). Ezzel a teljesítménnyel a repülőgép elvben a teljes sztratoszféra meteorológiai átkutatásának használható eszközévé vált, mégpedig gépvezető jelenlétével, aki megfigyeléseket végezhet.

A sztratoszféra kutatásának eddigi eszközei, a rádiószondás léggömbök, már sokkal régebben elérték a 30 km-es magasságot. Minthogy azonban ennek a magasságnak az elérése még a mai gömbökkel is aránylag gyéren sikerül, azt lehet mondani, hogy a repülőgép behozta magasság tekintetében a rádiószondás léggömb mögötti elmaradását és a legjobb úton van ahhoz, hogy el is hagyja. Mindamellett a meteorológiai mérések szempontjából a sztratoszféra tetejéig valószínűleg még hosszú időn át a léggömb marad a rendszeresen használt kutató eszköz. Repülőgépes kutatás a sztratoszféra felső részében inkább csak ritkább esetekre, különleges feladatok szolgálatára fog szorítkozni. A mezoszféra meteorológiai kutató eszköze pedig várhatóan versenytárs nélkül a rakéta lesz. (H. A.)

×

ÚJ METEOROLÓGIAI MŰSZEREKRŐL hangzott el három előadás a Magyar Meteorológiai Társaság 1960. március 24-i ülésén.

Tardos Béla, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. munkatársa, az általa szerkesztett új magyar barográfal ismertette meg a résztvevőket. Bemutatta a műszert és a kísérleti példánnyal készített regisztrátum-tárcsákat. Az újításként is elfogadott, kicsiny formátumú műszer többkaros írórendszere nagy részletgazdagságú regisztrátumot szolgáltat, amelynek leolvasási pontossága eléri a megkívánt mértéket. Az előadó tájékoztatása szerint az új műszer iránt — amelynek sorozatgyártása megkezdődött — a repülés és az ejtőernyősport körében külföldön is érdeklődnek.

Szilágyi Tibor, Stollár András és Kozma Ferenc, az Orsz. Meteorológiai Intézet kecskeméti agrometeorológiai obszervatóriumának kutatói szellőzetett termisztoros pszihrométert szerkesztettek. A mikrometeorológiai mérések céljára előállított, ötletes elgondolású, száraz-

elemmel hajtott 4,5 V-os motorral szellőztetett termisztoros pszihrométer működtetésével kapcsolatban *Flórián* Endre és *Tardos* Béla tett néhány műszertechnikai vonatkozású észrevételt. A bemutatott kísérleti példányt a jelenlevők nagy érdeklődéssel fogadták.

Az ülés harmadik előadójaként *Pletser János*, az Orsz. Meteorológiai Intézet martonvásári agrometeorológiai obszervatóriumána munkatársa kimerítő részletességgel ismertette a *termisztorok* különböző típusait, kalibrálásuk módját, majd beszámolt a martonvásári obszervatóriumban velük végzett mérésekről.

×

(V. E.)

AZ IDEIGLENES MOTNE HÁLÓZAT (Meteorological Operational Telecommunication Network in Europe) 1960. április 1-én megkezdte működését. Ez a nyugateurópai távközlési hálózat a Budapest—Wien és Prága—Offenbach vonalakon át csatlakozik a közép- és keleteurópai repülési meteorológiai hálózathoz és az ily módon egész Európára kiterjedő speciális hálózat a repülőszolgálat meteorológiai adatokkal való rendszeres és kellő időben történő ellátását szolgálja. A keleteurópai hálózat főközpontjai Budapest, Moszkva és Prága; a MOTNE főközpontjai pedig Wien, Offenbach és Párizs. Budapest és Wien központjának összekapcsolása számos üzemeltetési és technikai kérdést vetett fel, ezért *W. J. Watzek* az osztrák Légiközlekedési Hivatal vezetője indítványára a két központ képviselői ez ügyben személyes megbeszélést folytattak március elején Bécsben. A Magyar Népköztársaság meteorológiai szolgálata képviselőjében *Dr. Ozorai Zoltán*, a Feriegyi Előrejelző osztály vezetője utazott Bécsbe,

ahol az előzetes munkaprogram összeállítása és az egységes lyukasztási eljárás megbeszélése után a magyar küldött megtekintette a bécsi MOTNE központot. (B. J.)

×

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

VÁLASZTMÁNYA március 24-i ülésén *Dési Frigyes* elnökletével meghallgatta a főtktár beszámolóját a folyó ügyekről. A beszámoló tudomásul vétele után sajtóbizottság választására került sor. E bizottság feladata az, hogy a szak- és napilapokban a tudományos ismeretterjesztő előadásokról megfelelő közlemények, ill. beszámolók útján tájékoztatást adjon. A Választmány a bizottság elnökévé *Bajai Jenót*, tagjaivá *Kulin Istvánt* és *Szakály József* választmányi tagokat választotta.

Az ülés során javaslatok hangzottak el arról, hogyan kapcsolódják a Társaság az Országos Meteorológiai Intézet 90 éves fennállását ünneplő jubileum programjába. A Választmány elfogadta *Kérdő István* indítványát, amely szerint a Társasággal együttműködő intézmények tartsanak összefoglaló beszámolókat arról, mit kaptak és mit várnak a társtudományok a meteorológiától.

Páter János Hévíz gyógyintézményeinek vezetőivel egyetértésben javasolta, hogy ez év őszén a Társaság szokásos vándorgyűlése ezen a nagymúltú fürdőtelepen kerüljön megrendezésre. A Választmány a javaslatot elfogadva, az 1960 szeptemberének végén, vagy októberének elején tartandó vándorgyűlés színhelyéül Hévízfürdőt jelölte ki. A szükséges intézkedések megtételével és az időpont végleges meghatározásával a Választmány az elnökséget bízta meg.

(V. E.)

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

1960-ban a nagynevű magyar éghajlatkutató születésének



évfordulója alkalmából

RÓNA ZSIGMOND JUBILEUMI PÁLYÁZATOT

hirdet

1. A szakirodalmi pályázatra

az agrometeorológia, az ipari meteorológia, az éghajlattan, az orvos-meteorológia, a műszer- és mérés technika tárgykörökből küldhetők be pályaművek. A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

2000 forintos első díjban,

a további legjobbakat pedig

1200 forintos második és

600 forintos harmadik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 15

2. A fénykép-pályázatra

időjárás jelenségeket megörökítő, vagy az időjárás hatásait feltűnő művészi színvonalú fényképek küldhetők be. A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbakat

1 db 400 forintos első,

1 db 200 forintos második,

4 db 100 forintos harmadik és

4 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 31

A pályázatok részletes feltételeit az IDŐJÁRÁS 1960. évi 1. számában közölte

*a Magyar Meteorológiai Társaság
Elnöksége*

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

<i>Dési, F.</i> : Equilibrium of the cloud-air-quantum containing water droplets (German and Hungarian text)	65
<i>Konček, N. (Bratislava)</i> : Образование температуры южных склонов Высокой Татры (German and Hungarian text)	72
<i>Mészáros, E. – Wirth, E.</i> : Спектральное распределение капель дож- дей падающих из слоистых облаков (French and Hungarian text)	82
<i>P. Szalay G.</i> : Temperature-structure of the lower (5 km) air layer in different macrosynoptic situations	88
<i>R. Wágner, M.</i> : Die Verteilung des Niederschlages in Ungarn in zyklonalen Lagen mit meridionalen Strömungen	96
<i>Koppány, G.</i> : Spreading of strongly developed anticyclone eies in the Nort- hern-Hemisphere	103
<i>Szepesi, D.</i> : On the zero-level	106
<i>Wirth, E.</i> : Researches on the arising of the ice-phase	109
<i>Aujeszky, L.</i> : Application of the definition of climate on the interplanetary space	112
<i>Pletser, J.</i> : Temperature of irrigated soil	113
<i>Urbán, B.</i> : Weather records at Sárospatak in the period of 1847–53	115
<i>Ozorai, Z.</i> : Some arguments for the hypothesis of the „fixed Earth”	118

LITERATURE

<i>Acta Climatologica. Acta Universitatis Szegediensis (Kéri, M.)</i>	119
<i>Ihrig, D. (red.)</i> : Report on the activities of the Research Institute for Water Resources in 1957 (<i>Sz. Lőrinc, A.</i>)	120
<i>Погосян, X. П.</i> : Общая циркуляция атмосферы (<i>Koppány, G.</i>)	121
<i>Пчелко, И. Г.</i> : Метеорологические условия полетов на боль- ших высотах (<i>Ozorai, Z.</i>)	121
<i>Fina, A. L. de – Sabella, L. J.</i> : La predicción de las áreas du lluvia (<i>Dési, F.</i>)	122
CHRONICLE	123