

M. Čadež (Beograd)*:

A légkör diszkontinuitási felületeinek alakjáról

Összefoglalás. Ellentétes szélirányú, különböző hőmérsékleti gradiensű két polytrop réteg közötti határfelület vertikális metszete parabola alakú (1. ábra). Ebből az következik, hogy egy olyan hegylánc fölött levő hideg levegő, amely hegy mögött hideg légtő helyezkedik el, a 2. ábrán látható módon terjed; az okklúzióknak négy alaptípusa van (3. ábra). A vertikális metszetnek az 1. ábra szerinti alakját R. Berggren (1912), egy másik formáját a szovjet meteorológusok figyelték meg (1955, 4. ábra).

★

Über die Gestalt der atmosphärischen Diskontinuitätsfläche. Der Vertikalschnitt der Grenzfläche zwischen zwei polytropen Schichten mit verschiedenen vertikalen Temperaturgradienten, wo die Winde in entgegengesetzten Richtungen wehen, hat das Aussehen einer Parabole (Abb. 1). Es folgt daraus, dass sich die Kaltluft über einen Bergmassiv, hinter welchem sich ein Kaltluftsee befindet, im Sinne der Abb. 2. fortpflanzt, und dass vier Grundtypen der Okklusion bestehen (Abb. 3). Die Gestaltung des Vertikalschnittes im Sinne der Abb. 1 ist seitens R. Berggren (1912) und in etwas anderer Form seitens der russischen Meteorologen beobachtet worden (1955, Abb. 4).

★

Ismeretes, hogy a hideg légtömegek betörése néha a hegyek szélelles oldalán főn-hatás folytán eléggé jelentős hőmérsékletemelkedést hozhat magával. Ez jól látható volt az 1951. és 1952. évek folyamán Jugoszlávia területére betört hideg légáramlás rendszeres tanulmányozása során [1, 2]. Télen gyakran hasonló a helyzet a talajközeli hőmérsékletemelkedéssel, amikor a maritim-poláris levegő jut le a talajra, olyan helyen, ahol megelőzően hidegebb és stabilis rétegződésű kontinentális-poláris levegő volt.

Ilyen esetekben két olyan légtömeg érintkezik, amelyek közül az egyik lent melegebb, a felső részén pedig hidegebb a másikkal. Fölmerül a kérdés, milyen az alakja a diszkontinuitási felületeknek ebben az esetben, és a többi, általános esetben.

Ismeretes, hogy a diszkontinuitási felület két izoterm-réteg között vagy két homogén réteg között sík, ha geosztrofikus szelek uralkodnak mind az egyik, mind a másik légtömegben (Bjerknes, 1933). Fölmerül a kérdés, milyen alakú a diszkontinuitási felület, ha a légkör különböző vertikális hőmérséklet gradienssel bíró két polytrop rétege érintkezik hasonló körülmények között.

* A tanulmány szerzője prof. dr. M. Čadež, a belgrádi tudományegyetem meteorológiai intézetének tanára.

Ha a hőmérséklet lineárisan változik a magassággal, a z magasságon levő hőmérséklet az m légtömegben, valamint a szomszédos m' légtömegben

$$(1) \quad T = T_0 - \gamma z \quad \text{illetve} \quad T' = T'_0 - \gamma' z$$

(T_0 és T'_0 a talajközeli hőmérséklet a $z = 0$ magasságon, az m illetve m' légtömegben; γ és γ' a vonatkozó hőmérséklet vertikális gradiense). Feltéve, hogy $T_0 > T'_0$ és $\gamma > \gamma'$, az m légtömeg melegebb az alábbi magasságig:

$$(2) \quad z_e = (T_0 - T'_0) : (\gamma - \gamma') > 0$$

és e magasság fölött hidegebb, mint a szomszédos m' légtömeg. A z_e magasság a légtömegek hőmérsékletének $|T - T'|$ különbsége a magasság növekedésével csökken, a z_e magasságtól kezdődően pedig ez a különbség növekszik. Ha a nyomás horizontális gradienseinek különbsége

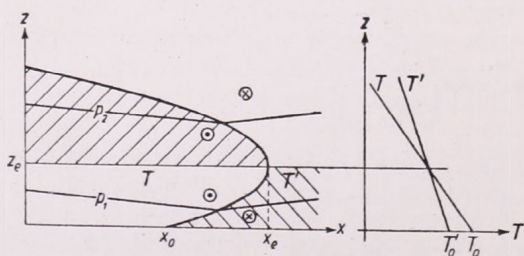
$$(3) \quad A = \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\partial p}{\partial x},$$

az m' és az m légtömegben a diszkontinuitási felületen bármely magasságon pozitív, akkor ehhez viszonyítva a diszkontinuitási felület lejtése növekszik egészen a z_e magasságig, ahol a $T - T' = 0$ és e magasságtól kezdve csökken (x jelenti a diszkontinuitási felületre merőleges vízszintes irányt). Ez látható a dinamikus feltételből, ami a következő formában írható fel:

$$(4) \quad \operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = \frac{TT'}{p\gamma_h} \cdot \frac{A}{T - T'}$$

(A γ_h a homogén légkör hőmérsékletének vertikális gradiense, $p = p'$ a nyomás a diszkontinuitási felületen). Ami az A értékét illeti, erre nézve különféle lehetőségek vannak a természetben. Ez az érték az egyik, illetve másik légtömegben lévő légáramlások dinamikájától függ. Elképzelhető többek között olyan eset, ahol ez az érték nem változik a magassággal. Miután a $TT' : p$ érték nem minden esetben változik sokat a magassággal, ezt az értéket első közelítésben konstansnak vehetjük. E feltétel mellett a (4) egyenlet integrálja a következő:

$$(5) \quad (z - z_e)^2 + \frac{2TT'A}{p\gamma_h} \cdot \frac{x - x_0}{\gamma - \gamma'} - z_e^2 = 0$$



1. ábra — Fig. 1.: Két polytrop légréteg közötti diszkontinuitási felület vertikális metszete. — Coupe verticale de la surface de discontinuité entre deux couches d'air polytropes.

(Ha $z = 0$, akkor $x_0 = x$). Egy ilyen diszkontinuitási felület vertikális metszete az x irányában tehát egy olyan parabola, amelynek csúcspontja $z = z_e$ magasságon van, és amely a talajt

$$(6) \quad x_e - x_0 = \frac{p z_e^2 \gamma_h (\gamma - \gamma')}{2 TT' A}$$

távolságban metszi a parabola csúcspontjának vetületétől (1. ábra).

Ha feltesszük, hogy $T_0 - T'_0 = 5^\circ$, $\gamma = 1,0 C^\circ/100 m$, $\gamma' = 0,6 C^\circ/100 m$, $\partial p'/\partial x = -\partial p/\partial x = 1 mb/100 km$, $p = 1000 mb$, és $TT' = 290^2$, akkor :

$$z_e = 1250 m, \text{ és } x_e - x_0 = 63 km.$$

Látnivaló ezen a példán, előfordulhat, hogy az új légtömeg a magasságban már régen elhagyta az állomást és a talajközelségben még mindig nem észlelték. Ezt az esetet gyakran megfigyeltük az említett munkálatok során, amikor a kb. 1000 méter magasságú Homolje hegység keleti, Duna felé lejtő oldalán levő Negotin állomásnál észlelték a hidegetörést. A 2. ábrán feltüntetettek szerint az ilyen napokon hideg légtömeg van jelen Negotin térségében, és amikor az új hideg levegő elárasztja ezt a területet, kelet felé kezdi taszítani a régebbi hideg levegőt, és egyidejűleg lassan ereszkedik le a völgybe. A fent közölték után érthető, hogy Negotin állomás ilyen esetekben miért regisztrálja viszonylag későn az északnyugat felől jövő hideg levegő betörését, amely relatíve meleg és néha igen erős fűnyánant lép fel.

A hideg és meleg levegő betörésén kívül beszélhetünk kombinált betörésről is abban az esetben, amikor az új légtömeg az hőmérsékletemelkedést lehozza, a fölmelegedést pedig felviszi. Ugyanígy, az a légtömeg, amely elhúzódik, alul esetleg melegebb, felül pedig hidegebb, mint a helyére jövő légtömeg. Ennek figyelembevételével megállapíthatjuk, hogy az okklúzióban a következő négy lehetőség áll fenn (3. ábra) :

A beáramló levegő lehet

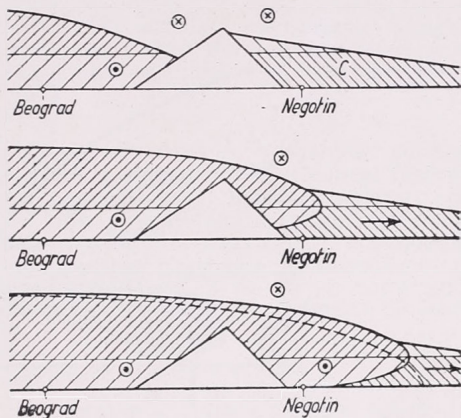
A) hidegebb,

B) lenn melegebb, fenn hidegebb,

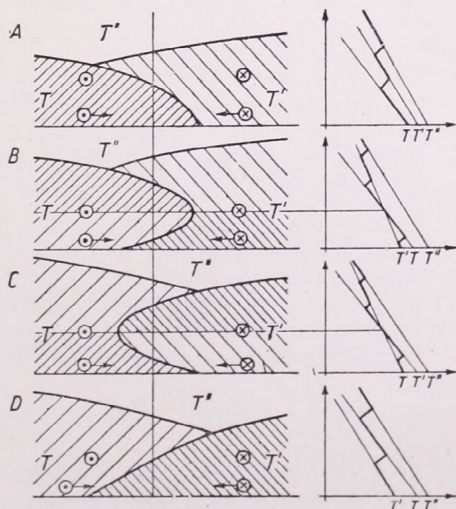
C) lenn hidegebb és fenn melegebb,

D) melegebb,

mint a kiszorított levegő.



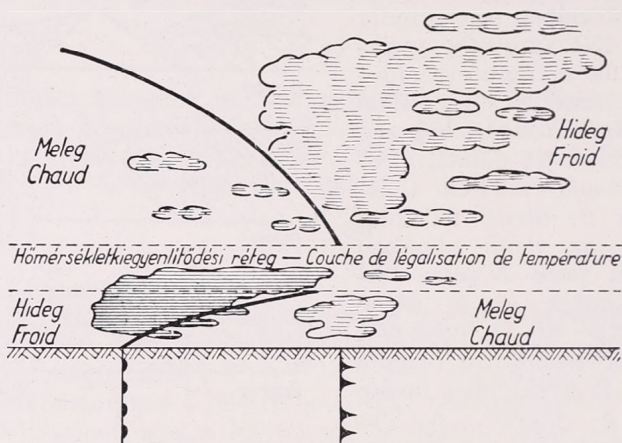
2. ábra — Fig. 2. : Hideg levegő mozgása olyan hegylánc fölött, amely mögött hideg légtömeg van. — Déplacement de l'air froid sur une chaîne de montagne derrière laquelle se trouve un lac d'air froid.



3. ábra — Fig. 3. : Négy okklúziós típus. — Les quatre types de l'occlusion.

Nem részletezhetjük itt a különböző lehetőségeket, az azonban minden-
 esetre megállapítható, hogy a diszkontinuitási felületek alakja és meredek-
 sége számára a legkülönbözőbb lehetőségek állnak fenn. Az időjárás ezzel
 kapcsolatos alakulásának tanulmányozása egyik következő dolgozatunk
 tárgyát képezi.

Az 1. ábrán bemutatott esetet a szovjet meteorológusok figyelték meg



4. ábra — Fig. 4. : Frontális struktúra hőmérséklet-
 kiegyenlítődési rétegben. — Structure frontale avec
 une couche d'égalisation de la température.

[3], csak a diszkontinuitási felület formáját mutatják be másként (4. ábra).
 Berggren, R. egyik, a *Tellus* 1952. évfolyamában megjelent munkája [4],
 bemutat egy Hannover-től Valentiáig terjedő metszetet, amely egy diszkonti-
 nuitási felületnek, mégpedig egy polárfrontnak hasonló alakját tünteti fel.

IRODALOM :

- [1] Čadež, M. : Aperçu des invasions d'air froid en Yougoslavie pour l'année 1951, Godišnjak Aerološke opservatorije u Beogradu — 1951. (1953).
- [2] Čadež, M. : Aperçu des invasions d'air froid en Yougoslavie pour l'année 1952, Godišnjak Aerološke opservatorije u Beogradu — 1952. (1956).
- [3] Центральный институт прогнозы. Руководство по краткосрочним прогнозам погоды. Москва, (1955).
- [4] Berggren, R. : The Distribution of Temperature and Wind Connected with Active Tropical Air in the Higher Troposphere and Some Remarks Concerning Clear Air Turbulence at High Altitude. *Tellus*, 4, (1952), 43.

Tartamvalószínűségek vizsgálata

Összefoglalás. A dolgozat éghajlati adatsorokból nyert tartamvalószínűségeket vizsgál, s az ismétlődések észlelt átlagos hosszát összehasonlítja a függetlenség, ill. az ismétlődések véletlen egymásrakövetkezése esetében létrejövő átlagos hosszúsággal. Megállapítja, hogy a két ismétlődési hosszúság viszonyyszáma éghajlati jellemzőértéknek tekinthető, amint az több hazai éghajlati adatsor, továbbá az Északi félgömb 53 állomása hőmérsékleti havi anomáliáinak tartalomvalószínűségi vizsgálatából kitűnik.

★

Исследование вероятности длительностей. Автор исследует вероятность длительностей, полученных из серии климатических данных. Наблюденная средняя длина повторяемости сравнивается с средней длиной возникшей в случае независимости, или при случайной последовательности повторений. Автор устанавливает, что кратность двух длин повторения может считаться климатическим параметром, как это оказывается из нескольких серий климатических данных Венгрии, а также из исследования вероятности длительностей месячных аномалий температуры 53 станций северной гемисферы.

★

Meteorológiai jelenségeknél több szempontból fontos annak ismerete, hogy a jelenség 1, 2, 3, ... n egymást követő időegységben való bekövetkezésének mekkora a valószínűsége. Pl. gyakran fölmerül az a kérdés, hogy valamely helyen milyen valószínűséggel kell számítani különböző hosszúságú száraz vagy csapadékos időszakokra, vagy 1, 2, 3, ... n hónapig tartó pozitív vagy negatív hőmérsékleti havi anomáliára. Az ilyen természetű adatokat föltüntető táblázatok gyakorlati fontosságát nem szükséges részletesebben fejtegetnünk; e helyen néhány, a tartamvalószínűségekkel összefüggő klimatológiai problémát szándékozunk megvizsgálni. Mint az a következő fejtegetésből kitűnik, a tartamvalószínűségek részletesebb elemzése alkalmas arra, hogy segítségével a különböző éghajlati elemek statisztikai populációjának belső szerkezetét megismerjük.

Mindenekelőtt tekintsük át röviden a valószínűségszámítás ide vonatkozó főbb tételeit. Általában e vizsgálatoknak két kérdésre kell feleletet adni: *a)* mi annak a valószínűsége, hogy valamely jelenség legalább 1, 2, 3, ... n egymást követő alkalommal bekövetkezik, *b)* mi annak a valószínűsége, hogy valamely jelenség pontosan 1, 2, 3, ... n egymást követő alkalommal bekövetkezik. Gyakorlati problémáknál főként az első kérdésnek van nagyobb jelentősége.

A sorrakerülő feladatok megoldásánál föltételezzük, hogy a jelenségek, amelyeknek tartamvalószínűségeit vizsgáljuk, egymástól teljesen *függetlenül* jönnek létre. Eszerint a jelenség bekövetkezésére vagy be nem következésére nézve teljesen közömbös, hogy a jelenség előzőleg létrejött vagy nem jött létre. E föltételezés alapján levezetett következtetéseinket összevetve a valóságban észlelt tartamvalószínűségekkel, megállapíthatjuk, hogy a vizsgált adatsorok mennyiben tekinthetők független, vagy egymástól függő események láncolatának.

Legyen adva egy N tagból álló észlelési sor, amelyben valamely esemény (pl. csapadékos nap) bekövetkezésének valószínűsége p , a be nem következés (itt száraz nap) valószínűsége pedig q . Miután alternatív eseményről van szó, ezért $q = 1 - p$. Keressük annak P valószínűségét, hogy az esemény legalább 1, 2, 3, ... n egymást követő alkalommal bekövetkezik. Az azonos esemény

több egymást követő alkalommal való bekövetkezését *ismétlődésnek* nevezzük. Valamely ismétlődés elkezdődésének föltétele az, hogy az esemény *előzőleg legalább egyszer nem következett be*. Eszerint a legalább 1 időegység hosszúságú ismétlődésnél a q és p , a legalább 2 időegység hosszúságú ismétlődésnél a q, p és p , a legalább 3 időegység hosszúságú ismétlődésnél a q, p, p , és p, \dots stb. valószínűséggel föllépő események együttes bekövetkezésének valószínűségét kell meghatározni. Ismeretes, hogy függetlenség esetén az $A, B, C \dots$ jelenségek együttes bekövetkezésének valószínűségét a jelenségek egyenként való bekövetkezési valószínűségének szorzata adja: $P(A, B, C \dots) = P(A) \cdot P(B) \cdot P(C) \dots$. Ezen tétel szerint a legalább 1, 2, 3, \dots, n időegység tartamú ismétlődések P valószínűségeire nézve nyerjük:

$$P_1 = qp, P_2 = qp^2, P_3 = qp^3, \dots, P_n = qp^n$$

A P_i valószínűségeket N -nel szorozva nyerjük a sorozatban létrejövő legalább i időegység tartamú ismétlődések számát.

Belátható, hogy $NP_1 = Nqp$ jelenti a megfigyelési sorban létrejövő összes ismétlődések számát. Az előző összefüggésből az is következik, hogy a pontosan i időegység hosszúságú ismétlődések száma:

$$M_i = N(P_i - P_{i+1})$$

továbbá, ha a jelenség már k időegységen át fönnállott, annak valószínűsége, hogy még a $k + i$ -dik időegységben is fönnáll:

$$P(k + i) = \frac{P_{k+i}}{P_k}. \text{ Az elméleti eloszlásnál: } P(k + i) = p^i$$

A tartamvalószínűségek legrövidebb és egyszerűen előállítható jellemzője az ismétlődések átlagos hosszúsága. Az ismétlődések átlagos hosszát megkapjuk, ha az esemény előfordulási gyakoriságát elosztjuk az összes ismétlődések számával:

$$A = \frac{Np}{Nqp} = \frac{1}{q}$$

Megjegyzendő, hogy az ismétlődések átlagos hosszát korántsem tekinthetjük olyan értelemben jellemző értéknek, hogy az egyszerismind kifejezi az ismétlődések leggyakoribb hosszúságát is, miután azok eloszlása erősen aszimmetrikus.

Jelöljük az ismétlődések *észlelt* átlagos hosszúságát A' -vel. Ha a jelenségek nem függetlenek egymástól, az esetben fönnáll, hogy:

$$\frac{1}{q} \neq A' \text{ továbbá } \frac{1}{q} = A'$$

Függetlenség esetén: $A'/A = 1$, függőség esetén: $A'/A < 1$.

A hányados értéke alkalmas arra, hogy annak alapján mérlegelhessük a szóbanforgó adatsor természetét. Kérdés, hogy a hányados mely határok közé eső értékeinél tekinthetjük a megvizsgált adatsort egymástól független események láncolatának, és mely értékeknél kell elvetnünk a függetlenség hipotézisét.

A és A' meghatározásából következik, hogy:

$$\frac{A'}{A} = \frac{q}{q'}$$

Ha az események nem függetlenek, akkor $q \neq q'$. Ismerve q szórását σ_q -t, megadható egy függetlenségi intervallum alsó és felső határa. Ha q' értéke e határokon kívül esik, akkor q -tól való eltérése a kijelölt valószínűségi szinteken szignifikánsnak tekinthető. Miután :

$$\sigma_q = \sigma_p = \sqrt{\frac{pq}{N}}$$

0,27%-os valószínűségi szintet választva, az intervallum határai :

$$q \pm 3 \sqrt{\frac{pq}{N}}$$

A hányados határértékei ezek szerint :

$$\frac{q}{q + 3 \sqrt{\frac{pq}{N}}} < 1 \text{ és } \frac{q}{q - 3 \sqrt{\frac{qp}{N}}} > 1$$

Ha tehát a hányados értéke kívül esik a fenti határokkal megadott intervallumon, legfeljebb csak 0,0027 annak a valószínűsége, hogy függetlenség mellett csupán véletlen ingadozások következtében jön létre ez az érték, más szóval, miután ez a valószínűség elenyésző, ilyen esetekben az ismétlődések észlelt átlagos hosszúsága szignifikánsan különbözik a függetlenség esetén létrejövő átlagos hosszúságtól, következésképp a függetlenség hipotézisét el kell vetnünk.

*

Ezek után bemutatjuk a megvizsgált észlelési sorokból levezetett tartamvalószínűségeket. Táblázataink minden esetben a legalább i időegység hosszúságú tartamok valószínűségeit tüntetik föl az 1 időegység hosszúságú tartamvalószínűséget 100%-nak véve, ezért azoknak gyakorlati fölhasználása közvetlenül lehetséges.

Az egyes elemek közötti összehasonlítás céljából megvizsgáltuk Budapestre vonatkozóan : 1. a hőmérsékleti napi közepek pozitív és negatív anomáliáinak tartamvalószínűségét, 2. a hőmérsékleti pentád közepek pozitív és negatív anomáliáinak tartamvalószínűségét, 3. a hőmérsékleti havi közepek pozitív és negatív anomáliáinak tartamvalószínűségét, 4. a hőmérsékleti évi közepek pozitív és negatív anomáliáinak tartamvalószínűségét, 5. a szeles napok (szeles napnak azokat tekintettük, midőn a szélesség terminus napi közepe $> 3,0$ m/s-nál) tartamvalószínűségét, 6. a csapadékos és száraz napok tartamvalószínűségét [1]. A hőmérsékleti napi közepeket az 1921—55., a pentád közepeket az 1851—1956., a havi és évi közepeket az 1780—1956., a csapadékos és száraz napokat az 1901—50, a szeles napokat pedig az 1891—1955 időszak megfigyelési sorozata alapján vizsgáltuk. Ezen adatsorokból nyert tartamvalószínűségeket, továbbá a sorok statisztikai jellemzőit az I—VII. táblázatokban tüntetjük föl. Az I—VI. táblázatok oszlopainak baloldali része az észlelt, míg jobboldali része a függetlenség föltételezésével számított tartamvalószínűségeket tünteti fel.

Táblázatainkat áttekintve megállapíthatjuk, hogy a hőmérsékleti évi közepek anomáliáinak kivételével az ismétlődések átlagos hosszúsága mind egyik sorozatnál szignifikánsan különbözik a függetlenség esetén létrejövő átlagos hosszúságtól, éspedig oly módon, hogy az A'/A hányados értéke nagyobb, mint a függetlenséget kifejező intervallum felső határa, tehát az

I. TÁBLÁZAT

Hőmérsékleti napi közepek anomáliáinak tartamvalószínűsége %

Nap	Téli félév				Nyári félév			
	+		-		+		-	
1	100	100	100	100	100	100	100	100
2	79	56	72	44	76	55	77	45
3	62	31	58	19	56	30	57	20
4	52	18	48	9	46	17	41	9
5	45	10	39	4	39	8	34	4
6	41	5	32	2	31	5	27	2
7	36	3	27	0,6	26	3	20	1
8	31	2	23	0,3	20	1	16	0,3
9	26	1	19	0,1	18	0,8	13	0,2
10	23	0,5	17	.	16	0,4	11	0,1
11	20	0,2	13	.	14	0,2	8	.
12	19	0,1	11	.	12	0,1	6	.
13	17	.	10	.	10	.	5	.
14	14	.	10	.	7	.	4	.
15	13	.	8	.	7	.	3	.
16	11	.	7	.	6	.	3	.
17	10	.	6	.	5	.	2	.
18	8	.	5	.	5	.	2	.
19	8	.	4	.	4	.	1	.
20	7	.	2	.	4	.	1	.
30	3	.	1	.	1	.	0,2	.
40	1	.	0,4	.	0,2	.	.	.
50	0,2	.	.	.	0,2	.	.	.
60
max.	55 nap		41 nap		53 nap		31 nap	

II. TÁBLÁZAT

Hőmérsékleti pentád közepek anomáliáinak tartamvalószínűsége %

pentád	Téli félév				Nyári félév			
	+		-		+		-	
1	100	100	100	100	100	100	100	100
2	72	53	67	47	63	51	61	49
3	51	29	45	22	37	26	34	24
4	37	15	28	10	24	13	23	12
5	27	8	20	5	15	7	16	6
6	19	4	14	2	11	3	10	3
7	15	2	10	1	6	2	6	1
8	11	1	7	0,5	4	1	4	0,5
9	9	0,6	6	0,2	2	0,3	2	0,1
10	7	0,3	5	0,1	2	0,1	2	.
11	5	0,1	4	.	1	.	1	.
12	2	.	3	.	1	.	1	.
13	2	.	2	.	1	.	0,5	.
14	1	.	1	.	0,5	.	0,3	.
15	1	.	1	.	0,4	.	0,1	.
16	1	.	1	.	0,3	.	0,1	.
17	0,5	.	1	.	0,1	.	.	.
18	0,5	.	0,5
19	0,5	.	0,5
20	0,5	.	0,5
24	0,2	.	0,2
28

III. TÁBLÁZAT

Hőmérsékleti havi közepek
anomáliáinak tartamvalószínűsége %

Hó- nap	+		-	
1	100	100	100	100
2	56	51	56	49
3	32	26	32	24
4	21	13	17	12
5	13	7	12	6
6	10	3	8	3
7	6	2	5	1
8	3	1	3	0,5
9	2	0,3	2	0,1
10	1	0,1	1	.
11	1	.	0,2	.
12	1	.	0,2	.
13	1	.	0,2	.
14	0,5	.	.	.
15	0,5	.	.	.
16	0,2	.	.	.
17	0,2	.	.	.
18	0,2	.	.	.
19	0,2	.	.	.
20

IV. TÁBLÁZAT

Hőmérsékleti évi közepek
anomáliáinak tartamvalószínűsége %

Év	+		-	
1	100	100	100	100
2	49	50	48	50
3	21	25	29	25
4	13	13	16	13
5	10	6	8	6
6	8	3	5	3
7	5	2	5	2
8	5	1	5	1
9	5	0,4	3	0,4
10	5	0,2	3	0,2
11	3	0,1	3	0,1
12	.	.	3	.
13

V. TÁBLÁZAT

Szeles napok tartamvalószínűsége %

Nap	Tél (XII-I-II)		Nyár (VI-VII)	
1	100	100	100	100
2	43	19	40	22
3	18	4	18	5
4	9	0,5	8	1
5	4	0,1	3	0,2
6	2	.	1	.
7	1	.	1	.
8	0,3	.	0,3	.
9	0,2	.	0,1	.
10	0,2	.	.	.
11	0,2	.	.	.
12

VI. TÁBLÁZAT

Száraz és csapadékos napok
tartamvalószínűsége %

Nap	Száraz		Csapadékos	
1	100	100	100	100
2	68	62	55	38
3	47	39	31	14
4	36	24	17	5
5	27	15	10	2
6	21	9	6	1
7	16	6	3	0,3
8	13	4	2	0,1
9	10	2	1	.
10	8	1	1	.
11	6	1	0,3	.
12	5	1	0,2	.
13	4	0,4	0,2	.
14	3	0,2	0,2	.
15	2	0,1	0,1	.
16	2	0,1	0,1	.
17	1	.	0,1	.
18	1	.	0,1	.
19	1	.	0,1	.
20	1	.	0,03	.
24	0,3	.	.	.
28	0,1	.	.	.
32	0,1	.	.	.
36	0,06	.	.	.
40

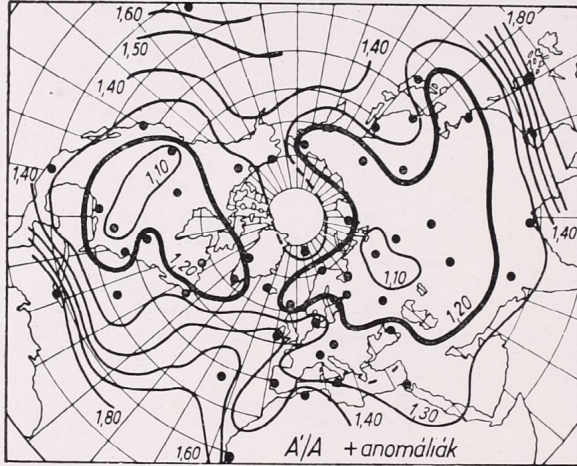
ismétlődések általában hosszabbak, mint függetlenség esetében volnának. Ez a tény arra mutat, hogy a vizsgált budapesti adatsorok nem tekinthetők független események láncolatának, s ez nem csak a napi adatoknál áll fenn, hanem (a hőmérsékletnél) még a több nap közepéből levezetett pentád és havi átlagok adatsorai is megőrzik ezt a tulajdonságukat, csupán az évi közép az, amely már úgy tekinthető, mint az előzményektől független események sorozata. A jelenség oka föltételezhetően abban keresendő, hogy a mérsékelt övben az általános légkörzés alapvető formái és ezzel együtt a cirkuláció jellege több napon és főbb vonásaiban több hónapon át bizonyos állandóságot mutatnak, ami pl. a hőmérsékleti advekcio jellegének hasonló állandósulásához vezethet. Az ismétlődések átlagos hosszúsága a téli félévben nagyobb mint

a nyári félévben ; e jelenség oka abban keresendő, hogy nyáron a szinoptikus folyamatok gyorsabbak mint télen, s így nyáron a szinoptikus szakaszok is rövidebbek, mint télen.

A napi adatoknál a hőmérsékleti anomáliák ismétlődésének átlagos hosszúsága nagyobb eltérést mutat a függetlenség esetében létrejövő átlagos hosszúságtól, mint a csapadékos és száraz napok, vagy a szeles napok ismétlődésének átlagos hossza. Ez arra mutat, hogy a hőmérsékletnél nagyobb egy megadott állapot függése az előzményektől, mint a csapadéknál, vagy a szélességnél. Hasonló

eredményre jutott Baur, németországi állomások hőmérsékleti és csapadéksorának szórását elemezve [2].

Összehasonlítva egymással a különböző tartamvalószínűségek észlelt és a függetlenség föltételezésével számított értékeit, megállapíthatjuk, hogy (a 4. adatsor kivételével) a vizsgált események észlelt tartamvalószínűségei nagyobbak, mint függetlenség esetén lehetnének, ami úgy jön létre, hogy a rövidebb ismétlődések száma kisebb, a hosszabbaké viszont nagyobb, mint az elméleti



1. ábra — Abb. 1.: A'/A értékei, + anomáliák — Werte A'/A, + Anomaliën

eloszlásból következne. Az is nyilvánvaló ezek után, hogy éghajlati viszonyaink mellett, ismerve valamely éghajlati jelenség előfordulási valószínűségét, tartamvalószínűségi táblázatot számítás útján — amely lényegesen rövidebb munka, mint a megfigyelési adatokból történő összeállítás — nem készíthetünk, mivel az eltérések nagyok lennének.

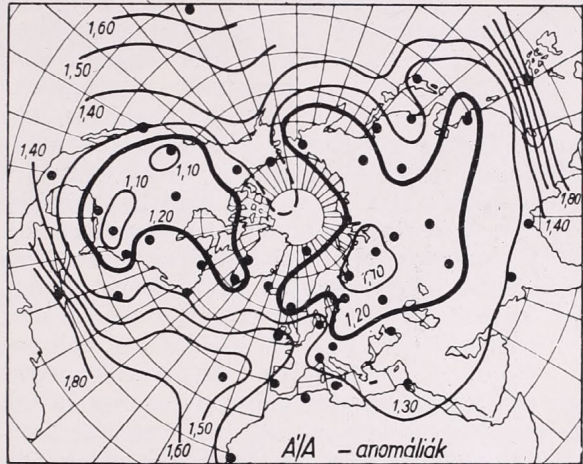
VII. TÁBLÁZAT

A sorozatok matematikai-statisztikai jellemzői

	N	p	A'	A	A'/A	σ_p, σ_q	Függetlens. intervallum	
Hőmérséklet	napi köz. téli félév +)	0,56	6,87	2,27	3,01	0,006	0,97—1,04	
								napi köz. téli félév -)
	napi köz. nyári félév +)	0,55	5,27	2,22	2,37	0,006	0,97—1,03	
								napi köz. nyári félév -)
	pentád köz. téli félév +)	0,53	3,62	2,13	1,69	0,008	0,95—1,05	
								pentád köz. téli félév -)
	pentád köz. nyári félév +)	0,51	2,70	2,04	1,33	0,008	0,95—1,05	
								pentád köz. nyári félév -)
	havi közép +)	0,51	2,48	2,04	1,21	0,011	0,93—1,07	
								havi közép -)
	évi közép +)	0,50	2,23	2,00	1,12	0,038	0,82—1,29	
								évi közép -)
	Száraz nap	18 262	0,62	3,73	2,63	1,42	0,004	0,97—1,03
Szeles nap, tél (XII-I-II)	5865	0,19	1,77	1,24	1,43	0,005	0,98—1,02	
Szeles nap, nyár (VI-VII-VIII)	5980	0,22	1,72	1,28	1,34	0,005	0,98—1,02	

A tartamvalószínűségek éghajlati jellemző voltáról úgy alkothatunk képet, ha különböző sorozatok tartamvalószínűségének jellemző értékeit térbeli eloszlásukban vizsgáljuk meg. Mint az előző részben kifejtettük, legcélszerűbb az A'/A hányados elemzése, miután annak segítségével az illető éghajlati sor belső szerkezetéről, annak egyik fontos sajátosságáról nyerünk fölvilágosítást. Ezért megvizsgáltuk az Északi Félgömb 53 állomásának 30 éves hőmérsékleti sorozata alapján a hőmérsékleti havi közepek pozitív és negatív anomáliáinak ismétlődéseit. Kiszámítottuk minden állomásra az A'/A értéket, s annak térbeli eloszlását a pozitív és negatív anomáliákra vonatkozóan az 1. és 2. ábrákon tüntetjük föl. A 0,0027 valószínűségi szintre számított függetlenségi intervallum minket érdeklő felső határa állomásonként igen csekély ingadozást mutat, és túlnyomó részben 1,19—1,22 értékek közé esik. Így az 1,20 számértékű egyenlőségi görbe (az ábrákon vastagabb vonallal van megjelölve) jól meghatározza a választóvonalat a függő és független hőmérsékleti sorok területi eloszlásánál.

A fölhasznált hőmérsékleti adatokat *Exner* egyik tanulmányából vettük [3], s azok az 1887—1916 közötti 30 esztendőből származnak. Ezen adatokat kiegészítettük még 4 sarkvidéki állomás 1921—40 közötti időszakból származó hőmérsékleti sorozatával.



2. ábra — Abb. 2.: A'/A értékei, — anomáliák —
Werte A'/A , — Anomalien

A közölt térképeket áttekintve a következőket állapíthatjuk meg: Az A'/A hányados legnagyobb értékei a trópusi övben észlelhetők. A trópusi övezettől észak felé haladva csökkenés mutatkozik, azonban a hányados legkisebb értékeit nem a sarkvidéken, hanem az ázsiai és észak-amerikai kontinens belsejében éri el. A sarki medencébe az Atlanti és a Csendes óceán felől nagyobb számértékű egyenlőségi görbék nyúlnak be, melyek mintegy kétfelé osztják a kisebb számértékű görbékkel körülhatárolt területet.

Az egyenlőségi görbék alakulásában bizonyos rendszer mutatkozik, melynek magyarázata véleményünk szerint a következő: a trópusi területen mutató viszonylag hosszabb időtartamú ismétlődések oka abban keresendő, hogy ezeken a területeken hiányoznak a jelentősebb advektív hatások, ezért az éghajlati elemek tehetetlensége nagy, s azok változásaiban hosszabb, főként a naptevékenységtől függő szakaszosságok jelentkeznek. Érdekes az Atlanti-óceán felől nagyjából a 30° W hosszúság mentén, a Csendes-óceán felől pedig a 160° W hosszúság mentén északra nyúló nagyobb számértékű terület. A jelenséget valószínűleg azzal magyarázhatjuk, hogy ezeken a területeken gyakran észlelhetők a nagyobb mértékű és hosszabb ideig fennálló délkörmenti hőkicszerelődést jelző magassági gerincek és teknők. Utalunk *Essenwanger* egy dolgozatára [4], amelyben kimutatja, hogy az 55° N széles-

ség mentén viszonylag nagyobb gyakorisággal észlelhetők magassági teknők és gerincek a 170° W, 120° W, $70-60^\circ$ W, 40° W és 20° W hosszúsági körök metszéseinél. Amint látjuk, a két Óceán felől északra nyúló nagyobb számértékű A'/A terület gerince nagyjából beleesik a magassági teknők és gerincek leggyakoribb előfordulási zónájába. Azokon a területeken tehát, ahol viszonylag gyakoriak a magassági topográfiák izohipszáinak erősebb délkörmenti deformációi, gyakoriak a hosszabb ideig fennálló hideg vagy meleg advekciónak, amelyek emelik az ismétlődések átlagos hosszúságát. A térképek még egy másik jelenségre is föl hívják a figyelmet, nevezetesen arra, hogy az anomáliák tartóssága a tengereken nagyobb, míg a kontinensek belsejében kisebb. A jelenség oka nyilván a tengerek és szárazulatok egymástól különböző hóháztartásában keresendő: a tengerek fölött mind a fölmelegedési, mind pedig a lehűlési folyamatok lassabban játszódnak le, mint a kontinensek fölött. Térképeink szerint az eurázsiai és az észak-amerikai kontinens belső részein az ismétlődések átlagos tartama olyan rövid, hogy az A'/A hányados értéke mind a pozitív, mind a negatív anomáliákra nézve (lényeges különbség a térképek szerint amúgy sincsen a pozitív és negatív anomáliákra számított A'/A hányados térbeli eloszlásában) alatta marad 1,20-nak, ezért ezeken a területeken a hőmérsékleti havi közepek anomáliái a véletlen törvényei szerint követik egymást, másszóval, ezeken a területeken hiányzik a hőmérsékleti havi közepeinek a távidőjelzésben fölhasználható tehetetlensége.

Röviden összefoglalva vizsgálatunk eredményeit: 1. Több hazai éghajlati adatsorról kimutattuk, hogy azok nem tekinthetők egymástól független események láncolatának. 2. Hőmérsékleti havi közepek anomáliáinak ismétlődéseit megvizsgálva az Északi Félgömb térségében, arra a megállapításra jutottunk, hogy az ismétlődések észlelt átlagos hosszúságának és a véletlen eloszlás szerint létrejövő átlagos hosszúságnak a viszonya éghajlati jellemzőnek tekinthető. A viszonyszám az éghajlat egy fontos szerkezeti sajátosságáról ad tájékozódást, nevezetesen arról, hogy az éghajlati jelenségek milyen mértékben függenek az előzményektől.

Véleményünk szerint ez a vizsgálati módszer nem csak félgömbi méretekre kiterjedő globális kép megrajzolására használható, hanem különböző adatsorokra való alkalmazása hazai éghajlatkutatásunk számára is nyújthat segítséget, éghajlatunk eddig még kevésbé ismeretes finomabb szerkezeti sajátosságainak föltárásával.

IRODALOM :

- [1] Szakács, Gy.-né : Csapadékös és csapadékmentes napok sorozatai Budapestről 50 évi megfigyelés alapján. Az Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XVIII. Beszámolók... Budapest 1953. 145 o.
- [2] Baur, F. : Die Dispersion meteorologischer Häufigkeitsverteilungen. Meteorologische Zeitschrift LXV. Braunschweig 1930. 381 o.
- [3] Exner, F. M. : Monatliche Luftdruck und Temperaturanomalien auf der Erde. Korrelationen des Luftdrucks auf Island mit dem anderer Orte. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. 1924. 307. o.
- [4] Essenwanger, O. : Statistische Untersuchungen über die Zirkulation der Westdrift in 55° Breite. Berichte des D. W. D. Nr. 7. Bad Kissingen, 1953.

A cirkuláció jellemzői európai makroszinoptikus helyzetekben

Összefoglalás. A tanulmány az európai makroszinoptikus helyzetek cirkulációs viszonyaival foglalkozik, oly módon, hogy az 500 mb-os abszolút topográfiák alapján kiszámítja a magassági áramlás zónális és meridionális összetevőit, meghatározza azok eredőjét, valamint a két összetevő hányadosát. A vizsgálatok a közép- és kelet-atlanti, továbbá a nyugat- és közép-európai térségre vonatkoznak. A szerző kifejti, hogy a makroszinoptikus helyzetek ilyen módon történő jellemzése alkalmas eljárás lehet a helyzetek definíciójának objektívvá tételére.

★

Characteristics of the circulation in European large-scale weather situations. The author discusses circulatory conditions of European large-scale weather situations by computing on the basis of absolute contour maps of the 500 mb level the zonal and meridional components of the upper-air current and by determining their resultant and also the quotient of the two components. The investigations relate to Middle- and East-Atlantic, West- and Middle-European areas. The characterisation of large-scale weather situations by means of the above method is found to be suitable to a more objective definition of the types of situations.

★

Makroszinoptikus helyzetben *Baur* „a vizsgált térséget borító levegő összállapotának azon vonásait“ érti, „amelyek több napon át fennállanak és egyes részterületek időjárására nézve mértékadó“. E meghatározás 1937 óta ismeretes, s az idők során igen értékesnek bizonyult. A „makroszinoptikus helyzet“ kifejezéssel *Baur* olyan komplex fogalmat alkotott, amely lehetővé teszi, hogy többnapos időtartamra egy szóval adjuk meg a nagyvonalú légnyomáseloszlást, a talajon és a magasban, és ezzel a légtömegek eloszlását és áthelyeződését, a hőmérséklet és csapadékviszonyokat, stb.

Mint hogy a „makroszinoptikus helyzet“ fogalma először Középeurópában született meg, érthető, hogy e helyzetek első definíciói Európa és az Északi-Atlantikum Európával határos keleti részének földrajzi térségében keletkeztek; a definíciók súlypontja Középeurópában volt. Tíz makroszinoptikus helyzetet határozhatunk meg, nyolcat a Középeurópa felé irányuló nyolc áramlási mező, illetve frontálzóna kiterjeszkedés szerint (Észak, Északnyugat, Nyugat, Délnyugat stb.), kettőt pedig a Középeurópa felett levő nagy- vagy kisnyomású centrum alapján. A legfontosabb makroszinoptikus helyzeteket azután a nyomáseloszlás sajátosságai szerint alcsoportokba osztották: legtöbbször még aszerint, hogy túlnyomóan ciklonális vagy anticiklonális befolyást gyakorolnak-e a vonatkozó térségre. Az 1. táblázat áttekintést nyújt a jelenleg a napi szolgálatban alkalmazott makroszinoptikus helyzetekről.

A helyzetek meghatározása mindenekelőtt szubjektív módon történt a makro-térség légnyomáseloszlási képe és a fő-frontálzónák helyzete alapján. Jelen vizsgálat során arra törekedtünk, hogy a meghatározásra objektív módszert találjunk, ezért kísérletet teszünk, hogy a cirkulációt jellemző mennyiségek bevezetésével objektív módon soroljuk be az egyes helyzeteket.

* A tanulmány szerzője dr. Paul Hess kormánytanácsos, a Német Meteorológiai Szolgálat Központi Intézetének meteorológusa (Frankfurt am Main).

I. TÁBLÁZAT

Makroszinoptikus típus	Makroszinoptikus helyzet	Irányítási központ, főfrontálzóna
Észak (N)	Északi helyzet (Na, Nz)	Frontálzóna, Izland — Középeurópa
	Nagynyomású centrum az Északi tenger felett (HNa, HNz)	A magassági térképeken lévő nagynyomású centrum Izland és Skócia között. Középeurópa felé kiterjeszkedéssel (HNa), vagy kiterjeszkedés nélkül (HNz).
	Nagynyomású centrum a Brit szigetek fölött	A magassági térképeken lévő nagynyomású centrum a Brit szigetek felett vagy attól nyugatra, Középeurópa északnyugati részéig terjedően
Északnyugat (NW)	Északnyugati helyzet (NwA, NWz)	Nagynyomású centrum a keleti Atlantikum felett. Frontálzóna az északi Atlantikumtól Nyugat-orszáig
	Teknő Középeurópa felett	A tekno tengelye nagyjából a keleti hosszúság 5—15° között
Nyugat (W)	Anticiklonális nyugati helyzet (Wa)	Élénk nyugati áramlás 55° N-től északra
	Ciklonális nyugati helyzet (Wz)	Élénk nyugati áramlás 50° N-től északra
	Déli nyugati helyzet (Ws)	Az egyes áramlási rendszerek magvai Középeurópa felett vonulnak át, Izlandnál nagyobb nyomás
Délnyugat (SW)	Délnyugati helyzet (SWa, SWz)	Frontálzóna az azori térségtől Skandináviáig
	Teknő Nyugateurópa felett (TrW)	A tekno tengelye nagyjából a 10° W és 5° 0 között
	Szögleteszerű nyugati helyzet (Ww)	Az Atlantikum fölött élénk nyugati helyzet, éles beszögellés Középeurópa felett, blocking helyzet Kelet- vagy Északkeleteurópa felett déli áramlással
Dél (S)	Déli helyzet (Sa, Sz)	Frontálzóna a Földközi tengertől az Északi tengerig. Nagynyomás Keleteurópa felett.
	Kisnyomású centrum a Brit szigetek felett (TB)	Középponti ciklon a Brit szigeteknél vagy azoktól kissé nyugatra.
Délkelet (SE)	Délkeleti helyzet (SEa, SEz)	Nagynyomás Délkeleteurópától Izland vidékéig. Kisnyomás Biskaya felett.

Makroszinoptikus típus	Makroszinoptikus helyzet	Irányítási központ, főfrontálzóna
Kelet (E)	Nagynyomás Fennskandia felett (HFa, HFz)	A magassági térképeken levő nagy nyomású centrum többnyire Dél-skandinávia felett, kiterjeszkedés Középeurópa felé (HFa) vagy kisnyomású centrum hideg légcsepp) Középeurópa fölött (HFz).
	Nagynyomás az tenger-Fennskandia felett (HNFa, HNFz)	A magassági térképeken levő nagy nyomású centrum többnyire az Éstaki tenger fölött. Talajon magas nyomás Izlandtól Finnorszáig, kiterjeszkedés Középeurópa felé (HNFa) vagy a magassági térképeken levő kisnyomású centrum (hideg légcsepp) Középeurópa felett (HNFz).
Északkelet (NE)	Északkeleti helyzet (NE)	Nagynyomású rendszer az Azori szigetektől Skandináviáig. Télen és tavasszal gyakran hideg légcsepp Középeurópa felett.
Nagynyomású centrum Középeurópa felett (HM)	Nagynyomású centrum Középeurópa felett (HM)	A magassági térképeken levő nagy nyomású centrum vagy állandósult nagy nyomású ék Középeurópa nyugati része felett.
	Zonális nagy nyomású híd Középeurópa felett (BM)	Zonális nagy nyomású rendszer az Atlantikum középső részétől Nyugatoroszországig. A hídtól északra nyugati helyzetek.
Kisnyomású centrum Középeurópa felett (TM)	Kisnyomású centrum Középeurópa felett (TM)	A magassági térképeken levő kisnyomású centrum Középeurópa nyugati része felett, gyakran Vb-szerű felsiklási helyzetekkel Dél-németország felett.

Egy áramlási mezőt első közelítésben a meridionális és zónális áramlási összetevők, valamint e két mennyiség arányának megadásával lehet meghatározni. Valamely helyzet összintenzitásának mértékéül mindkét összetevő összegét vehetjük. Természetszerűleg több lehetőség áll rendelkezésünkre ahhoz, hogy ezeket a mennyiségeket egy előre megadott térre vonatkozóan kiszámítsuk. Jelen vizsgálat során kiszámítottuk az 500 mb-os felületen levő geosztrofikus szél közepes zónális (v_{gz}) és meridionális (v_{gm}) összetevőit külön-külön a közép- és kelet-atlanti térre (az északi szélesség 65 és 40 foka, valamint a nyugati hosszúság 50 és 10 foka között) és Nyugat-, valamint Középeurópa számára (az északi szélesség 65 és 40 foka és Nyugat 10° valamint Kelet 30° között) (1 ábra). A kiszámítás úgy történt, hogy az adott területeken keskeny zónális, illetve meridionális sávokat közepeltük. A gyakorlati tapasztalatból kiindulva, — amely szerint Európa számára a zónális cirkuláció a nyugati összetevővel egyértelmű, míg keleti áramlások csak meridionális helyzeteknél lépnek fel, a v_{gz} -hez csak a nyugati összetevőknek a keleti összetevőkkel szemben mutatkozó többletét vettük, tehát a nyugati összetevőket pozi-

tív, a keleti összetevőket negatív előjelekkel láttuk el. A meridionális összetevőknél ezzel szemben az északi- és déli komponensek abszolút értékeit összeadtuk, miután mindkettő egyértelmű a meridionális összetevő megállapításához. Ha pl. a déli komponensekhez pozitív, az északiakhoz pedig negatív értékeket rendelnénk, előfordulhatna, hogy egy megadott térségben erős, egyenlő nagyságú, de ellentétes meridionális összetevők esetén az összeg nulla lenne és így az erős meridionális cirkuláció ellenére sem lehetne azt kifejezni. A $q = v_{gz}/v_{gm}$ viszony használható mértéket ad a cirkuláció jellegének megkülönböztetésére. Ha a $v_{gz} > v_{gm}$, tehát a $q > 1$, akkor a cirkuláció túlnyomóan zónális, ha pedig $v_{gz} \leq v_{gm}$, tehát a $q \leq 1$, akkor túlnyomóan meridionális.

Az adott v_{gz} , v_{gm} , q és $I = v_{gz} + v_{gm}$ cirkulációt jellemző mennyiségekre nézve 1947. január 1. óta napi értékek állnak rendelkezésre: mint említettük, a két részterületre — az Atlantikumra és Európára — vonatkozóan külön-külön történtek a számítások. Ebből az anyagból az egyes makroszinoptikus helyzetekre és makroszinoptikus típusokra nézve mindenekelőtt havi közép-

2. TÁBLÁZAT. A cirkulációt jellemző mennyiségek az egyes makroszinoptikus helyzetekben

A táblázat az egyes makroszinoptikus helyzetek ciklonális és anticiklonális formáit egybevonva tünteti fel.

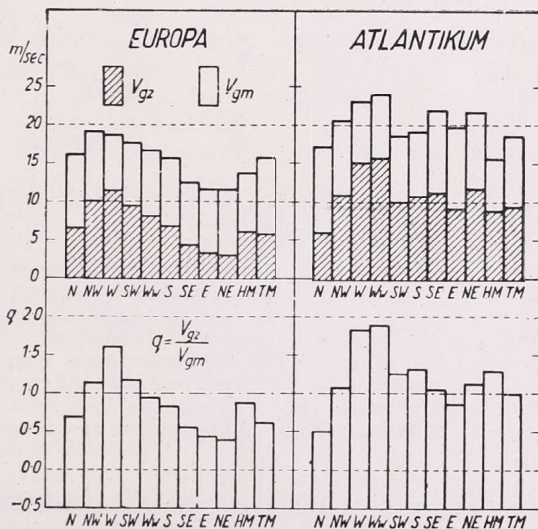
Makroszinoptikus		Európa				Atlantikum			
típus	helyzet	v_{gz}	v_{gm}	q	I	v_{gz}	v_{gm}	q	I
N	HB	5,0	10,1	0,50	15,1	7,5	11,5	0,65	19,0
	HN	6,4	7,9	0,81	14,3	3,2	11,0	0,29	13,2
	N	8,4	11,4	0,74	19,8	7,2	11,5	0,63	18,7
N közép		6,6	9,8	0,67	16,4	5,7	11,3	0,50	17,0
NW	NW	10,1	9,4	1,08	19,5	10,6	9,8	1,08	20,4
	TrM	10,3	8,8	1,17	19,1	10,6	9,7	1,09	20,3
NW közép		10,2	9,1	1,12	19,3	10,6	9,8	1,08	20,4
W	W, Ws	11,6	7,2	1,61	18,8	14,9	8,1	1,85	23,0
SW	SW	10,3	8,0	1,29	18,3	9,7	5,5	1,63	15,2
	TrW	8,9	8,5	1,04	17,4	10,0	11,8	0,88	21,8
SW közép		9,6	8,2	1,16	17,8	9,8	8,6	1,26	18,5
Ww		8,3	8,5	0,97	16,8	15,6	8,3	1,88	23,9
S	TB	8,0	8,7	0,93	16,7	11,7	9,3	1,26	21,0
	S	6,1	8,9	0,69	15,0	9,5	7,6	1,39	17,1
S közép		7,0	8,8	0,81	15,8	10,6	8,4	1,32	19,0
SE	SE	4,5	8,1	0,55	12,6	11,2	10,6	1,06	21,8
E	HF	3,8	8,8	0,43	12,6	12,4	10,4	1,19	22,8
	HNF	3,1	7,7	0,40	10,8	6,2	10,6	0,58	16,8
E közép		3,4	8,2	0,42	11,7	9,3	10,5	0,88	19,8
NE	NE	3,3	8,4	0,40	11,7	11,8	10,2	1,16	22,0
HM	HM	5,6	6,9	0,82	12,5	5,9	4,5	1,18	10,4
	BM	7,2	7,6	0,95	14,8	12,1	8,6	1,41	20,7
HM közép		6,4	7,2	0,64	13,6	9,0	6,6	1,30	15,6
TM	TM	6,2	9,7	0,64	15,9	9,4	9,4	1,00	18,8

értékeket, majd ezekből évi középértékeket számítottunk ki: ezeket a 2. táblázat tünteti fel.

A makroszinoptikus típusokhoz az egyes cirkulációt jellemző mennyiségeket a 2. ábra mutatja be. A szögletszerű nyugati helyzetet, amely az Atlanti-
 tikum felett tisztán zónális, az európai szárazföld felett pedig erősen meridionális, — a ciklonális hajlaspont átlagosan a 10° keleti hosszúságnál van — és ezért a 10 makroszinoptikus típus valamelyikébe való besorolása nehézségekkel jár, külön tárgyaltuk. Az erős déli összetevő miatt az európai térségre vonatkoztatva a délnyugati és déli makroszinoptikus típusok közé, az Atlantikum térségére vonatkoztatva pedig a nyugati és délnyugati típusok közé soroltuk. Egyébként a helyzetek sorrendjének megállapítását földrajzi szempontok szerint végeztük el: irányadónak azt az égtájat vettük, amelyből a főfrontálzóna és ezzel együtt az alapáramlás Középeurópa felé irányul. Első helyen állanak az északi helyzetek különböző alfajakkal, ezután következnek az északnyugati-, nyugati-, délnyugati helyzetek stb. Végül jönnek azok a helyzetek, amelyekben Középeurópa felett nagy- vagy kisnyomású központ található és amelyek általában nehezen sorolhatók valamely uralkodó áramlási irányhoz. Érdekes módon megállapítható, hogy a cirkulációt jellemző mennyiségek az európai térségben majdnem egészen pontosan ehhez a földrajzi sorrendhez alkalmazkodnak. A legnagyobb zónális értékek természetesen a nyugati helyzeteknél lépnek fel, legkisebbek pedig olyan helyzeteknél, amelyeknél „blocking“ alakul ki Észak- és Keleteurópa térségében (Délkeleti- Északkeleti helyzetek). A meridionális összetevőknél a különbségek nem túl nagyok, az erőviszonyok azonban világosan láthatóan fordítottak. A legerősebb cirkuláció ($v_{gz} + v_{gm}$ összege) a hangsúlyozottan nyugati



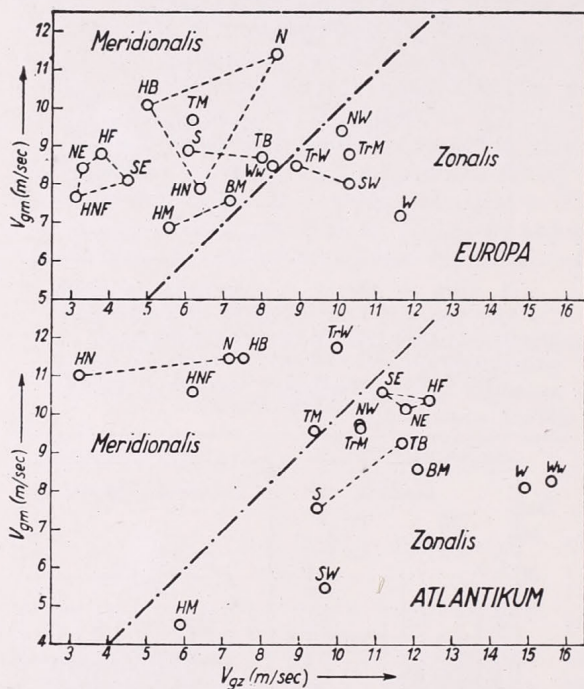
1. ábra — Abb. 1. A cirkulációt jellemző v_{gz} , v_{gm} , q és I mennyiségek kiszámításánál alapul vett atlanti és európai szektor. — Ausschnitte Atlantik und Europa, für welche die Zirkulationsgrößen v_{gz} , v_{gm} , q und I berechnet wurden



2. ábra — Abb. 2. A makroszinoptikus típusok cirkulációt jellemző mennyiségei Európára (balról) és az Atlantikumra (jobbról). — Zirkulationsgrößen der Großwettertypen für Europa (links) und Atlantik (rechts)

ter-
 mészetszerűen a nyugati helyzeteknél lépnek fel, legkisebbek pedig olyan helyzeteknél, amelyeknél „blocking“ alakul ki Észak- és Keleteurópa térségében (Délkeleti- Északkeleti helyzetek). A meridionális összetevőknél a különbségek nem túl nagyok, az erőviszonyok azonban világosan láthatóan fordítottak. A legerősebb cirkuláció ($v_{gz} + v_{gm}$ összege) a hangsúlyozottan nyugati

összetevővel bíró helyzetekben (északnyugat-délnyugat) mutatkozik, míg a keleti helyzetek észrevehetően kisebb cirkulációs összetételeket adnak. Európa ciklonális alacsony nyomású centrum-helyzetében (TM) és az északi helyzetekben a v_{gz} , v_{gm} , q , és I értékek majdnem teljesen megegyeznek, s ez a két helyzetet szoros kapcsolatára vall; a TM többnyire az északi helyzetekből fejlődik ki. Az Atlantikum felett a helyzet némileg más. A legfigyelemremélőbb az a tény, hogy mind a kontinentális nyugati-, mind a keleti helyzeteknél a nyugati összetevők az Atlantikum felett igen nagyok és egymás között csak kevésbé térnek el. A legmagasabbak az értékek a szögletes nyugati helyzetben (Ww), amely kifejezetten kontinentális blocking-ot tartalmaz. Ebből arra következtethetünk, hogy mindazok a makroszinoptikus helyzetek, amelyek az északi és keleti kontinens fölött blocking hatást fejtenek ki (Ww, S, SE, HF és NE), az Atlantikum felett nagy zónális sebességgel és ebben a térségben egyúttal erős általános cirkulációval kapcsolatosak. Egyes előzetes vizsgálatok alapján valószínűnek látszik, hogy az erős atlanti zónális cirkuláció egyenesen előfeltétele annak, hogy a kontinens felett blocking hatás jöjjön létre. A legkisebb atlanti zónális értékek természetesen



3. ábra — *Abb. 3.* Európa makroszinoptikus helyzeteinek elhelyezkedése a zónális, ill. meridionális mezőben az európai (fent) és az atlanti (lent) szektorra számított v_{gm} (ordináta) és v_{gz} (abszcissza) összetevők alapján. — *Feldarstellung der Großwetterlagen Europas für die Ausschnitte Europa (oben) und Atlantik (unten).* Als Abszissen sind die v_{gz} -Werte, als Ordinaten die v_{gm} -Werte der einzelnen Großwetterlagen eingetragen

rúleg az északi helyzetekben mutatkoznak, beelértve az Izlandnál már blocking hatást kifejtő Északi tenger—Fennoskandinávia feletti nagynyomású helyzetet (HNF). Az atlanti zónális összetevő a középeurópai nagynyomású centrum-helyzetnél (HM) is csekély, az északi helyzetektől azonban abban tér el, hogy az I összintenzitás is csak gyengén jut kifejezésre. Tartós középeurópai nagynyomású helyzetek csak akkor maradnak fenn, ha az atlanti és az európai tér feletti általános cirkuláció kicsiny. Másként áll a helyzet a Középeurópán átnyúló zónális magasnyomású hídnál: ennek az Atlantikum felett jóval erősebb zónális komponense van.

A makroszinoptikus helyzetek cirkulációs viszonyait más formában mutatja be a 3. ábra Európára (fent) és az Atlantikumra (lent) vonatkozóan. Az egyes makroszinoptikus helyzeteket koordináta-rendszerben tüntettük

fel, amelynek abszcisszái a v_{gz} zónális összetevőket, ordinátái a v_{gm} meridionális összetevőket tartalmazzák. A $v_{gz} = v_{gm}$, illetve $q = 1$ egyenes a mezőt egy zónális (jobbra lenn) és egy meridionális (balra fenn) részre osztja. Az északi helyzetek az európai és az atlanti szektorokra nézve egyaránt a meridionális részben vannak, a nyugati helyzetek pedig egyöntetűen a zónális mezőben. A szögletszerű nyugati helyzet itt is kettős arculatú: Középeurópa tekintetében éppen csak hogy meridionális, az Atlantikum felett pedig a legzónálisabb. Ugyanez áll a többi blocking helyzetre, a délkeleti, keleti és északkeleti helyzetekre: kivétel itt az Északi tenger-Fennoskandinávia feletti nagynyomású-helyzet (HNF), amely az Atlantikum feletti magassági nyomáseloszlást tekintve az északi helyzetekhez számít. A magassági térképeken mutatkozó irányító nagynyomású centrum majdnem mindig a zérusmeridiántól nyugatra fekszik és a mag csak a talaj felett nyúlik egészen Finnországig. Ettől a kivételtől eltekintve valamennyi blocking-helyzet Európa fölött a meridionális mezőbe, az Atlantikum fölött pedig a zónális mezőbe esik. Meridionális összetevőjük mindenestre majdnem ugyanolyan nagy, mint az északi helyzetek összetevői. A központi középeurópai nagynyomás mindkét részterületen gyenge összetevőkkel jár együtt, míg a zónális nagynyomású híd (Középeurópa felett) erős zónális atlanti összetevőt mutat és ott a nyugati helyzetekhez számít.

A makroszinoptikus helyzeteknek itt ismertetett, számértékekkel való jellemzése első kísérlet arra vonatkozóan, hogy a meghatározásokat objektívvá tegyük.

Az egyes makroszinoptikus helyzetek szórási területeinek átvágása (a 3. ábrán nincs megrajzolva) még nem jelenti azonban azt, hogy a helyzeteket tisztán számértékek alapján egyértelműen besorolhatjuk. További jellemző cirkulációs mennyiségeket kell felhasználnunk. Ilyenek pl. a meridionális kiterjedésű szűkebb részterületek tekintetében az irányított komponens értékek — tehát északi és déli összetevő szerint (az előjel figyelembevételével) felosztott értékek. A legerősebb magassági szelek (a frontálzóna futóáramlása) helyzetének pontosabb meghatározása céljából a további zónális felosztás is valószínűleg exaktabb besorolást tesz lehetővé. A makroszinoptikus helyzeteknek több cirkulációs mennyiséggel való finomabb meghatározására az előmunkálatok már megtörténtek, úgyhogy ezekről valószínűleg hamarosan beszámolhatunk.

IRODALOM :

- [1] *Baur, F.* : Die Bedeutung der Stratosphäre für die Grosswetterlage. Met. Zeitschr. 53, 237. old., 1937.
- [2] *Baur, F., Hess, P., Nagel, H.* : Kalender der Grosswetterlagen Europas 1881—1943, Bad Homburg v. d. H., 1944.
- [3] *Hess, P., Brezowsky, H.* : Katalog der Grosswetterlagen Europas, Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Nr. 33 (Bad Kissingen, 1952).

Vizsgálatok egy hazai talajfelszín sugárzási mérlegéről

Összefoglalás. A munka az 1953—1955. években Erdőhátpusztán végzett talajfelszíni hőháztartás-mérések sugárzási részének éghajlati feldolgozását adja. Közli a felszín által elnyelt sugárzás, az effektív kisugárzás, a légköri visszasugárzás, illetőleg a sugárzási mérleg évi menetét és az évi sugárzás-összegeket. Külön foglalkozik a negatív sugárzásmérlegű időszakokkal. A kapott évi sugárzásmérleg elég jól beleilleszkedik a külföldi, főleg szovjet kutatók által térképezett területi rendbe.

★

Исследования по радиационному балансу произведенные в одной местности Венгрии. Статья содержит климатическую обработку радиационной части измерений по тепловому балансу земной поверхности произведенных в Эрдэхатпушта. Автор исследует годовой ход радиации поглощенной поверхностью, а также ход эффективного излучения, обратного излучения атмосферы, и радиационного баланса, и кроме этого годовые суммы радиации. Статья занимается также с периодами негативного радиационного баланса. Полученный годовой радиационный баланс довольно хорошо приходится в территориальный режим, картографированный иностранными — главным образом советскими — исследователями.

★

Hazai talajfelszíneink sugárzási mérlegére vonatkozó vizsgálatok éghajlati jelentőségét az a tény adja meg, hogy nemcsak a makroklima egyik tényezőjének megismeréséhez jutunk közelebb, hanem elsőrendű a kérdésnek mikroklímátikus vonatkozása is. A mikroklímának egyik irányítója ugyanis a talajfelszín hőháztartása, a sugárzási mérleg viszont ezen utóbbinak komponense.

Sugárzási mérlegen a felszín által elnyelt sugárzás és a kibocsátott sugárzás különbségét értjük:

$$S = (1 - A) \cdot (S_n + S_\delta) + \varepsilon (S_k - S_v)$$

ahol S a felszín sugárzásmérlege, A az albedója, S_n a napsugárzásnak S_δ az égboltsugárzásnak grammkalóriákban kifejezett mennyisége, ε a felszín hosszúhullámú emisszió képessége, S_k a felszínével egyező hőmérsékletű abszolút fekete test által emittált sugárzás, S_v a légkör hosszúhullámú visszasugárzása.

A mérések az erdőhátpusztai mikroklímakutató állomáson történtek az 1953—54—55. években. Az észlelt anyag a nappali időszakban végzett kétóránkénti mérésekből áll, kivéve az 1955-ös esztendő, amikor a mérések éjjelnappal kétóránként folytak. A többi időszak éjszakai sugárzásmérlegét az este 21 órai és a reggeli adat segítségével végzett interpoláció révén számítottuk ki.

Az állomás felszíne növényzet nélküli; anyaga vályogos agyag, barna mezősegi talaj. Albedójának a számításokban használt értékei:

száraz állapotban	0,18
nedves állapotban	0,12
hóréteg esetén	0,60
olvadó hó esetén	0,50
hófolt esetén	0,36

A felsorolásban az első két albedóérték, amely száraz és nedves talaj-állapotra vonatkozik, mérések eredménye. A hóval kapcsolatos albedóértékek a számítások során alkalmazott középértékek, amelyeket albedó mérések hiányában használtunk. ε -t, a felszín hosszúhullámú emisszióképességét nem volt módunkban meghatározni, ezért Falckenberg [1] és Gajewski nyomán [2] 0,95 értéket tételeztünk fel.

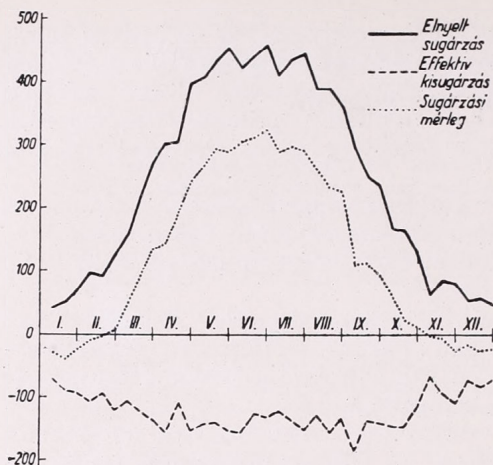
A nap- és égboltsugárzás mérése Robitzsch aktinográffal történt. Az $S_k - S_v$ effektív kisugárzást derült időre az Angström-féle tapasztalati képlet alapján határoztuk meg [3]. A felhőzet figyelembevételére az Asklöf-féle tapasztalati formula segítségével történt.

Az 1953—54—55. évekből számított sugárzási mérleg átlagértékeket az év egyes dekádjaira vonatkoztatva az I. táblázat tartalmazza. A táblázatban a sugárzási mérleg értékein kívül fel van tüntetve a felszín által elnyelt sugárzás, valamint a felszín effektív kisugárzása is.

Látható, hogy az elnyelt direkt + diffúz sugárzás a szokásos évi menetet mutatja, együtt halad a napmagassággal. Az effektív kisugárzás már eltér ettől. A minimum novemberben, a maximum április és szeptember hónapokban van. A dekádközepék évi menete — úgy látszik, a három esztendő elég

I. TÁBLÁZAT. Az elnyelt nap- és égboltsugárzás, az effektív kisugárzás és a sugárzás-mérleg átlagértékei az 1953-54-55-ös évekből (gal/cm² nap).

	január			február			március		
	1—10	11—20	21—31	1—10	11—20	21—28	1—10	11—20	21—31
Elnyelt sugárzás :	41	50	69	96	93	127	157	218	272
Effektív kisugárzás :	-72	-90	-94	-106	-94	-121	-107	-123	-137
Sugárzási mérleg :	-31	-40	-25	-10	-1	6	50	95	135
	április			május			június		
	1—10	11—20	21—30	1—10	11—20	21—31	1—10	11—20	21—30
Elnyelt sugárzás :	302	304	396	407	433	452	421	439	456
Effektív kisugárzás :	-158	-109	-154	-142	-140	-154	-116	-127	-133
Sugárzási mérleg :	144	195	242	265	293	298	305	312	323
	július			augusztus			szeptember		
	1—10	11—20	21—31	1—10	11—20	21—31	1—10	11—20	21—30
Elnyelt sugárzás :	410	435	442	389	389	360	295	249	234
Effektív kisugárzás :	-122	-138	-152	-128	-156	-135	-185	-138	-140
Sugárzási mérleg :	288	297	290	261	233	225	110	111	94
	október			november			december		
	1—10	11—20	21—31	1—10	11—20	21—30	1—10	11—20	21—31
Elnyelt sugárzás :	168	165	129	64	86	81	55	57	48
Effektív kisugárzás :	-106	-146	-116	-65	-92	-108	-71	-82	-71
Sugárzási mérleg :	62	25	13	-1	-6	-27	-16	-25	-23



1. ábra : Az elnyelt nap- és égboltsugárzás, az effektív kisugárzás és a sugárzási mérleg évi menete

kevés, — erősen cik-cakkos. De határozottan látszik a tavaszi és őszi maximum. Az effektív kisugárzás nyári visszaesésében feltehetőleg a nedvesebb nyári monzunális tengeri légtömegek játszanak szerepet. Megerősítik ezt a havi középértékek adatai is (II. táblázat), amelyek szerint a májusi maximum után azonnal következik a júniusi másodminimum, és a nyári alacsonyabb értékek után csak szeptemberben haladja meg az effektív kisugárzás a májusi értéket. A havi közepek minimuma az erősen borult decemberben van (1. ábra).

is negatív értékű. A dekádközepek november első dekádjától február középső dekádjáig negatív előjelűek. Február utolsó dekádját is csak kicsiny számértékű pozitív előjelű mérleg jellemzi.

A sugárzási mérleg november-től februárig havi középben

II. TÁBLÁZAT. Az elnyelt nap- és égboltsugárzás, az effektív kisugárzás és a sugárzási mérleg havi átlagértékei az 1953–54–55-ös évekből (cal/cm² nap).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
Elyelt sugárzás :	54	102	216	334	431	439	429	379	260	154	77	54
Effektív kisugárzás	-89	-107	-122	-140	-145	-126	-137	-141	-154	-121	-88	-74
Sugárzási mérleg :	-35	-5	94	191	284	313	292	238	106	33	-11	-20

A léghőmérséklet alakulásának fő irányítója a felszín sugárzásmérlege. Ezért a negatív sugárzásmérlegű hónapokat behatóbb elemzésnek vetjük alá. A középértékeken túl meg kell vizsgálnunk, hogy a negatív sugárzásmérlegű napok milyen gyakorisággal fordulnak elő (III. táblázat).

III. TÁBLÁZAT. A negatív sugárzásmérlegű napok százalékos gyakorisága az egyes dekádkokban.

szeptember			október			november			december		
1–10	11–20	21–30	1–10	11–20	21–31	1–10	11–20	21–30	1–10	11–20	21–31
13	0	3	3	20	43	30	57	66	72	72	73
január			február			március					
1–10	11–20	21–31	1–10	11–20	21–28	1–10	11–20	21–31			
72	90	86	47	50	33	10	3	0			

Táblázatunk szerint a pozitív mérlegű március, szeptember és október hónapokban is előfordulnak negatív sugárzásmérlegű napok. Kérdés : vajon ezek a derült napok-e? Ezzel kapcsolatban a IV. táblázatban közöljük a derült

napok sugárzásmérlegének havi átlagértékeit. Dekádközepok a derült napok csekély száma miatt nem voltak megadhatók.

IV. TÁBLÁZAT. *Derült napok sugárzásmérlegének havi átlagértékei (gcal/cm² nap).*

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
-82	-25	100	255	295	411	328	281	111	25	-27	-104

Bár a havi középértékek pontos időbeli elhatárolást nem tesznek lehetővé, feltehetjük, hogy a derült napok mérlege márciustól október első feléig aligha lehet negatív. Amint az egyes esetek mutatják, ezen időszakban csupán a nappal borult, éjjel derült napok lehetnek negatív sugárzási mérlegűek. A három évben előforduló teljesen derült napok kicsiny száma nem teszi lehetővé, hogy az egyes levegő fajták eltérő viselkedését e szempontból megvizsgáljuk.

Meg kell jegyezni, hogy a sugárzási időjárásban kialakuló hőmérsékleti viszonyokra kizárólag a felszín sugárzási mérlege alapján nem következtethetünk, ugyanis ez a felszíni hőháztartásnak csupán egy komponense. Ahhoz, hogy a levegőnek átadott, illetve abból elvont hő mennyiségéről tájékozódhassunk, szükséges a másik két komponens, a párolgási és a talajelvezetési komponensek értékeit is ismernünk. Feltehetőleg, a sugárzási időjárásban a sugárzással kapott hőből párolgásra általában tekintélyes hőmennyiség használdódik el [4, 5].

Bár fenti táblázataink tartalmazzák az effektív kisugárzás értékeit, azonban érdekesség kedvéért, a légkör üvegházhatásának jellemzésére közlöm, a légköri hosszuhullámú visszasugárzásból a felszín által elnyelt energia átlagértékeit is, összehasonlítva az elnyelt direkt + diffúz napsugárzás mennyiségével.

V. TÁBLÁZAT. *A felszín által elnyelt direkt és diffúz napsugárzás és a légköri visszasugárzás átlagértékei (gcal/cm² nap).*

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
Elnyelt nap- és égboltsugárzás	54	102	216	334	431	439	429	379	260	154	77	54
Visszasugárzás	536	528	570	607	658	716	725	711	646	621	594	572

Az V. táblázatból látható, hogy a légkör visszasugárzásának átlagos napi összegei az egész év folyamán jelentősen nagyobbak, mint a napsugárzásból érkező energia mennyiségek. Télen a visszasugárzás kb. tízszerese az elnyelt rövidhullámú sugárzásnak. Ennek a nagy különbségnek oka az, hogy a légkör visszasugárzása egész napon át szünet nélkül tart, míg a napsugárzás csak a nappal tartama alatt. Azonkívül mint ismeretes, a légköri visszasugárzás nagy mennyisége annak is következménye, hogy a földfelszín és a légkör közötti sugárzás-forgalomban ugyanaz az energia mennyiség többször vesz részt (a földfelszín és a légkör mintegy labdázna a sugárzással).

Az évi sugárzás-összegek összehasonlítása is tanulságos:

Elnyelt nap- és égboltsugárzás	89 000 gcal/cm ² év
A felszín kisugárzása	272 000 „ „
A légkör visszasugárzása	228 000 „ „
Effektív kisugárzás	44 000 „ „
A felszín sugárzási mérlege	45 000 „ „

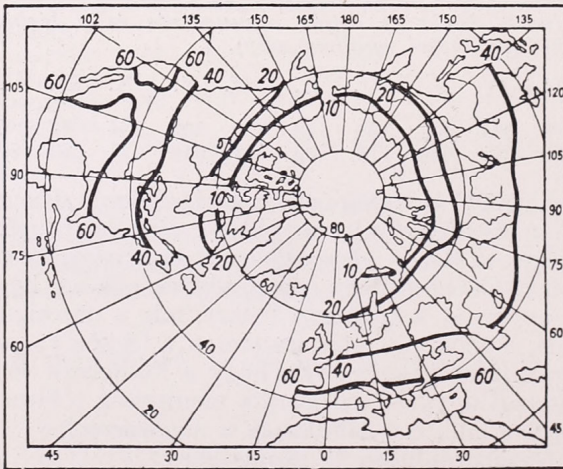
A nap- és égboltsugárzás elnyelt mennyiségének számértékénél figyelembe kell vennünk, hogy ez a mennyiség már a felszín albedójával csökken-

tett érték. Ugyanez vonatkozik a légköri viaszugárzás mennyiségére is, amely szintén, mint a felszín sugárásmérlegének egyik tagja, a felszín hosszúhullámú emisszió képességével (0,95) van szorozva, tehát kisebb érték mint a légkörből a földfelszínre érkező hosszúhullámú sugárzás mennyisége. Évi összegben kb. két és félszerese a Naptól érkező energia mennyiségnek. Ez az arány megfelel *Baur—Philips* északi féltekére vonatkozó hőháztartás sémájának *Albrecht* [6], *Budükó, Jugyin* [7], stb. által javított arányának. Az összehasonlítás kedvéért közlöm *Budükó* által az északi féltekére szélességi övenként felbontott sugárzási mérleg értékeket.

VI. TÁBLÁZAT. Szárazföldi felszín sugárzási mérlege övezetes összcállításban, *Budükó* nyomán ($gcal/cm^2$ év).

Földrajzi szélesség	Sugárzási mérleg
0—10	80 000
10—20	70 000
20—30	61 000
30—40	58 000
40—50	44 000
50—60	30 000
60—90	9 000
0—90	47 000

Abból a célból, hogy a kapott sugárzási mérleg évi értékét területi elrendezésben beillesztve láthassuk, közlöm *Budükó* nyomán a felszíni sugárzásmérleg területi eloszlását az északi féltekére vonatkozólag (2. ábra).



2. ábra : A földfelszín sugárásmérlegének eloszlása az északi féltekén (*Budükó* nyomán)

A térképről láthatjuk, hogy a 45 000-es erdőhátpusztai érték kb. megfelel a közölt térképen feltüntetett eloszlásnak. Ez a tény arra enged következtetni, hogy mérési felszínünk a sugárásmérleg szempontjából nagyobb területre vonatkozólag tekinthető reprezentatívnak.

Abból a célból, hogy a fent közölt számértékeket meg tudjuk ítélni, vajon mennyire tekinthetők hosszabb időszakra is érvényeseknek, közlöm az erdőhátpusztai és a budapesti hőmérséklet, gőznyomás,

felhőzet 1953—1954—1955. évekre vonatkoztatott középértékeit, és a csapadék összegét. Mivel Erdőhátpusztán hosszabb észlelési sor nincsen, a budapesti értékek mellé megadjuk az illető elem sokévi átlagértékeit is, összehasonlításképpen (VII. táblázat).

Táblázatunkból láthatjuk, hogy észlelési időszakunk három esztendejéből számított középértékek elég jól megegyeznek a sokévi normális értékekkel, csupán az évi átlagos csapadékösszegek haladják meg kb. 50 mm-rel a sokévi átlagot. Erdőhátpusztáról megállapíthatjuk, hogy ebben a három esztendőben kb. 1° C-szal hidegebb, 0,2 mm-rel szárazabb levegőjű, mint Budapest. A felhőzet azonosnak mondható, csapadéka pedig 40 mm-rel kevesebb Budapest M. I. csapadékánál.

VII. TÁBLÁZAT.

	Erdőhátpuszta	Budapest	Bp-i normálisok
Hőmérséklet	10,0° C	10,9° C	11,0° C (1901—50)
Gőznyomás	7,3 mm	7,5 mm	7,5 mm (1901—30)
Felhőzet	61	60	58 (1901—30)
Csapadék	594	689	631 (1901—40)

Végezetül meg kell említenünk az anyag összegyűjtésénél használt mérési, illetve számítási eljárásokban elkövetett hibákat is. A direkt napsugárzás és a diffúz égboltsugárzás regisztrálása Robitzsch-aktinográfval történik. Mivel gyári új műszert használtunk, feltehetőleg, a gyári kalibrálás szorzószámai használat közben a megengedettnél nagyobb mértékben nem változtak meg. Így becslésünk szerint az eltérés nem lehet túl nagy. A felszín effektív kisugárzásának számítását az Angström—Asklöf tapasztalati képletek alapján végeztük el. Ezekről a képletekről ismeretes, hogy egyes esetekben (pl. erős inverzió esetén) nem pontosak, azonban éghajlati alkalmazásra kitűnően használhatók [9]. A felhasznált három esztendő a dekádokra-bontás esetében már elég kevés számú értéket ad, amely az adatok szórásában is észrevehető. Ugyanez a tény teszi csupán tájékoztató jellegűvé pl. a teljesen derült napok sugárzási mérlegeinek havi átlagértékeit is. Bizonyos mértékig megnyugtató azonban, hogy — bár a méréseknél és a feldolgozásoknál elkövetett hibák nagyságát számszerűen nem tudjuk megbecsülni — az évi összegre kapott adataink a külföldi kutatók által talált területi rendbe elég jól beleilleszkednek.

IRODALOM :

- [1] *Falckenberg* : Absorbtiionskonstanten einiger meteorologisch wichtiger Körper für infraroten Wellen. Met. Z. 1928.
- [2] *Гаевский В. Л.* : Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
- [3] *Baur, F.* : Linke's Meteorologisches Taschenbuch. Neue Ausgabe II. Leipzig, 1953.
- [4] *Felméry László* : Kísérlet természetes felszín párolgásának meghatározására. Időjárás, 59. évf. 2. sz. 86. old. Budapest, 1955.
- [5] *Thornthwaite, C. W.* : Measurement of Evaporation from Land and Water Surfaces. Technical Bulletin No. 817. 1942. Wash. D. C.
- [6] *Albrecht, F.* : Über die Wärme und Wasserbilanz der Erde. Annalen der Meteorologie, 1949.
- [7] *Будыко, М. И.* : Тепловой баланс северного полушария. Труды ГГО, вып. 18. (86) 1949.
- [8] *Bolz und Falkenberg, H. M.* : Neubestimmung der Konstanten der Angströmschen Strahlungsformel. Zeitschrift f. Met. H. 4, 1949.
- [9] *Дроздов, О. А.* : Радиационные Факторы климата. Ленинград 1952.

Adatok a kopáncsi rizsföldek éghajlatához

Összefoglalás. A szegedi Tudományegyetem Éghajlattani Intézete 1956. június 6–11., július 18–szeptember 16. között mikroklímavizsgálatokat folytatott Kopáncson, rizsállományban. A vizsgálatok elektromos ellenálláshőmérőkkel (levegő-, víz- és talajhőmérőkkel) és az éghajlati állomások műszereivel folytak. A vizsgálatok eredménye szerint a rizs fejlődésére kedvező a nagy vertikális hőmérsékleti gradiens, valamint a párateltség, különösen éjjel a rizsállományon belül, kedvezőtlen a vízalatti talaj nagy hőmérsékleti kilengése, továbbá az árasztóvíz gyors lehűlése. A kutatási eredmények alapján feltehető, hogy a rizs barnulósos betegségének kiváltásában jelentős szerepe van azoknak az időjárási folyamatoknak, amelyeknek eredményeként a rizsállományon belül nem csupán a levegő, de az árasztóvíz, valamint a talaj gyorsan és tartósan lehül.

★

Data concerning the climate of rice-plantations in Kopáncs (Hungary). Microclimatological investigations in rice-crop have been carried out at Kopáncs by the Climatological Institute of the University of Szeged during the periods of 6–11 June and 18 July–16 September 1956. This research has been executed by the aid of electric resistance-instruments (air-, water-, and soil-thermometres) and the routine instrumentation of climatic stations. It appears from the results that a large value of the vertical gradient of temperature, and saturation water-vapour content especially during the night hours are present within the rice-crop which are favourable features for the growth of rice, while wide variations of the temperature in the submerged soil and the quick cooling of the flooding-water are of a detrimental influence on it. As a consequence, it may be assumed that in the arising of the bruzone-disease of rice an important part is played by weather processes causing within the rice-crop quick and prolonged cooling of the air, the flooding-water and the soil.

★

Hazai rizstermesztésünk eredményességét veszélyeztetik, termelési biztonságát csökkentik az egyes években fellépő nagy terméskiesésekkel járó káros hatások, amelyekért általában a rizs barnulósos betegségét, a bruzonét teszik felelőssé.

A bruzone fellépése okainak felderítését célozzák azok a kutatások is, amelyek a Szarvasi Öntözési és Rizskutató Intézet Kopáncsi Telepén 1956 óta folynak.

Ezeknek a komplex vizsgálatoknak teljessége érdekében kezdette meg kutatásait Kopáncson (Hódmezővásárhelytől nyugatra, a Tiszától 4 km-re) a Szegedi Tudományegyetem Éghajlattani Intézete is.

A vizsgálatokba való bekapcsolódás nem csupán azért vált szükségessé, hogy a rizs környezeti tényezői közül *egy* jobban megismerjünk, hanem azért is, mert joggal feltételezhetjük, hogy a rossz rizstermések okai között, nem utolsó tényezőként az időjárás is szerepelhet.

Lehet az időjárás közvetlen tényezője a rossz termésnek a rizsnél ugyanúgy, mint más mezőgazdasági növénynél; de lehet közvetett tényezője is a rizsbetegség, valamint a kártevők kedvező környezeti adottságainak biztosításával.

Kutatásaink célkitűzése az volt, hogy megállapítsuk, melyek azok az állományéghajlati körülmények, amelyek a rizs megbetegedését vagy a kártevők tömeges fellépését megelőzik, elősegítik. Ezenkívül vizsgálni kívántuk az ún. „ködkárok”-at megelőző mikroklimatikus folyamatokat is. Ez utóbira azonban 1956 nyarán nem volt lehetőség.

A növények élete a klímaviszonyoktól függ. A növény azonban közvetlen környezetében maga is alakítja a mikroklimát és ennek folyamatai befolyásolják a növény fejlődését. A hazai rizstermesztésnél, de különösen a nagy terméskieséseket eredményező okok vizsgálatánál, ezekre a tényekre különös figyelmet kell fordítanunk. Éppen ezért mutatunk rá azokra a különbségekre, amelyek a csillagászati-földrajzi adottságokban a forró-égövi és a Délkelet-alföldi rizstermelő területek között fennállanak, továbbá arra, hogy a meteorológiai elemek *egyes havi középértékei* teljes bizonyossággal nem hozhatók összefüggésbe a rizs megbetegedésével; majd az 1956. évi megfigyeléseink alapján ismertetjük a rizsállomány mikroklimájának sajátosságait.

A rizs őshazáját nem ismerjük, mégis feltehető, hogy forró-égövi növény, bár ma már a közepes földrajzi szélességeken is termesztik [4]. A feltevés szerint tehát a rizs rövid-nappalos növény, amely területünkön a vegetációs időszak nagy részében, áprilistól augusztus végéig, hosszú nappalokban része-

1. TÁBLÁZAT
Szeged éghajlati adatai

Hónap	Év	Napfénytartam órákban	Lég hőmérséklet C°				Légned- vesség %	Felhő- zet %	Csapadék- mennyi- ség mm	Párol- gás mm
			Közép	Max.	Min.	Max. - min. Δ				
IV.	Átlag	169,—	11,7	25,0	-0,4	25,4	70	59	50	47
	1954.	150,—	9,2	20,5	-0,2	20,7	66	73	34,3	77
	1955.	212,1	8,5	25,5	-4,5	30,0	68	55	59,4	65
	1956.	177,2	11,6	26,0	-1,9	27,9	63	67	34,8	111
V.	Átlag	244,—	17,2	29,6	4,8	24,8	69	52	65	52
	1954.	259,5	16,6	27,8	5,0	22,8	65	57	108,7	100
	1955.	311,6	16,3	28,2	4,0	24,2	55	41	24,3	147
	1956.	248,3	16,4	26,0	6,6	19,4	67	58	70,6	102
VI.	Átlag	251,—	20,4	32,8	9,2	23,6	69	51	69	65
	1954.	269,6	22,2	30,3	11,2	19,1	74	52	110,8	90
	1955.	273,9	20,2	32,0	6,6	25,4	61	59	43,2	119
	1956.	225,5	19,5	30,0	10,0	20,0	70	62	62,7	92
VII.	Átlag	273,—	22,7	34,9	11,9	23,0	64	42	52	84
	1954.	285,7	21,0	31,8	10,7	21,1	63	51	30,2	130
	1955.	216,5	21,3	32,0	12,4	19,6	70	64	141,0	93
	1956.	370,3	22,6	33,5	12,1	21,4	60	40	76,0	159
VIII.	Átlag	274,—	21,7	34,3	10,8	23,5	68	38	51	71
	1954.	311,9	22,2	36,7	12,7	24,0	59	34	50,7	161
	1955.	245,8	20,7	29,2	11,4	17,8	72	56	65,7	70
	1956.	338,—	22,5	35,2	11,0	24,2	56	34	17,1	189
IX.	Átlag	195,—	17,7	30,1	6,3	23,8	72	43	50	54
	1954.	239,2	19,6	32,2	6,1	26,1	62	32	33,1	128
	1955.	210,6	18,1	29,6	8,0	21,6	68	41	46,4	86
	1956.	279,3	18,5	32,5	5,1	27,4	54	23	10,3	161

Megjegyzés : 50 év átlaga : hőmérséklet
40 év „ : csapadékmennyiség
30 év „ : napfénytartam, légnedvesség, felhőzet

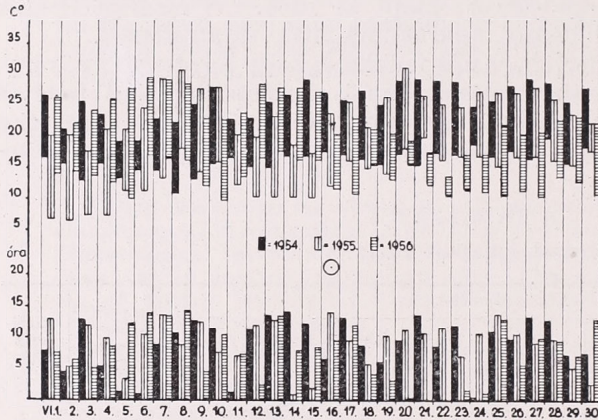
1929—1944. évek átlaga : párolgás.

sül. A megvilágítási viszonyokban mutatkozó különbségeknél még azt is mérlegelnünk kell, hogy hazánkban — főként nyár derekán — a reggeli és az esti szürkület időtartama is hosszabb, mint az Egyenlítő vidékén, a napsugarak beesési szöge pedig kisebb, mint a Térítőkön belül.

Obermayer Ernő és *Berényi Dénes* megállapításai szerint [1] a rizsnek a csírázáshoz 13 C° tartósan fennálló napi középhőmérsékletre, a virágzáshoz, a megkötéshez 22–24 C°-ra, a beéréshez 19 C°-ra van szüksége. Szerintük hazai éghajlati viszonyaink áprilisban és májusban általában biztosítják ezt a szükségletet, a további fejlődési fázis hőszükségletének kielégítése azonban már bizonytalan.

Az árasztott rizsnél, ahol a növény vízszükséglete biztosított, a növény fejlődését, valamint a termést — mint *Berényi közli* — a hőmérséklet és a napfény határozza meg. A meleg, napfényes, száraz esztendő *nagy*, a csapadék-bő, mérsékelt meleg, napfényes évek *csekély* termést hoznak [1].

Az árasztott rizsnél, ahol a növény vízszükséglete biztosított, a növény fejlődését, valamint a termést — mint *Berényi közli* — a hőmérséklet és a napfény határozza meg. A meleg, napfényes, száraz esztendő *nagy*, a csapadék-bő, mérsékelt meleg, napfényes évek *csekély* termést hoznak [1].



1. ábra. A hőmérséklet kilengései és a napfénytartam 1954., 1955. és 1956. év júniusában. Az ábra felső részében az oszlopok felső szintje a maximumot, az alsó szintje a minimumot jelzi. Az ábra alsó részében az oszlopok magassága a napfénytartam órákban

A rizs barnulásos megbetegedését összefüggésbe hozzák a csapadékos, mérsékelt meleg nyarakkal. A növénytermesztők a bruzone különböző formáit ma már elkülönítik az ún. „ködkár”-tól, amelyeknek meteorológiai feltételei is mások, mint amilyenek a rizsbetegségek egyéb formáinál feltételezhetők.

Kopáncs éghajlati viszonyait Szeged sokévi átlagaival jellemezhetjük. Az 1. táblázat átlagértékei [2] azt bizonyítják, hogy a rizs kisebb hőigényű fajtái jól termesztethetők, amit megerősít a tenyészidőszak hőösszegeinek kartoogramja is [2].

A táblázatban feltüntetjük az 1954., az 1955. és az 1956. évek egyes hónapjainak szegedi éghajlati értékeit is. Bár vizsgálatokat a kopáncsi rizsföldeken csupán 1956-ban végeztünk, a három év egyes hónapjai azért tarthatnak összevetésre számot, mert 1954. évben a rizs barnulásos betegsége következtében 97%-os kár volt; 1955. évben az ún. „ködkár” 80%-os, a bruzone további 14%-os terméskiesést eredményezett, míg 1956. évben nagyon jó volt a rizstermés.

A tárgyalt három év adatai azt igazolják, hogy a *rizsbetegségek fellépésének megítélésében nem elégségesek az egyes évek havi átlagértékei*. Ha azonban a naponkénti adatokat szemléljük, az egyes hónapok különböző időjárási viszonyai kimutathatók és ezek már némi támpontot nyújthatnak a további következtetésekhez. Itt csupán a napfénytartam és a hőmérséklet napi értékeit tekintjük át, amelyeket az 1–3. ábrán grafikusán feltüntetünk. A grafikonról jól kitűnnek a gyorsan bekövetkező lehülési időszakok, amelyekkel

egyidejűleg a napfénytartam is csökken. Ezeket a lehüléseket a különböző légtömegeserékekkel kapcsolatos időjárási frontok eredményezték.

Az 1955. év nyarára az jellemző, hogy *mérsékelt felmelegedés után következett be a lehülés.*

Nagyon erőteljes lehülés következett be 1954. *augusztus* 16-án, amikor a szubtrópusi légtömeget (*TM*) tengeri hideg levegő (*mKM*) váltotta fel [3]. A hősüllyedés a következő napokban is folytatódott (lásd 4. táblázatot). Ebben az esetben a *nagyon hevesen felmelegedett levegőtömeg hűlt le gyorsan, az évszakhoz képest nagyon alacsony hőfokra és ebben a folyamatban kereshetjük a barnulásos betegség fellépésének egyik határos időjárási okát is.*

1956. *augusztusban* gyors lehülés következett be 21-ről 22-re (lásd 4. táblázatot). 22-én a *mTM* légtömeget váltotta fel az *mKM*, a 23-i frontátvonulás után pedig *mAM* töltötte ki az Alföld légterét [3].

A Szegedi Tudományegyetem Éghajlattani Intézetének Kopáncson végzett *mikroklímakutatásait 1956. június 6-án kezdtük meg.* Az első észlelési időszakban 11-éig majd július 18-tól szeptember 16-ig folytattuk észleléseinket.

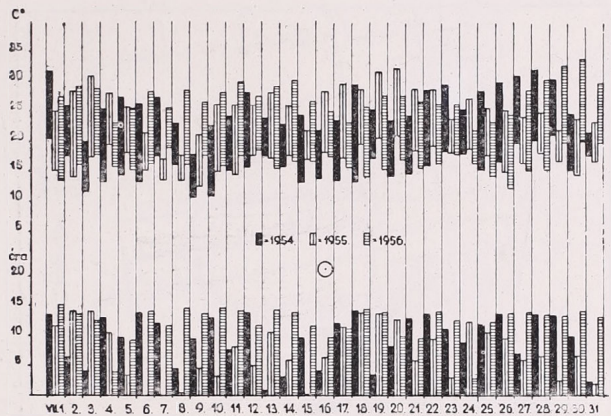
Elektromos műszerekkel (léghőmérő, talajhőmérő, vízhőmérő, komplexhőmérő) éjjel-nappal 15 percenként, egyéb műszerekkel (*Assmann-féle* pszichrométer, higanyos talajhőmérők) óránként észleltünk [5, 6].

A vizuális megfigyelések állandóan folytak, a szélirány és sebesség meghatározásapedig 15 percenként történt.

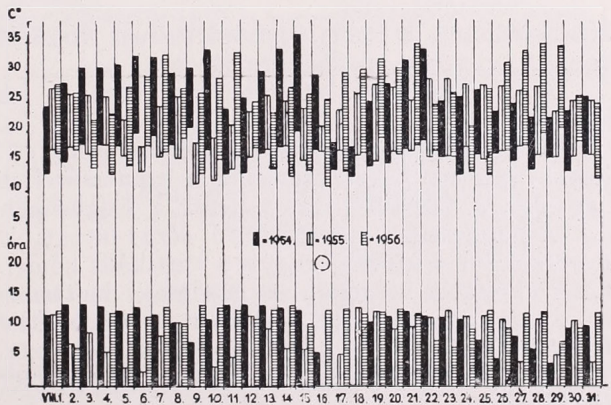
Az észlelő állomások elhelyezését a 4. ábra szemlélteti.

Az 1. álls. 60%-os borítottaságú szikes talajon, a 2. álls. száraz, új vetésben, a tábla közepén, a 6. álls. 100%-os felettségű szikesen foglalt helyet, a 3., 4., 5., 7., és 8. állomások árasztott rizstáblába voltak telepítve.

A száraz területeken felállított állomásokon a talaj hőmérsékletét 2 és 10 cm-en, a léghőmérsékletet 5 és 150 cm szintekben mértük. Az árasztott rizstáblákon a vízalatti talaj hőmérsékletét 2 cm-en, a víz hőmérsékletét a fenéken és a vízfelszín alatt 2 cm-en,



2. ábra. A hőmérséklet kilengései és a napfénytartam 1954., 1955. és 1956. év júliusában. Jelmagyarázat 1. ábránál



3. ábra. A hőmérséklet kilengései és a napfénytartam 1954., 1955. és 1956. év augusztusában. Jelmagyarázat 1. ábránál

a levegő hőmérsékletét a víz felett 10–12 cm-en, a növényzet felső szintjében és a növényzet felett 150 cm, majd aug. közepétől 100 cm-en észleltük.

A légnedvesség mérését Assmann-féle pszichrometerekkel, a talaj ill. a víz felett 5 és 150 cm-en bonyolítottuk le.

A makroklima állomáson nemzetközi klímaházikóban pszichrométer, maximum-minimum hőmérő, hajszálas légnedvességmérő, baro-termo-higrográf volt elhelyezve. A talajhőmérsékletet itt higanyos hőmérőkkel 2, 5, 10 és 20 cm-en észleltük. Csapadékmérőn kívül egy Campbell–Stokes napfénytartammérőt is telepítettünk.



4. ábra. A mikroklímamutatás állomáshálózata Kópánson. a = mikroklímaállomás, b = pszichrométeres állomás, c = éghajlati állomás, d = észlelő központ, e = komplexhőmérő

Mikroklímavizsgálataink anyagából itt a legjellegzetesebb napokat tesszük vizsgálat tárgyává és ezen keresztül kívánjuk a rizsállomány klímájának néhány sajátosságát megállapítani. A hazai irodalomban Berényi Dénes [1] vizsgálatai ismertek. A két vizsgálat észlelési anyagának az összehasonlítása azonban nehézségekbe ütközik, mert a kutatások különböző műszerekkel történtek.

Júniusi vizsgálataink során az 1., 2. és a 3. hőmérőállomás adatait kell

áttekinteniünk. A 3. álls. vízzel árasztott rizstáblában, a kelt rizs víz alatt van. A vízréteg vastagsága 10 cm.

A 2. állomáson utánvetés történt, a felszín fellazított, növényzet nélküli.

A fölmelegedés minden alkalommal a szikes talaj fölött volt a legerőteljesebb, és a víz fölötti térségben a legmérsékeltőbb. A lehűlés a sziken a legnagyobb, a vízfelület fölött pedig a leggyengébb.

A hőmérséklet menetéből (5. ábra) láthatjuk, hogy 150 cm magasságban mérsékeltőbb a lehűlés, vagyis a vertikális hőmérsékleti különbség 145 cm-en 2,1 C° (negatív hőmérsékleti gradiens). Izotermia 6^h és 17^h körül következik be, a két időpont között azonban a hőmérsékleti gradiens pozitív és a hőmérsékletkülönbség a két szint között többször meghaladja a 7,0 C°-ot is.

Mind a léghőmérséklet, mind a talajhőmérséklet napi kilengése nagy (2. táblázat).

A vízzel elárasztott rizstábla felett éjjel és nappal csekély a hőmérsékleti gradiens az 5 és 150 cm-es szintek között. A kisugárzás időszakában az 5 cm-es szinten 1,0–0,5 C°-kal alacsonyabb a hőmérséklet, mint 150 cm-es magasságban. Az 1956. júniusi észleléseink szerint a 7–10 óra közötti időtartamot kivéve *mindenkor melegebb az árasztó víz, mint a felette lévő légréteg*. A déli órákban 2–3 C°-kal, éjjel 4–5 C°-kal lehet melegebb, mint a felette levő levegőtömeg.

A levegő és a víz hőmérsékletének napi menetében némi eltérés van; a léghőmérsékleti minimum 4 óra előtt következik be, a víz hőmérsékletének minimuma pedig 5 óra körül. A víz felmelegedése később kezdődik meg, ez az oka annak, hogy a levegő hőmér-

séklete a reggeli órákban valamivel magasabb, mint a vízé. Este a víz lehülésének menete lassú, a levegőé gyorsabb. A vízhőmérséklet napi menetének ehhez az alakulásához hozzájárul a víz alatti rizsállomány, amely a víz felmelegedését elősegíti, lehülését csökkenti.

A vízalatti talajhőmérséklet igen kicsiny amplitudójú (2. táblázat). Ennek a szintnek hőmérsékleti minimumai 7–9 óra között, maximumai pedig 20 óra tájban észlelhetők. Éjszaka folyamán a vízalatti talaj hőmérséklete 3–4 C°-kal is melegebb, mint a víz hőmérséklete 2 centiméteres mélységében. Nappal viszont a felmelegedés különböző üteme alatt a víz több mint 5 C°-kal melegebb lehet az alatta lévő talajnál.

Az új vetésben (2. állomás) a hőmérsékleti menetek hasonlóak az 1. állomás hőmérsékleti meneteihez, csupán a hőmérsékleti amplitudók kisebbek. A június 10-i felmelegedés alacsony voltát a fellazított talaj átázásával indokolhatjuk. A művelés alatt nem álló szikes talaj jobban felmelegszik. A felmelegedésbeli különbség nagy a talaj 2 cm-es rétegében, 7- és 8-án 3,8 és 5,9 C° hőmérsékleti különbség van a két azonos talajszint között.

A három állomás hőmérsékleti viszonyait összevetve, meg kell állapítanunk, hogy a léghőmérséklet napi amplitudója legkisebb a víz felett; itt legmagasabbak a minimumok, legalacsonyabbak a maximumok.

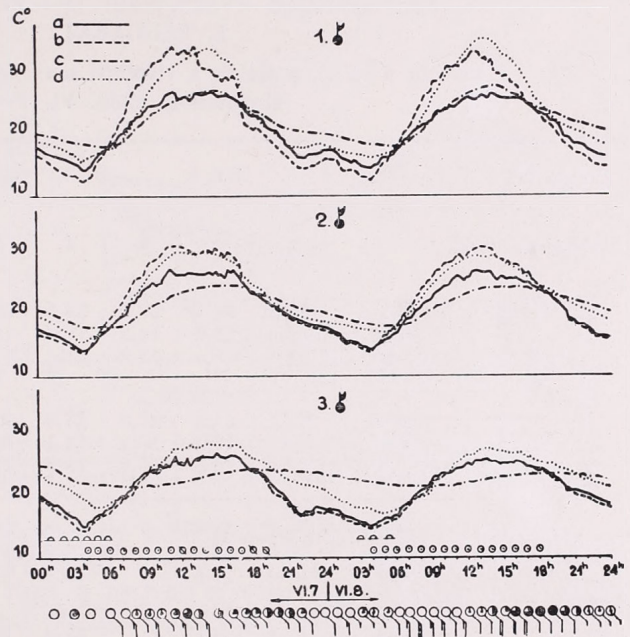
Ennek alapján megállapítható, hogy a rizst elárasztó víz éjjel melegítő, nappal pedig hűtő hatást gyakorol a vele érintkező levegőrétegre.

A három különböző szubsztrátum felett 150 cm magasan a hőmérséklet maximális értékeiben nincsenek jelentősebb eltérések (2. táblázat).

A levegő relatív páratartalma derült napokon 15–17 óra között a szikes felett a legalacsonyabb. A száraz, gyér növényzetű talaj közelében 5 cm-en a légréteg heves felmelegedése miatt a viszonylagos légnedvesség alacsonyabb, mint 150 cm magasságban. Ez az állapot mindaddig tart, amíg a vertikális hőmérsékleti gradiens pozitív. Június 7-én 5 cm-en a légnedvesség 26%-ra, 8-án 37%-ra, 10-én 47%-ra csökkent, 150 cm-en 30%–39% és 47% volt a legalacsonyabb érték. Éjjel a légnedvesség viszonylagos értékei néhány %-kal térnek csak el egymástól, több alkalommal azonban a 150 cm-es szintben van magasabb páratartalom.

A vízfelület felett – rendszerint – 5 cm-en páradúsabb a levegő, a 150 cm-es szintben 10–15, sőt 20%-kal alacsonyabbak az értékek. Éjjel ezek a különbségek néhány %-ra zsugorodnak össze.

A légnedvesség legalacsonyabb értékei: VI. 7-én 5 cm-en 41, 150 cm-en 31, VI. 8-án 46 és 42, 9-én 70 és 60, 10-én 66 és 48%. A két mikroklímaterületen a légnedvességi viszonyok merőben különböznek egymástól, bár a vizsgált szikes terület, a víz felületekhez képest csekély kiterjedésű.



5. ábra. A hőmérséklet napi járása Kopáncson, 1956. VI. 7-én és 8-án. 1. állomás szikesen, 2. állomás új vetésben, szárazon. Mindkettőnél: a = léghőmérséklet 150 cm-en, b = léghőmérséklet 10 cm-en, c = a talajhőmérséklet 10 cm-en, d = talajhőmérséklet 2 cm-en. 3. = állomás 12 cm-es vízzel borított rizsen. a = hőmérséklet 150 cm-en, b = 10 cm-en, c = vízalatti talajban 2 cm-en, d = vízfelszín alatt 2 cm-en

A közel kéthónapos folyamatos észlelés lehetővé teszi azt, hogy olyan forró napok mikroklíma viszonyait vizsgáljuk, amelyek után esetenként jelentős hőcsökkenés következett be. Az előzőekben ugyanis feltettük hogy *nagy melegek utáni gyors lehűlés, frontátvonulás teremt meg a rizs megbetegedésének időjárási feltételeit.*

A napfénytartam viszonyokat is tekintetbe véve augusztus 7–8, valamint augusztus 21–22. napjait kívánatos számításba vennünk. Különösen

2. TÁBLÁZAT

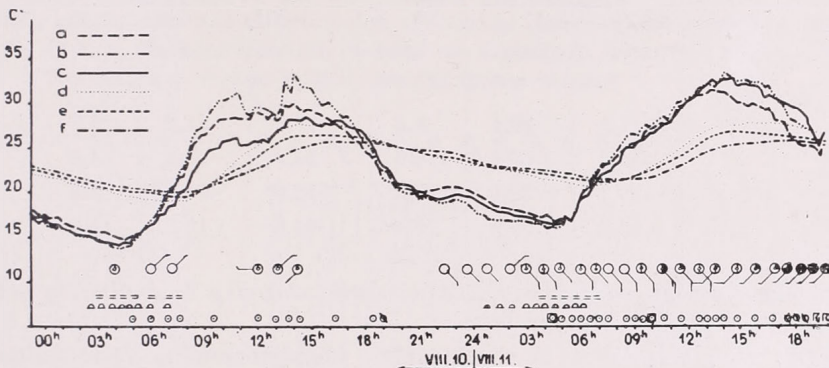
A levegő, a talaj, a víz és a vízalatti max. és min. hőmérséklete
Kopáncson, 1956. VI. 7–9.

Nap:			VI. 7.			VI. 8.			VI. 9.		
Állomás száma:			1.	2.	3.	1.	2.	3.	1.	2.	3.
Lég-hőmérséklet °C	5 cm	Max.	35,0	31,7	27,6	33,8	31,4	26,2	22,4	22,7	20,4
		Min.	12,3	13,6	14,8	12,4	14,1	15,0	9,8	10,2	10,6
		Δ	22,7	18,1	12,8	21,4	17,3	11,2	12,6	12,5	9,8
	150 cm	Max.	27,4	27,9	27,4	27,0	27,4	26,5	20,8	20,8	20,8
		Min.	14,4	14,1	15,2	14,4	14,6	15,4	11,0	10,8	11,2
		Δ	13,0	13,8	12,2	13,6	12,8	11,1	9,8	10,0	9,6
Talaj-hőmérséklet °C	2 cm	Max.	34,4	30,6		35,8	29,9		22,0	21,6	
		Min.	16,0	16,0		16,4	16,7		13,8	14,3	
		Δ	18,4	14,6		19,4	13,2		8,2	7,3	
	10 cm	Max.	27,6	25,2		28,2	24,7		20,1	19,2	
		Min.	18,2	18,2		18,0	18,2		15,9	16,8	
		Δ	9,4	7,0		10,2	6,5		4,2	2,4	
Víz-hőmérséklet °C	2 cm	Max.			29,0			28,2			19,0
		Min.			18,5			17,8			14,8
		Δ			10,5			10,4			4,2
Vízalatti hőmérséklet °C	2 cm	Max.			24,8			24,0			19,8
		Min.			20,8			21,8			17,5
		Δ			4,0			2,2			2,3

az utóbbi napok látszanak fontosnak, mert 1956 nyarán a két egymást követő nap lég-hőmérsékleti maximumának különbsége ekkor volt legnagyobb. (Szegeden $\Delta = 11,3$ C°, Kopáncson $\Delta = 11,3$ C°.)

Júliusi észleléseink alapján megállapítható, hogy a 40–45 cm bugaszintű rizsállományban sajátos mikroklíma alakul ki. A lég-hőmérséklet a szélcsendes, ill. gyenge légmozgású napokon a kora délutáni órákig a növényi szintben a legmagasabb, az állomány belseje hűvösebb (1–2 C°-kal). Az árasztó víz felszíne alatt 2 cm-en mért vízhőmérséklet értékek nappal a legmagasabbak, a vízfenéken (15 cm) a hőmérséklet 0,5–1,0 C°-kal alacsonyabb, a vízalatti talajban (2 cm mélyen) további 1,0–1,5 C°-kal mutat kevesebbet a hőmérő.

Ugyancsak ezen észleléseink alapján kimutatható, hogy a rizs állományának hőmérséklete nappal a környezeténél hűvösebb. Pl. július 19-én 13 órakor a vízszint felett 12 cm-en a léghőmérséklet 24,0 C°, ugyanakkor a szikes felett 5 cm-en 28,0 C° volt; a szikeshez viszonyítva, nappal más időpontokban is, mindig hűvösebb a rizsállományon belüli levegő. Csendes, derült éjjelen viszont a szabadterhez viszonyítva néhány tized fokkal a rizsállomány belseje a melegebb. A fenti közlésekkel szeretnénk alátámasztani Berényi Dénes más év júliusi észlelései alapján tett, ilyenirányú megállapításait.



6. ábra. A hőmérséklet napi járása Kopáncson, 1956. VIII. 10-én és 11-én. A rizsállomány magassága 55 cm. Vízmagassága 14 cm. Léghőmérséklet: a = 10 cm-en, b = bugaszintben, c = növényzet felett 150 cm-en; vízhőmérséklet: d = vízfelszín alatt 2 cm-en, e = fenéken (14 cm); vízalatti talajhőmérséklet: f = 2 cm-en

A rizsállomány vizsgálata négy különböző rétegre terjed ki. Ezek: az állomány feletti légréteg, a rizs növényi állománya, a vízréteg és az alatta lévő talajréteg (6. ábra). Ezek a rétegek érintkezési sávjukban közvetlenül is hatással vannak egymásra, de közvetett hatásaik is érvényesülnek.

A rizstábla vízrétegének lehűlése, csendes, derült napokon felülről lefelé történik meg, felmelegedésében már szerepet kaphat a fenékszint is. A vízhőmérséklet függ a növényi állomány légrétegének hőmérsékleti viszonyaitól, de függ a sugárzási viszonyoktól is. A vízréteg lehűlését a víz alatti talajréteg hátráltatja, mert az hőt ad át a vele érintkező vízrétegnek.

A vízalatti-talaj hőmérséklete — augusztus 6–7-i észleléseink szerint — reggel 7 óra tájban éri el a minimumát, 18 óra körül a maximumát. A hőmérsékleti különbség 5,8 C°. Augusztus 7–8-i észlelések szerint a minimum 12–13 óra között következett be, utána aránylag gyorsan melegedett és már 15–16 óra között elérte a maximumot. A hőmérsékleti amplitúdó ebben a napszakban mindössze 3,8 C° volt. Meg kell jegyeznünk, hogy 7–8-i éjjel magasabbak voltak a talajhőmérsékleti értékek, de folytonosan csökkent értékük a fentebb jelzett minimum időpontjáig.

Észleléseink szerint augusztus 21-én a talajhőmérsékleti minimum szintén 7–9h között köszöntött be, a maximum pedig 16–17h között. Augusztus 22-én a minimum 6–7 órakor, a maximum 16–17 órakor volt, a hőmérséklet kilengése 4,4 C° volt.

A példának említett négy nap közül augusztus 7-én és augusztus 21-én derült, meleg volt az időjárás, 8-án hűvös, átvonuló felhőzettel, 22-én zivataros, túlnyomórészt borult. A hónap elején a bugaszint 50 cm, 20-án 90–100 cm magas volt.

A víz felszín alatt 2 cm-en mért vízhőmérsékleti értékek a fenti napokon minimumukat 7 órakor, maximumukat 15–16 óra között érték el. A minimum beálltának ideje a zivataros 22-i hajnalon 5 órakor volt, augusztus 21-én pedig a víz hőmérséklete 14 órakor volt a legmelegebb. A hőmérsékleti értékekről a 3. táblázat tájékoztat.

A vízfenéken a hőmérsékleti minimumok 7 órakor (VIII. 22-én 8 órakor), a maximumok beálltának időpontjai 15, 16, 17 és 18 órára estek.

Mint a táblázatból láthatjuk, a napi hőmérsékleti amplitudók a vízfelszín közelében minden alkalommal nagyobbak, mint a vízfenéken. Legnagyobbak ezek az értékek a vízfelszín alatt derült, meleg napokon (7-én és 21-én). 22-én a hőmérsékleti kilengés mértékét a zivatar hatására lehült vízfelszín alacsony hőfoka eredményezte.

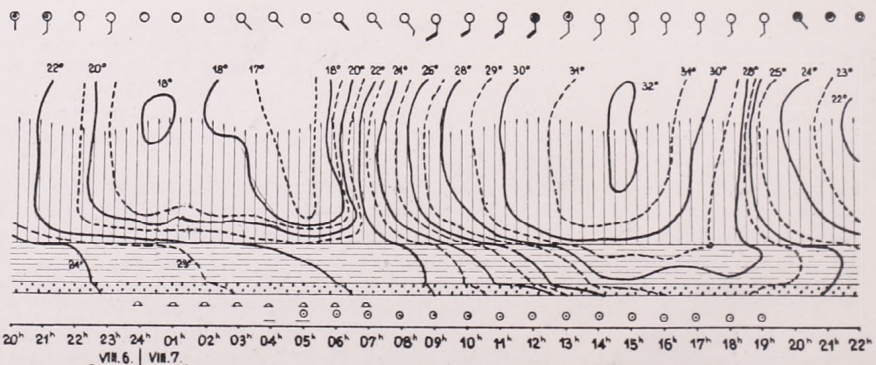
3. TÁBLÁZAT
Az árasztóvíz hőmérséklete, C°

Nap	Vízszint alatt 2 cm			Vízfenéken		
	min.	max.	Δ	max.	min.	Δ
VIII.						
7.	21,2	29,4	8,2	27,8	21,2	6,6
8.	19,3	25,2	5,9	24,8	20,2	4,6
21.	21,4	28,7	7,3	26,6	21,8	4,8
22.	15,8	25,2	9,4	24,6	19,6	5,0

A rizsállomány mikroklimáját a vízalatti talajréteg és a vízréteg a száraz kalászosokétól nagyon eltérővé teszi.

A 7. ábra szemlélteti a rizsállomány léghőmérsékleti viszonyainak kialakulását egy derült, meleg napon. Éjjel a növényállomány bugaszintjében helyezkedik el a tevékeny felület. A vízfelület hőt ad át a felette elhelyezkedő levegőrétegnek, de ugyanakkor a vízrétegből hő vezetődik a még kevésbé meleg talajba is. Ennek következtében a vízréteg hűl és 23 órakor a legmelegebb szintje nem a vízfelszín közelében foglal helyet, hanem alatta kb. 7 cm-re, 0^h30'-kor a víz legmelegebb rétege a vízfenéken van és onnan áramlik a meleg a felszín felé, amely *állandóan közl hőt a felette lévő réteggel*. Mivel a talaj lassabban hűl le mint a felette lévő vízréteg, ennek továbbra is ad át hőt.

Napkelte után a bugaszint rétege melegszik leghamarabb, a növényzet árnyékában álló vízréteg, valamint a talajszint is tovább hűl 7 óráig, amikor a rizsállomány levegőtömege a vízfelület közelében a víz hőmérsékletét eléri. A levegő hőmérsékletének gyors emelkedése és a napsugárzás elősegíti a víz-

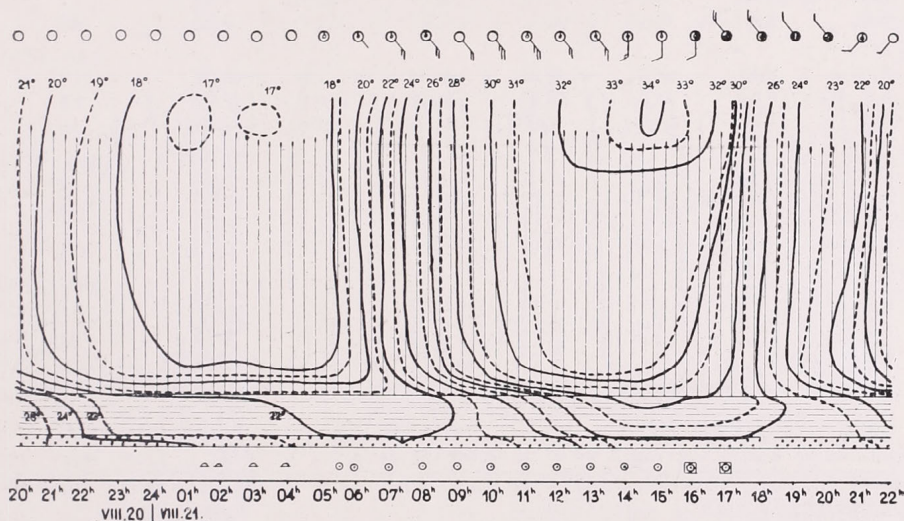


7. ábra. Hőmérsékleti izopleták. Kopáncson 1956. VIII. 6–7-én. A rizs magassága 45–50 cm. A rizsállományt függőleges vonalakkal jeleztük. A vízréteg vastagsága (vízszintes szaggatott vonalakkal jelezve): 14 cm. A talaj jelzésére pontszerű foltocskákat használtunk. Az ábrán feltüntetjük az időjárás jeleket is, amelyek a borultságot, a szél irányát és erősségét, a harmatot, a párásságot és a napsugárzást mutatják

réteg lassú felmelegedését. A vízréteg felmelegedése két irányból: felülről lefelé és a talaj felől alulról felfelé történik.

A levegő gyors hőmérsékleti emelkedéséhez viszonyítva, a vízréteg felmelegedése megkétszerezve következik be. Nagyon feltűnő, hogy a vízalatti talajban milyen lassan terjed a hő. Ennek a következménye az, hogy a mindössze 14 cm-es vízrétegben megközelítőleg 2 C⁰-os hőmérsékletkülönbség is van.

A 7. ábra tanúsága szerint különösen éjjel, a vízfelszínközeli légréteg jellemző az izopléták közelvízszintes futása, de nappal is 3–4 C⁰-os hőmérsékleti gradienst találunk ebben a cca. 15 cm-es légrétegben. Ebben a határ-
rétegben, ahol a víz hőmérsékleti hatása az állomány hőmérsékletével ellentétesen érvényesül, a levegő relatív páratartalma magas.



8. ábra. Hőmérsékleti izopléták Kopáncson, 1956. VIII. 20–21-én. A rizs magassága 90–100 cm. Vízréteg vastagsága 14 cm. Jelzések, mint a 8. ábránál. Az állomás karikákban levő kis üres koncentrikus kör azt jelzi, hogy a Zenitben nem volt felhő. A felhőzeten keresztül érkező napsugárzást a négyszögbe foglalt napsugárzás jelével ábrázoljuk.

Éjjel 90–100% között van és a bugaszint felett 1 m magasságban mért légnedvességi értékekhez viszonyítva 10%-kal nagyobb (a hajnali 3–6 óráköt kivéve, amikor ebben a szintben is 90% felett van a nedvesség). Nappal az állomány felett mért értékek minimuma 39%-ra süllyedt, 10 és 18 óra között nem érte el a 60%-ot, a víz felett 5 cm-en mért adataink szerint, a fenti órák között 62% és 82% között ingadozott. 19 óra után a vízközelségben 90% fölé ugrik a légnedvesség értéke, míg 150 cm magasan 65–77%-os értékek voltak megállapíthatók.

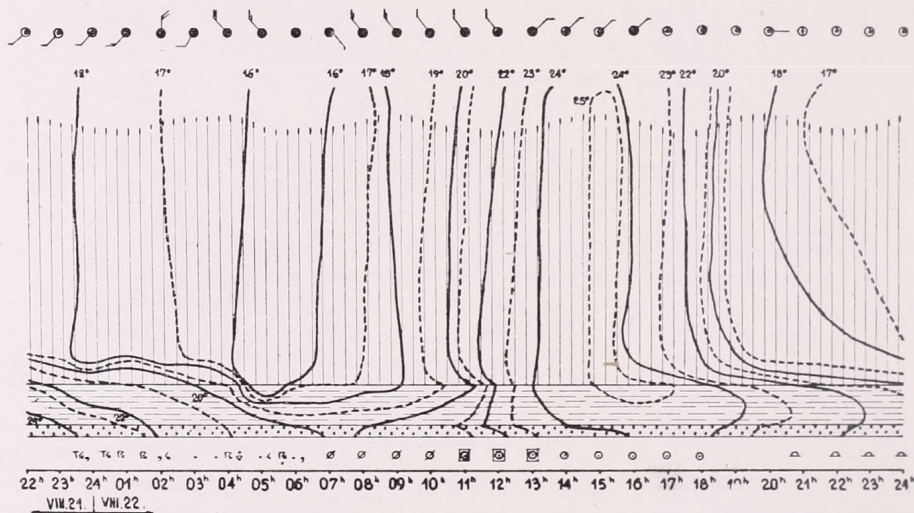
Augusztus 21-én éjjel a levegő páratartalma a vízszint felett 5 cm-en 88–98% között ingadozott, nappal 60% körül mozgott, csupán 15° és 16°-kor volt ennél szárazabb (56–58%).

A vízszint feletti pszichrométeres észleléseknél a leolvasások végrehajtásához szűkségszerűen csapást kellett kitaposnunk a növényi állományban. Feltehető tehát, hogy a nem zavart növényi állományban a légnedvességi értékek a valóságban magasabbak voltak.

Augusztus 22-én 0h 40'-kor észleltünk gyenge zivatart. Szitálás már éjjel előtt kezdődött és 2 órától hullott eső. A zivatart 4 óraker vált hevesse, a csapadék is nagy intenzitású lett. A zivatáros eső következtében az árasztóvíz felső 2 cm-es rétege már 5 óra előtt 16,0 C⁰ alá süllyedt. A lehűlésnek ez az értéke azonban csak néhány cm-re terjedt lefelé. A fenéken levő víz hőmérséklete, de magának a talajnak a hőmérséklete is ekkor még 20,4 C⁰ volt, így érthető, hogy a lehűlt felső vízréteg, alulról nyert hűtőpótlással 5h40'-re ismét 16,0 C⁰-ra melegedett fel és 6h30'-kor már az egész víztömeg 17,0 C⁰-nál melegebb volt.

A víz hőmérséklete a zivatar kitörése előtt hasonló értékű volt, mint a 24 órával azelőtt. Legalacsonyabb hőmérsékletét 22-én 5 órakor érte el, ez pedig 5,6 °C-kal volt alacsonyabb, mint 21-én 5 órakor. A 22-i felmelegedés folyamán a víz hőmérsékletének legmagasabb értéke 3,2 °C-kal maradt el az előző napi felmelegedéstől, így az egész 24 órát tekintve, a vízréteg lehülése jelentősnek minősíthető (8. és 9. ábra).

A víz lehülése, a levegő felmelegedésének mérsékelt volta azt eredményezte, hogy a nappali órákban a rizsföldre jellemző vízszintközeli nagy vertikális hőmérsékleti gradiens nem alakult ki. Ez a 8. és 9. ábrából is kitűnik; 21-én az izopleták a vízfelület felett azzal majdnem párhuzamosan helyezkednek el, 22-én ez a hőmérsékleti eloszlás hiányzik. Nyilvánvalóan ez indokolja a relatív páratartalom alacsonyabb értékeit is.



9. ábra. Hőmérsékleti izopleták Kópánban, 1956. VIII. 21–22-én. Jelzések azonosak a 8. ábrával. Az áthúzott körök a napsugárzás hiányára hívják fel a figyelmet

Ha az 1956. évi augusztus 21–24-i napok hőmérsékleti adatait vetjük össze az 1949., 1953. és 1954. év egy-egy időszakával, a Szegedi Tudományegyetem éghajlati állomásának észlelési adatai alapján (4. táblázat) arra a meglepő eredményre jutunk, hogy ezekben az években, amikor bruzone-károk voltak, nem csupán a hőmérsékleti maximumokban és a minimumokban, de a napi középhőmérsékletben is nagy visszaesések voltak. A csapadékmennyiséget is számításba véve, nem térhetünk el attól a feltevésünktől, amely szerint a rizs megbetegedésének elsődleges alapjait a sajátosan alakuló mikroklimatikus folyamatok, az árasztóvíz és a vizalatti talaj gyors és tartós lehűlésében keressük.

Amint az 1956. évi bemutatott augusztus 22-i képből látjuk, a víz hőmérsékletének gyors lehüléséhez nagy mértékben a csapadék járult hozzá. Feltehető, ha tartós csapadék hullás következett volna be, úgy az egész árasztó víz teljes terjedelmében néhány fokkal lehült volna, amelynek tartóssá válása esetén meg lettek volna a bruzone fellépésének mikroklimatikus feltételei.

Az 1956. évi vizsgálatok eredményei alapján feltételezhető, hogy a rizs barnulásos betegsége a rizsállomány mikroklima-viszonyaival összefüggésben

4. TÁBLÁZAT

Léghőmérséklet és csapadékmennyiség Szegeden választott időszakokban

Nap	L é g h ő m é r s é k l e t °						Csapa- dék- meny- nyiség mm
	Abszolút		7 ^h	14 ^h	21 ^h	Közép	
	Max.	Min.					
<i>1949. aug.</i>							
10.	32,5	20,0	23,1	31,2	28,1	27,5	
11.	30,9	19,1	21,0	29,2	25,9	25,4	2,2
12.	25,9	13,4	17,5	17,3	13,5	16,1	20,8
13.	14,8	12,9	13,4	14,8	13,3	13,8	3,2
14.	14,7	12,4	12,5	13,2	13,6	13,1	19,6
15.	18,6	12,2	12,8	17,9	15,8	15,5	5,8
<i>1953. aug.</i>							
22.	32,0	18,4	19,9	31,8	19,8	23,8	13,5
23.	19,9	12,5	13,2	17,7	13,4	14,8	3,6
24.	22,1	12,8	14,4	20,5	20,1	18,3	ny
<i>1954. aug.</i>							
15.	36,7	20,0	23,8	35,5	29,5	29,6	
16.	29,7	17,1	22,4	17,6	17,8	19,3	11,0
17.	18,2	13,9	14,2	14,2	14,2	14,2	14,6
18.	17,7	12,7	13,4	13,8	14,4	13,9	9,3
<i>1956. aug.</i>							
21.	35,2	18,0	21,2	34,7	23,4	26,4	6,5
22.	24,9	17,0	17,4	23,8	19,8	20,3	
23.	26,9	16,2	17,2	27,8	17,2	20,5	2,1
24.	21,1	13,6	14,2	20,8	17,4	17,5	

van. Kedvezők a rizs fejlődése szempontjából és kedvezőtlenek a rizsbetegségek fellépésére az éjjeli és nappali nagy vertikális hőmérsékleti gradiensek. Kedvező az állomány éjjeli párateltsége. Kedvezőtlen a vízalatti talaj nagy hőmérsékleti kilengése, továbbá az árasztóvíz gyors lehülése. *A rizs barnulásos betegségének okát eddigi vizsgálataink szerint az árasztóvíz, valamint a talaj gyors és tartós lehülésében kell keresnünk és ennek folyamatát meg kell ismernünk.*

IRODALOM :

- [1] *Aujeszky—Berényi—Béll* : Mezőgazdasági meteorológia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1951.
- [2] *Bacsó—Kakas—Takács* : Magyarország éghajlata. Orsz. Met. Int. hiv. kiadv. XVII. kötet, Budapest, 1953.
- [3] Országos Meteorológiai Intézet : Időjárás napijelentés 1954., 1955., 1956.
- [4] *Szabó Zoltán* : A növény és élete. Danubia kiadó, Pécs—Budapest, 1941.
- [5] *Wagner Richárd* : Mikroklimatérsek és térképezésük. Földrajzi Közlemények 1956. 2. sz.
- [6] *Wagner Richárd* : Komplexhőmérséklet. Időjárás. 58. évf. 72. old. Budapest, 1954.

Repülőtereink éjszakai alkalmasságának kérdéséhez

Összefoglalás. A szerzők a látástávolság és felhőmagasság éjszakai menetét vizsgálták 1954 és 1955 téli hónapjainak gyenge légnyomási gradiensű (4 m/mp-nél gyengébb széllel jellemzett) időjárás helyzeteiben. A vizsgálatok eredményei szerint a nappali menetre oly jellemző alacsony értékek mindkét elem éjszakai menetéből hiányoznak.

★

Sur les problèmes de l'aptitude de nos aérodromes pour une utilisation nocturne. Les auteurs présentent les résultats de l'étude sur la variation nocturne de la visibilité et de l'hauteur des nuages dans les mois d'hiver en 1954 et 1955 en des situations de temps avec un faible gradient de pression (où la vitesse de vent n'atteignit pas 4 m/sec). On constate que les valeurs basses, si caractéristique pour la variation diurne de tous les deux éléments, ne se retrouvent pas dans la variation nocturne.

★

A felszabadulás óta állandóan fejlődő légiforgalmunk folyton újabb és újabb feladatok elé állítja a repülési meteorológiai szolgálatot. Eleinte inkább csak mennyiségi tekintetben növekedtek a feladatok: egyre-másra épülő új forgalmi repülőtereink az idő-észlelő és jelentő hálózat folytonos bővítését, erősítését követelték meg, sűrű egymásutánban megnyíló új bel- és külföldi légijáratunk pedig az eligazító és előrejelző szolgálat egyre erőteljesebb és szélesebbkörű működését tették szükségessé. A legutóbbi években azután az éjszakai repülések számának ugrásszerű megnövekedése bizonyos tekintetben *minőségileg is* új feladatokat hozott felszínre.

Hogy az új feladatok felbukkanásának lehetőségét helyes színben láthassuk, rá szeretnénk mutatni a repülő-meteorológiai előrejelző munka néhány olyan jellegzetességére, amely azt az egyéb prognosztizőri munkától megkülönbözteti:

1. A repülési meteorológia olyan időjárás elemeket is figyelme körébe von, amelyek a prognosztizőri munka egyéb területein csak alig játszanak szerepet. Közülük a legfontosabbak a vízszintes látás távolsága (a következőkben röviden: *látástávolság*) és a legalacsonyabb felhők alapszintjének a talaj feletti magassága (a következőkben röviden: *felhőmagasság*).

2. A repülő-meteorológusnak az időjárás elemek várható értékeit általában nagyobb pontossággal kell előrejeleznie (bár rendszerint rövidebb időtartamra), mint az a prognosztizőri munka egyéb területein szokásos. A széliránynál 10–20 fokon (a 360 fokos skála szerint), a szélességnél 1–2 m/mp-en, a látástávolságnál néhány száz méteren, a felhőmagasságnál néhány-szor tíz méteren múlhatik, hogy egy adott típushoz tartozó és adott felszerelésű gép leszállását valamely repülőtérré engedélyezik-e vagy nem. Szélső esetben előfordulhat — sajnos, néha elő is fordul —, hogy egy gép többszáz kilométeres út hiábavaló megtétele után, esetleg közvetlenül a célrepülőtér elérése előtt, kénytelen visszafordulni az indulási repülőtérré, mert a célrepülőtérén pár száz méterrel kisebb lett a látástávolság vagy párszor tíz méterrel alacsonyabbra süllyedt a felhőmagasság, mint az előrejelzett.

A most vázolt fokú pontosság elérése az előrejelzésekben semmiféle szinoptikus helyzetben sem könnyű feladat. Legnehezebb azonban — mint gondolható — a kis légnyomási gradiensű helyzetekben, amikor gyenge helyi hatások, a napi menet egyéni sajátosságai és más hasonló bizonytalan jellegű tényezők szólnak bele döntő módon az időjárás elemek alakításába. Nappali viszonylatban repülő-meteorológusaink már sok ilyen tényezőt ismernek és

használnak fel előrejelzéseik megszerkesztésénél, éjszakai viszonylatban azonban — tapasztalatok hiányában — sokkal kevésbé ismeretesek a kis légnyomási gradiensű helyzetekben döntő szerephez jutó hatások mind számuk, mind érvényesülésük módja tekintetében.

Jelen tanulmányunk annak a törekvésnek első eredménye, hogy megkönnyítsük, illetve biztosabb alapokra helyezzük az éjszakai látástávolság és felhőmagasság előrejelzését kis légnyomási gradiensű (az előrejelzés szempontjából legnehezebb) helyzetekben. Kiindulásul a legutóbbi két évben a ferihegyi repülőtéren tett azon észrevétel szolgált, hogy az ilyen helyzetekben *a látástávolság és a felhőmagasság az éjszaka folyamán általában nem romlik sokkal a délután elért maximális érték alá*, vagy legalább is nem mutatja a nap-pali napi menetre oly jellemző (kora délelőtti) erős minimumot.

Észrevételünk helytállóságának elbírálása céljából hat repülőtér:

Szombathely	Debrecen
Budapest-Ferihegy	Szeged
Miskolc	Nagykanizsa

adatait vizsgáltuk meg. A hat repülőtér kiválasztásánál két szempontot igyekeztünk összeegyeztetni: Kívánatosnak látszott egyrészt, hogy a kiválasztott repülőterek lehetőleg egyenletesen legyenek elosztva az ország területén, másrészt hogy a legfontosabb táj-fajták kb. a területüknek megfelelő súllyal legyenek képviselve közöttük (alföld: Budapest-Ferihegy, Debrecen, Szeged; dombos vidék: Szombathely, Nagykanizsa; hegyes vidék: Miskolc; Budapest-Ferihegy egyben a nagyváros környékét is képviseli).

A megvizsgálandó anyag időbeli kiválasztásánál már jóval több problémát kellett megoldanunk. Legelső volt ezek között a feldolgozásnál tekintetbe veendő időszak kérdése. Természetesen kívánatos volt, hogy ez az időszak mennél hosszabb legyen. Sajnos azonban az adatok homogenitásának követelménye nem tette lehetővé két évnél hosszabb időköz kijelölését. Az egyáltalán számításba vehető öt évi időközből ugyanis három éven át (1951—1953) három óránként, két éven át (1954—1955) pedig két óránként történtek észlelések az éjszakai órákban. A két időköz közül az utóbbi — tehát *az 1954. és 1955. évekből álló kétévi időköz* — választása mellett szólt nemcsak az a szempont, hogy ebben az észlelések az éjszakai órákban sűrűbbek voltak, hanem az is, hogy 1954—1955-ben több repülőtérnek volt felhőmagasság-mérő fényszórója, mint az előbbi években; az 1954—1955. évi felhőmagasság-adatok ennél fogva megbízhatóbbaknak tekinthetők.

Mint hogy a nyári félév (ápr. 1—szept. 30) folyamán egyáltalán nem vagy csak igen ritkán fordul elő olyan időjárási helyzet, melyben a látástávolság és a felhőmagasság számottevően alacsony (4 km, illetve 300 m alatti) értékeket mutat, csak a *téli félév* (okt. 1—márc. 31) *adatait dolgoztuk fel*.

Az 1954. és 1955. évek téli hónapjaiból álló időköz kijelölése után el kellett döntenünk, hogy milyen kritérium alapján válasszuk ki a „kis légnyomási gradiensű” helyzeteket. Legkézenfekvőbb volt ilyen kritériumként a *szélsebességet*, mégpedig — minthogy a látástávolságnál a legelső légréteg viszonyai játszanak döntő szerepet — a talajszeél sebességét felhasználni. A vizsgálati időköz rövidsége miatt azonban nem lehetett a kritériumul szolgáló szélsébséget a szélesendnek vagy egészen gyenge szélnek megfelelő alacsony értékben megszabni. Több próbafeldolgozás eredménye alapján végül is a *4 m/mp szélsébséget* választottuk kritériumnak olyan értelemben, hogy „kis légnyomási gradiensűnek” tekintettük azokat az időjárási helyzeteket, melyekben a talajszeél sebessége nem haladta meg a 4 m/mp-et.

A közepes napi menet megállapítására az alábbi időpontokhoz tartozó közepes látástávolságot, illetve felhőmagasságot határoztuk meg:

01, 03, 05, 07, 09, 12, 15, 17, 21, 23 óra. 09 és 15 óra közé azért iktatunk be csak egy időpontot, mert erre az időszakra esik a nappali maximum s a tapasztalat szerint ennek időszaka alatt lényeges romlás mind a látástávolságban, mind a felhőmagasságban csak elenyészően ritkán fordul elő.

Az egyes időpontokhoz tartozó közepes látástávolságot, illetve felhőmagasságot gyakorisági értékekből származtattuk le. Így ugyan csak közélető középértékeket kaptunk, céljainknak azonban ezek is nagyon jól megfelelnek s a feldolgozási munkát ezzel az eljárással igen jelentékenyen sikerült lerövidíteni. Eljárásunk lényege a következő volt: Megállapítottuk az egyes időpontokban a következő látástávolsági, illetve felhőmagassági fokozatok gyakoriságát:

A látástávolságnál

0 km \leq V < 1 km 1 km \leq V < 2 km 2 km \leq V < 4 km 4 km \leq V
(1. fokozat) (2. fokozat) (3. fokozat) (4. fokozat)

A felhőmagasságnál

0 m \leq h < 100 m 100 m \leq h < 200 m 200 m \leq h < 300 m 300 m \leq h
(1. fokozat) (2. fokozat) (3. fokozat) (4. fokozat)

Az egyes fokozatok gyakoriságait szoroztuk az illető fokozathoz tartozó közepes értékkel (a fokozatok most megadott két határának számtani középértéke), majd ezeket a szorzatokat összegezve állítottuk elő (megközelítőleg) azt az összeget, mely az észlelések számával elosztva az illető időponthoz tartozó közepes látástávolságot (felhőmagasságot) adja. A 4 km-en felüli látástávolsági fokozatoknál közepes értéknek 7 km-t vettünk (a 4–10 km-es fokozat középértékét), a 300 m-en felüli felhőmagassági fokozatoknál 450 m-t (a 300–600 m-es fokozat középértékét), tekintettel arra, hogy 10 km-en felüli látástávolságok, illetve 600 m-en felüli felhőmagasságok a vizsgált helyzetekben aránylag ritkán fordultak elő. Az átlátszatlan talajködöt 100 m-nél kisebb magasságú felhőként kezeltük, átlátszó talajködönél viszont a ködön át észlelt felhőt vettük számításba. A felhőtlen égboltot 300 m-nél nagyobb magasságú felhővel tekintettük egyenértékűnek.

Egy konkrét számpéldával igyekeztünk eljárásunkat részletekben is bemutatni: Nagykanizsa-repülőtérről vonatkozólag azt kaptuk például, hogy 09 órakor a látástávolságnál az 1. fokozat gyakorisága $g_1 = 29$, a 2. fokozaté

1. TÁBLÁZAT. Közepes látástávolság (km), 1954–1955. téli félév

$f_{mf} \leq 4$ m/mp. A dőlt számjegyű adatok a minimumokat, a vastag számjegyűek a maximumokat jelölik az illető sorban álló repülőtérről nézve

	05	07	09	12	15	17	19	21	23	01	03
Szombathely	4,83	3,35	3,11	5,04	5,21	4,71	4,68	5,24	5,23	4,89	4,92
Bp.-Ferihegy	4,74	3,10	3,01	4,94	5,59	4,54	4,64	4,89	5,04	5,29	4,92
Miskolc	3,82	2,71	2,69	4,41	4,95	4,58	4,48	4,40	4,22	4,15	3,84
Debrecen	4,52	2,88	3,48	4,84	5,29	4,55	4,41	4,76	4,94	5,11	4,95
Szeged	4,22	3,11	3,38	4,89	5,18	4,68	4,73	4,55	4,59	4,71	4,58
Nagykanizsa	4,45	3,15	3,39	5,09	5,88	5,36	5,23	4,62	4,61	4,66	4,54

$g_2 = 18$, a 3. fokozaté $g_3 = 57$ és a 4. fokozaté $g_4 = 39$ (143 esetből). Ekkor Nagykanizsa-repülőtéren 09 órakor a (közelítő) közepes látástávolság:

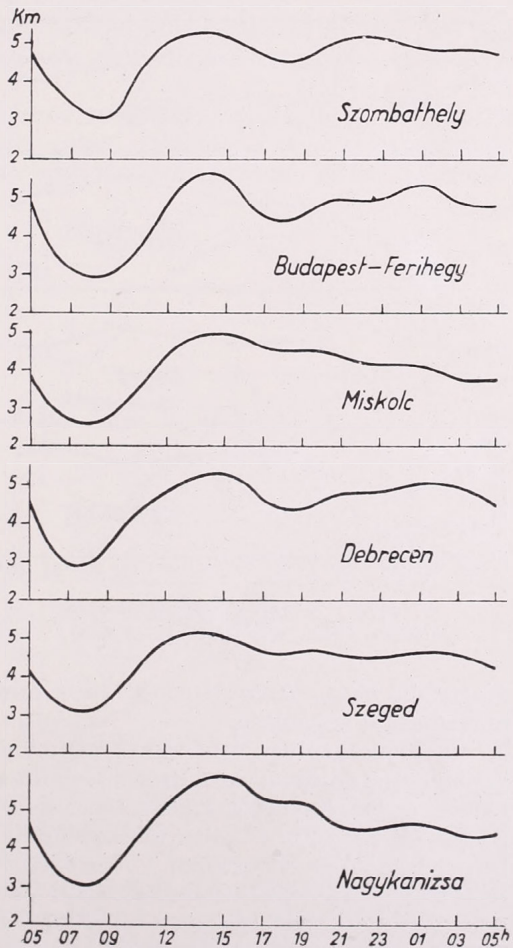
$$V_{09} = \frac{0,5 \cdot g_1 + 1,5 \cdot g_2 + 3 \cdot g_3 + 7 \cdot g_4}{g_1 + g_2 + g_3 + g_4} = \frac{0,5 \cdot 29 + 1,5 \cdot 18 + 3 \cdot 57 + 7 \cdot 39}{29 + 18 + 57 + 39} =$$

$$= \frac{485,5}{143} = 3,39 \approx 3,4 \text{ km.}$$

A látástávolságnál időpontonként és repülőterenként átlagosan 120, összesen mintegy 8000 adatot dolgoztunk fel, a felhőmagasságnál pedig időpontonként és repülőterenként átlagosan 60, összesen mintegy 4000 adatot.

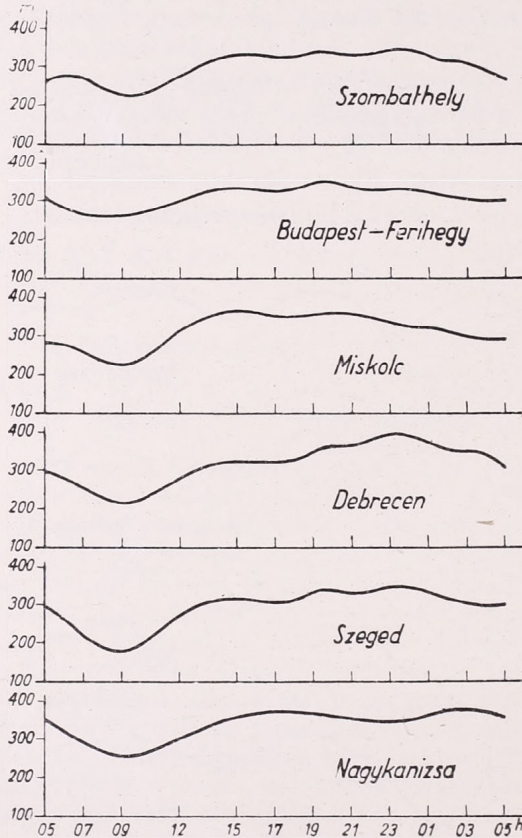
Vizsgálataink eredményét táblázatokban, illetve ábrákon mutatjuk be.

Az 1. táblázat adatai alapján készült 1. ábrán a látástávolság napi menetének görbéit tüntettük fel a kiválasztott hat repülőtéren. Az abszcisszatengely beosztása 05 órával kezdődik, ilyenformán a görbék bal fele a nappali, jobb fele az éjszakai napi menetet mutatja. Rögtön szembeütnek az ábrákon, hogy az éjszakai látásértékek valamennyi repülőtéren egyformán sokkal jobbakkal a nappaliaknál. Nyoma sincs az erős délelőtti minimumhoz hasonló alacsony értékeknek, sőt a látásértékek a nappali maximumhoz esnek közelebb. Szombathelyen meg éppen éjjel, 21 órakor van a látás napi maximuma: 5,24 km, míg a nappali maximális érték 15 órakor csak 5,21 km. Csak a behatóbb megfigyelés árulja el, hogy a repülőtereknek mintegy a felén (Miskolcon, Debrecenben, Szegeden, kisebb mértékben Ferihegyen) kisebb mértékű látásromlás mutatkozik az éjszaka második felében, valamint hogy a repülőterek szintén kb. a felén (Szombathelyen, Ferihegyen, Debrecenben, kevésbé élesen Szegeden) 17–19 óra között van egy másodlagos minimum a látás napi menetében. A látástávolságra vonatkozó megállapításaink teljessé tétele érdekében mindjárt itt megemlítjük azt az észrevételt, hogy az éjszakai látásértékek fénypontok megfigyelése



1. ábra: Közepes látástávolság (1954–1955. téli félév, $f_{mfm} \cong 4$).

útján állapíttatnak meg s a fénypontok alapján általában nagyobb látástávolságot állapítunk meg, mint ugyanolyan légköri átlátszóság esetén nappal a szokásos látási célpontok segítségével. Ez az észrevétel kétségtelenül helytálló, mindazonáltal semmit sem von le a látástávolságra vonatkozó megállapításaink *gyakorlati* értékéből; egyrészt egyszerűen azért, mert éjjel a repülőgépvezetők is fénypontok alapján tájékozódnak s így görb



2. ábra : Közepes felhőmagasság (1954—1955. téli félév, $f_{mlm} \cong 4$).

magasság napi menetében is mutatkozik 17—19 óra tájban egy gyenge másodlagos minimum.

Felhőmagasság-görbéinkkel kapcsolatban azzal az észrevétellel találkozunk, hogy az éjszakai nagyobb felhőmagasság-értékek bizonyos fokig talán annak a pszichológiai körülménynek a következményei, hogy az észlelők, a nappali forgalmi időszak felelőssége alól felszabadulva, éjjel — a régebben forgalommentes időszakban — kevésbé óvatosak, inkább „mernek“ nagyobb felhőmagasság-értékeket adni. Ezzel az észrevétellel — bár némi realitást nem tagadunk meg tőle — a következő érveket állítják szembe: Mint beszámolóink elején említettük, vizsgálati anyagunk időbeli kiválasztásánál tekintettel voltunk arra is, hogy a repülőterek milyen mértékben voltak felhőfényszóróval felszerelve. Hogy az 1954—1955. éveket választottuk, annak

béink éjszakai szakaszukon is a *reális látási viszonyokat* mutatják, másrészt azért, mert az esetleges komolyabb éjszakai ingásnak relatíve így is meg kellene mutatkoznia.

A 2. táblázat adataiból készült 2. ábránk a felhőmagasság görbéit mutatja be a kiválasztott hat repülőtéren. Az abszcisszatengely beosztása itt is a látástávolsági ábrához hasonló, úgyhogy itt is a görbék jobb fele mutatja az éjszakai napi menetet. Ezek az ábrák is azonnal szembetűnik, hogy az éjszakai felhőmagasság-értékek valamennyi repülőtéren jobbak a nappaliaknál. Itt sem lehet látni az erős délelőtti minimumhoz hasonló alacsony értékeket, sőt Miskolc kivételével valamennyi repülőtéren az éjszakai félre esik a felhőmagasság napi maximuma. Az ábrákat behatóbban tanulmányozva az éjszaka második felében a repülőtereknek mintegy a kétharmadánál (Szombathely, Miskolc, Debrecen, Szeged, kisebb mértékben Ferihegy) kisebb mértékű felhőmagasság-csökkenést figyelhetünk meg. Néhány repülőtéren (Ferihegy, Szeged, kevésbé élesen Miskolc) a felhő-

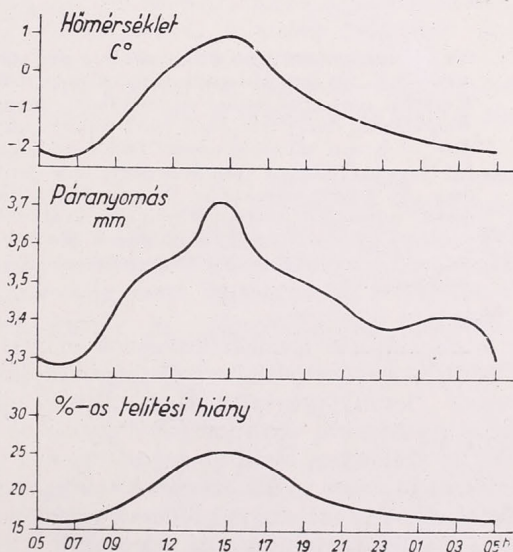
2. TÁBLÁZAT. Közepes felhőmagasság (m), 1954—1955. téli félév

$f_m \leq 4$ m/mp. A dőlt számjegyű adatok a minimumokat, a vastag betűsek a maximumokat jelölik az illető sorban álló repülőtérré nézve

	05	07	09	12	15	17	19	21	23	01	03
Szombathely	271	267	226	281	328	334	337	336	350	326	307
Bp.-Ferihegy	312	272	267	303	336	324	351	335	340	333	311
Miskolc	290	260	228	317	365	357	356	355	335	318	299
Debrecen	301	249	276	285	332	325	348	361	390	364	341
Szeged	297	220	173	275	316	304	334	331	348	336	313
Nagykanizsa	362	296	248	300	368	380	374	364	344	372	378

okai között jelentős súllyal szerepelt az is, hogy 1954-ben már mind a hat kiválasztott repülőtér fel volt szerelve felhőmagasság-mérő fényszórával. Tekintettel arra, hogy az általunk vizsgált kis légnyomású gradiensű helyzetekben jórészt alacsony, Stratus-szerű felhőzet uralkodik a téli évszakban, — ami a felhőfényszóráó használata szempontjából előnyös —, állíthatjuk, hogy éjszakai felhőmagasság-adataink jelentős része felhőfényszóráóval mért, megbízható adat.

Az ábráinkon látottakat összegezve megállapíthatjuk, hogy az az észrevétel, melyről beszámolónk elején mint vizsgálataink kiindulópontjáról emlékeztünk meg, s amely szerint az éjszakai látástávolság- és felhőmagasság-értékek általában nem sokkal kisebbek, mint a nappali maximális érték, minden vizsgált repülőtéren kifogástalanul és egyformán helytáll. Hátra van most még annak a kérdésnek a felvetése, hogyan magyarázzuk ezt a jelenséget. Szem előtt tartva, hogy a látástávolság és felhőmagasság alakulását végső fokon a hőmérsékleti és nedvességi viszonyok határozzák meg, valószínűnek látszik, hogy kérdéseinkre a választ a tekintetbe vett időszak kis légnyomású gradiensű helyzeteiben mutatkozó hőmérsékleti és nedvességi viszonyok vizsgálatával kaphatjuk meg. Ezeknek a vizsgálatoknak az elvégzése még a jövő feladata. Egyelőre annak valószínűsítése céljából, hogy a kívánt eredmény ezen az úton valóban elérhető, 3.



3. ábra: A hőmérséklet, a páranymás és a telítési hiány a maximális páranymás %-aiban Budapesten (Met. Int.) 30 évi januári átlagok szerint

ábráinkon bemutatunk három grafikont, melyek a hőmérséklet, a páranymás és a százalékos telítési hiány január havi közepes napi menetét mutatják Budapestre nézve (Meteorológiai Intézet). A görbék lényegi hasonlósága a mi látástávolsági és felhőmagassági görbéinkhez elvitathatatlan, bár az éjszakai és koradélelőtti értékek különb-

sége itt jóval kisebb, mint a mi görbéinken. Nem szabad azonban elfelejtetni, hogy ezek a görbék egyrészt csak januári, másrészt tetszésszerű légnyomási gradiensű időhelyzetbeli adatokra épülnek.

Reméljük, hogy az eddigiekben tekintetbe vett kis légnyomási gradiensű helyzetek hőmérsékleti és nedvességi viszonyainak vizsgálatával sikerül majd még magyarázatot igénylő kérdéseinkre is a kielégítő választ megkapnunk.

Koppány György :

Az 1957-es nyár rendkívüli melegperiódusának makroszinoptikus vizsgálata

Összefoglalás. A dolgozat főleg aeroszinoptikai anyagra, valamint rádiószondamérésekre támaszkodva megvizsgálja azt a makroszinoptikus folyamatot, amely az 1957. június végén beköszöntő és csaknem két hétig tartó nagy meleg kialakulásához vezetett Európa nagy részében. Az eredmények alapján megállapítható, hogy a rendkívüli meleget két tényező együttes hatása alakította ki : egyrészt az erőteljes dinamikus nyomás- és hőmérsékletemelkedés, másrészt a szubtrópusi légtömegeknek SW magassági áramlással történő advekcioja.

★

Makrosynoptische Untersuchung der ausserordentlichen Wärmeperiode des Sommers 1957. In der Abhandlung wird hauptsächlich auf Grund von aerosynoptischem Material und Radiosondenmessungen jene Grosswetterlage untersucht, die zu der Ausbildung der Ende Juni 1957 anbrechenden und fast zwei Wochen lang dauernden, sich auf einen grossen Teil von Europa erstreckenden grossen Wärmewelle führte. Auf Grund der Resultate der Untersuchungen kann festgestellt werden, dass die ausserordentliche Wärme durch das gemeinsame Auftreten von zwei Faktoren, nämlich einerseits durch den kraftvollen dynamischen Druck- und Temperaturanstieg, anderenteils aber durch die aus subtropischen Luftmassen bestehenden südwestliche Höhenströmung zustande kam.

★

Az időjárás rendkívüliségének előrejelzése fokozott nehézségeket jelent. Elsősorban megnehezíti a szélsőséges időjárási kilengések előrejelzését az ilyen esetek viszonylagos ritkasága. Ahhoz ugyanis, hogy akár a hőmérséklet, akár a csapadék szempontjából huzamos ideig szélsőséges időjárás uralkodjék, az szükséges, hogy az azonos hatású tényezők találkozzanak. A tényezőket azonban igen nehéz szemmel tartani vagy éppen intenzitásukat előre jelezni. Ezért egy-egy szélsőséges időszak elemzése sok tanulsággal szolgál.

A rendkívüli időjárási jelenségek vizsgálatának szempontjait mindig a konkrét adottságok határozzák meg. Az alábbiakban megvizsgálandó 12 napos meleg időszak éppen a nyári félév közepén jelentkezett, ami már eleve arra figyelmeztet, hogy nem elegendő tisztán az advekciónak viszonyokkal magyarázni, hanem föl kell vetni a kérdést, hogy milyen szerepet játszottak benne a sugárzási és dinamikus hatások. Jelen dolgozat a makroszinoptikus elemzésen kívül ehhez a kérdéshez is igyekszik néhány tájékoztató adatot szolgáltatni. Célunk elsősorban annak megvizsgálása, hogy a szinte egész Európán végigvonuló meleg hullám honnan indult ki, és milyen szinoptikus folyamatok indították útjára.

1. A meleg időszak jelentkezése a budapesti adatok alapján. Tekintsük át először a budapesti megfigyelési adatsort 1957 június végétől július közepéig. Elsősorban a hőmérséklet alakulása érdekel bennünket, ezenkívül még a páratartalom is fontos tájékoztatást ad. Táblázatunkban ezért megadjuk a budapesti napi középhőmérsékleteket (T_k) és ezek eltérését a 75 éves átlagtól (ΔT). Megadjuk továbbá az éjféλι rádiószonda-mérések alapján az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál értékeket dekaberekben (gpdm), valamint a légszlop teljes vízgőztartalmát mm-ben (W).

I. TÁBLÁZAT

Dátum	T_k	ΔT	gpdm	W
VI. 24.	25,8	+5,3	568	35
25.	20,6	0,0	568	32
26.	17,4	-3,1	557	24
27.	18,1	-2,2	548	19
28.	19,6	-0,8	550	19
29.	23,9	+3,0	564	30
30.	25,9	+4,7	566	35
VII. 1.	26,8	+5,4	568	34
2.	26,5	+5,0	568	41
3.	25,0	+3,7	566	30
4.	26,4	+4,7	566	24
5.	29,2	+7,6	573	34
6.	30,5	+9,0	573	36
7.	30,0	+8,4	572	32
8.	30,7	+8,6	576	36
9.	28,1	+6,1	579	43
10.	25,8	+4,1	569	38
11.	20,3	-1,0	561	35
12.	20,4	-1,0	564	38

Mint látható, az előző, átmenetileg hűvösebb időszak június 26-án érte el mélypontját, majd lassú emelkedés után 28-ról 29-re hirtelen erőteljes melegedéssel páratelt levegő jutott uralomra. A hőmérsékleti anomália 12 napon keresztül (június 29-től július 10-ig) megszakítás nélkül pozitív volt, sőt 3 napon (július 6-tól 9-ig) 30 fok felett volt a napi középhőmérséklet. Csapadék szempontjából az időszak száraznak mondható, 10 mm-t meghaladó csapadékot az országban utoljára június 25-én mértek, majd kevés megszakítással július 9-ig szinte aszályos időszak következett. A meleg időszakot azután 9-én és 10-én záporosók és zivatarok kíséretében beérkező hidegbetörés zárta le, amely országszerte kiadós csapadékhullást okozott.

A hőmérséklet menetében július 2-a és 3-a körül egy átmeneti visszaesést tapasztalhatunk, amit a légszlop teljes vízgőztartalmának csökkenése kísér (július 4-én 24 mm!). Ezt követően a hőmérséklet újra emelkedni kezd, és ebben a második hullámban több olyan hőmérsékleti értéket is följegyeztek, amely meghaladja az illető napokon eddig mért legmagasabb értékeket is.

2. A meleg időszak makroszinoptikája az Atlanti-Európai térségben. A legérdekesebb kérdés számunkra természetesen az, hogy milyen szinoptikus folyamatok okozták a június végi július eleji nagy meleget. Meg kell tehát vizsgálnunk a nyomáskép és hőmérsékleti viszonyok alakulását ebben az időszakban.

A 700 mb-os AT -térképek felhasználásával a nyomáscentrumok kinematikus gyűjtőtérképén végig követjük a június 24-től július 10-ig terjedő időszak nyomásváltozásait, az 500/1000 mb-os RT -térképen pedig három reprezentánsnak tekinthető terület átlaghőmérsékletével a hőmérsékletválto-



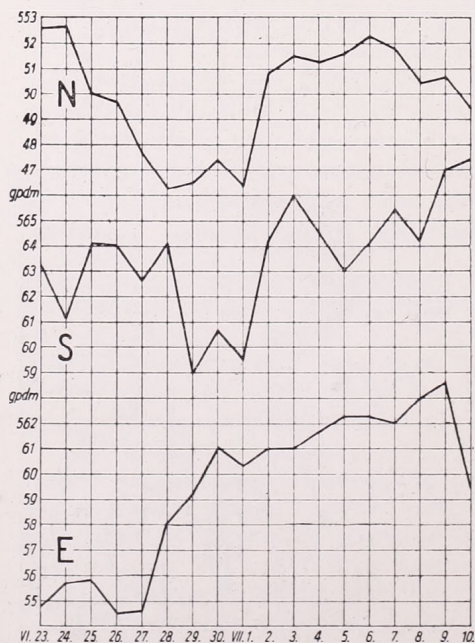
1. ábra. A területi átlaghőmérsékletek kiszámításának alapjául szolgáló szektorok

zásokat. Az említett területeket és a területi átlagok kiszámításához fölhasznált pontokat az 1. ábra mutatja be. Az első terület az „N”-nel jelzett Észak-Atlanti szektor, amely a sarki térségből kiinduló hideg légtömegek előtörésére érzékeny. A második terület, „S” jelzéssel, a szubtrópusi, illetve Azori-térségben végbemenő változásokra érzékeny szektor. A harmadik terület Európa törzsét foglalja magába, jelölése „E”. A három szektor átlaghőmérsékleteinek változását a 2. ábrán láthatjuk.

Ennek a szemléltetési módnak előnye, szemben az átlaghelyzetek (pentád, dekad) ábrázolásával, hogy az időbeli változást mutatja be, amely az utóbbi ábrázolásmóddal elmosódik. Hátránya, hogy a finomabb területi részletek hiányoznak belőle.

Az elemzés szerint június 24-ről 25-re erőteljes és tartós hidegkiáramlás indult meg az Atlanti-óceán felé, amely először az „N” szektorban okozott lehülést (2. ábra). Itt július 1-ig megszakítás nélkül tartott a hideg légtömegek uralma, és csak 2-án indult meg erőteljesebb melegedés. Ez a hidegkiáramlás valószínűleg okozati kapcsolatban van a június 24-i napkitöréssel. Ezt a budapesti ionoszféra-megfigyelések tanúsága szerint 30-ig újabb kitörések követték.

A sarki légtömegek kiáramlásával egyidejűleg az Azori-térségben melegedés indult meg (2. ábra, „S” szektor), ezáltal az Atlanti-óceán fölött a hőmérsékleti kontraszt kieleződött. Ugyanekkor Grönlandtól délre hirtelen erőteljes ciklogenezis kezdődött, amely az Atlanti-óceán fölött több napon át intenzív ciklontevékenységghez vezetett. A ciklon áramrendszerében jelentős légtömeg-átrendeződések mentek végbe, amelyek először az Azori-szigetek, majd Nyugat-Európa térségében mélyreható változásokat eredményeztek. Június 24-én és 25-én ugyanis az Azori magasnyomás normálhelyzetében



2. ábra. Az 500/1000 mb-os RT területi átlagértékeinek változása 1957. június 23-tól július 10-ig geopotenciális dekaméterben

volt, majd a ciklon kialakulása után az Észak-Atlanti-óceán nagy részén hirtelen beálló nyomássüllyedés mintegy kettévágta az Azori anticiklont. A június 26-i cirkumpoláris térképen az Azori maximum már két magra szakadva található, az egyik mag Amerika partjai felé húzódtott vissza, a másik a Biscayai öböl térségébe nyomult előre.

A 3. ábrán a vizsgált időszak nyomásviszonyai a nyomásképződmények mozgásaként, illetve megjelenéseként vagy eltűnéseként követhetők. (A 26-án a Biscayai öböl felett megjelenő anticiklon ezen a térképen nem található meg, mivel az csak a talajon alkotott önálló nyomásképződményt.) Az Azori-szigeteken június 25-én a magasnyomású centrum megszűnt, és csak július 4-én jelent meg újra a 700 mb-os topográfiai térképünkön. A 25-én elkezdődő ciklontevékenység viszont változatlan, sőt inkább fokozódó intenzitással fennmaradt június 30-ig, miközben SW magasági áramlással meleg légtömegekkel

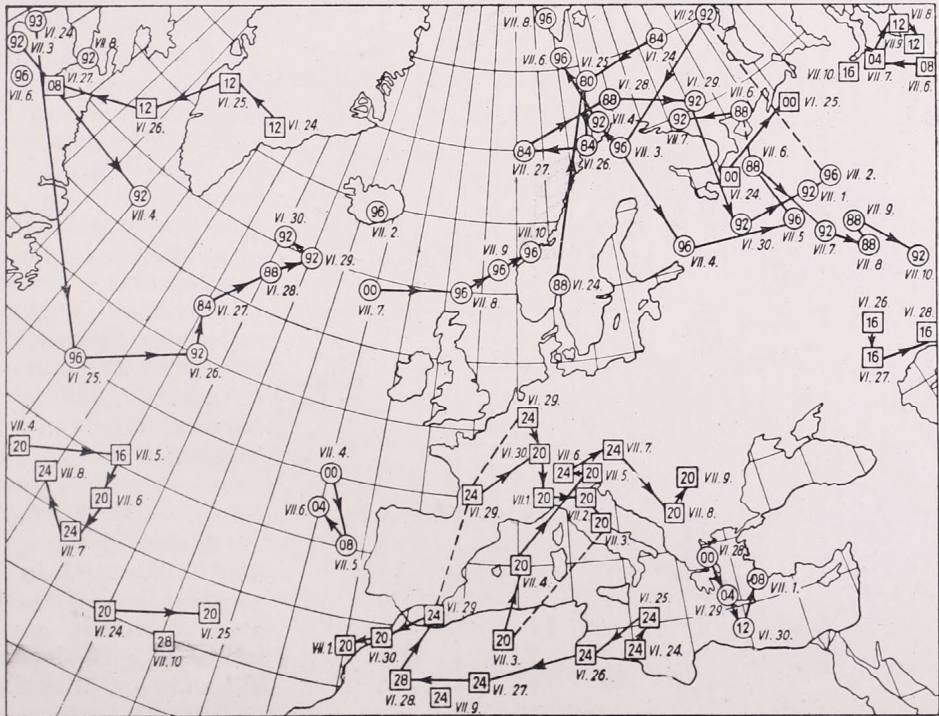
árasztotta el Nyugat-, majd Közép-Európát. Ezzel szemben a hátoldalán áramló hűvös levegő az Azori-térségben okozott lehűlést (2. ábra, „S” szektor).

Az európai szektor hőmérsékletének alakulásában az erőteljesebb melegedés 28-án indult meg, és a meleg uralma jelentős visszaesés nélkül tartott július 9-ig (2. ábra, „E” szektor). Ez idő alatt Észak-Afrika felől két meridionális irányítású anticiklon-előnyomulást találunk, az első június 28-án, a második július 3-án indult (3. ábra). Az egész meleg a július 7-én Skócia felett elkezdődő ciklontevékenység zárta le, amely a magasabb szélességek felől hűvös légtömegeket szállított Európába.

Általános jellemzőként elmondhatjuk, hogy a vizsgált szinoptikus mechanizmus erőteljes és hosszantartó sarki hidegkiáramlással kezdődött, amely az Atlanti-óceán Európához köztes területein gyors, jelentős nyomás-süllyedést okozott. Ezt követően Európa középső része fölött erős fölmelegedés indult meg, ami a tartós meleg időszak kezdetét jelentette. A meleg szakasz kezdetén és második felében ugyanitt anticiklonális helyzet alakult ki.

3. A június utolsó napjaiban bekövetkezett hirtelen melegedés aerológiai vizsgálata. Mint az előzőekből láttuk, a meleg időszak Európában egyszeri hirtelen fölmelegedéssel kezdődött, majd lassan fokozódott a meleg, míg az utolsó napokon érte el csúcserékét. Ezért két lényeges kérdés vár megvilágításra: egyrészt milyen tényezők okozták a kezdeti, gyors fölmeledést; másrészt, hogyan maradhatott fenn a nagy meleg 12 napon át, jelentős visszaesés nélkül. Az utóbbi kérdésre a feldolgozott anyag birtokában nem tudunk válaszolni.

A meleg hullám Európa nyugati részét június 27-én érte el, és így terjedt tovább a következő napokon a kontinens belseje felé. Nézzük meg ezért a



3. ábra. Kinematikus gyűjtőtérkép a 700 mb-os szintről, 1957. június 24-től július 10-ig

meleghullám útjába eső 4 európai állomás rádiószonda felszállásainak alapján a légkör fajlagos nedvességtartalmában és hőmérsékletében beállott változásokat június 26-tól 28-ig. A kiválasztott állomások: Madrid, Nimes (Dél-Franciaország), Payerne (Svájc), Prága. (Payerne 28-i adatainak hiányában a 29-it használtuk fel).

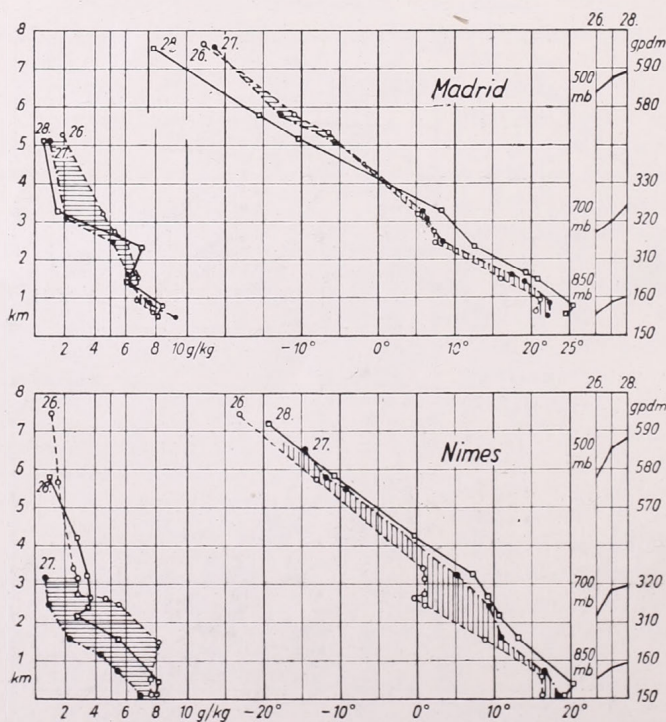
A 4. és 5. ábrán láthatjuk ezen állomások fölszállási görbéit három egymás után következő napról, éspedig a hőmérséklet és a specifikus nedvesség magassági görbéit, valamint a 850, 700 és 500 mb-os főzobárszintek magasság-változását geopotenciális dekaméterekben a 00 GMT mérések alapján. A nagyobb szemléletesség kedvéért az első — melegedést mutató — 24 órás különbségeket satirozással domborítottuk ki ábráinkon. A függőleges vonalkázás jelenti a pozitív, a vízszintes vonalkázás a negatív változásokat. Rögtön szembetűnik, hogy az első melegedés a levegő nedvességtartalmának csökkenésével együtt lépett fel. Különösen erős melegedéseket találunk Nimes és Payerne légtérében 26-ról 27-re. A hőmérséklet elsősorban a magasabb légrétegekben növekedett, és a legerősebb melegedést mutató rétegekben csökkenést általában legjobban a nedvességtartalom is. Ebből arra következtethetünk, hogy itt leszálló légmozgás dinamikus hőmérsékletnöveléséről van szó.

Nagyobb bizonyosság céljából próbaképpen kiszámítottuk Nimes fölött a 700 mb-os szinten a hőmérséklet advektív változását június 26-ról 27-re. A számítás szerint 5 fokos lehűlésnek kellett volna bekövetkezni, a valóságban ezzel szemben 4 fokos melegedés történt. A melegedést tehát semmiesetre sem advekción okozta. A levegő erős kiszáradása miatt a konvektív hőszállítás is

valószínűtlennek látszik. Mindez megerősíti következtetésünket.

A madridi és prágai mérések ezektől eltérő változásokra vallanak. Az Ibériai-félsziget belsejében ugyanis valószínűleg az erősödő besugárzás hatására, főleg az alsóbb légrétegekben volt tapasztalható lassú melegedés. Prága fölött pedig 27-ről 28-ra következett be igen erős fölmelegedés, valószínűleg a felsikló jelleggel beérkező, meleg légtömeg hatására.

A leszálló légmozgás intenzitásának megbecsülésére a következő eljárást használhatjuk. A legnagyobb nedvességcsökkenést mutató légrétegekben lemérjük



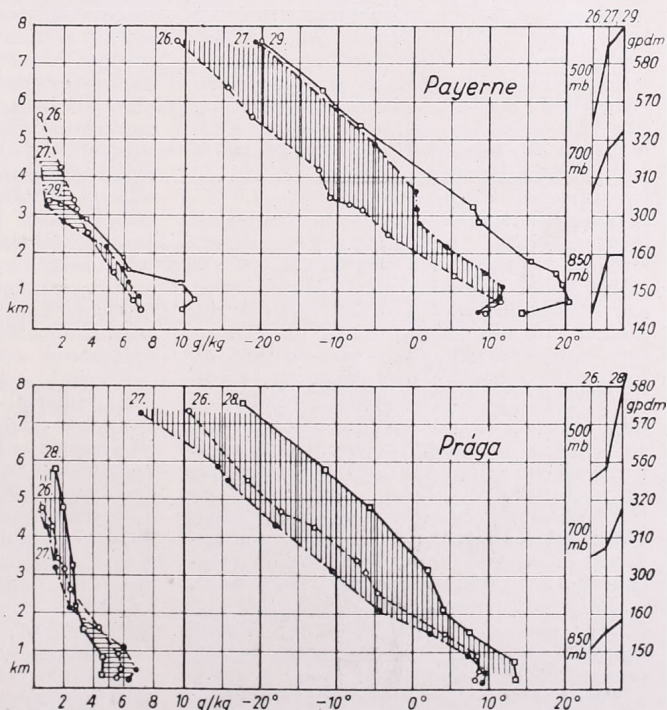
4. ábra. A légállapot változása 1957. június 26-tól 28-ig Madrid és Nimes fölött.

egy azonos specifikus nedvességi érték 24 órás magasságváltozását. Ha föltételezzük, hogy az állomás környezetében homogén légtömeg helyezkedik el, és így a vízszintes nedvességszállítás elhanyagolható, továbbá föltéve, hogy a leszálló légrézecske megtartja eredeti specifikus nedvességét, akkor az így nyert magasságkülönbség megadja a leszálló légmozgás 24 órás útját. Ezt az értéket a szárazadiabatikus gradienssel megszorozva megkapjuk a légrézecske dinamikus (individuális) hőmérsékletnövekedését. Ha ebből még kivonjuk az úthossz alsó és felső végpontja között az első felszállásnál talált tényleges hőmérsékletkülönbséget, akkor megkapjuk az alsó végpontban várható 24 órás dinamikus (lokális) hőmérsékletemelkedést.

Természetes viszonyok között az első feltételünk általában nem teljesül. Ezért a specifikus nedvesség változásából csak hozzávetőlegesen következtethetünk a leszálló légmozgás útjára. Ennek ellenére a 26-ról 27-re bekövetkezett változásokból Nimes légterében 1,5 és 3 km között, Payerne légterében pedig 3 és 5 km között, a tényleges hőmérsékletváltozásokat is figyelembe véve, elfogadható eredményeket kapunk. Itt a fenti eljárással Nimes fölött az említett rétegekben 1,3—1,8 km-es úthosszat találunk, aminek 1,5—2,0 cm/sec sebesség és 5—8 fokos (lokális) hőmérsékletemelkedés felel meg. A valóságos hőmérsékletnövekedés pedig kb. 3—6 fok. Payerne fölött a megnevezett rétegekben ugyancsak 1,3—1,8 km-es utat mértünk, ennek megfelelően a lokális hőmérsékletnövekedésre 4—8 fokos értékeket kapunk, míg a valóságos hőmérsékletnövekedés a réteg alsó részén kb. 6—8 fok.

Visszatérve a 3. ábránkra, két érdekességet említhetünk meg. A június 29-én Franciaország fölött megjelenő anticiklon helyileg kialakult, önálló képződménynek tekinthető és csak egy magasnyomású hátság kapcsolja össze az Észak-Afrikából előrenyomuló anticiklonnal. Ezzel szemben július 3-a után, kimondottan Afrikából kiinduló, egyetlen anticiklonmag mozgását figyelhetjük meg.

A fentieket összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a június 26-a után Európán átvonuló megleghullámot dinamikus anticiklon képződés előzte meg, amit azután az elvonuló anticiklon hátoldalán a trópusi meleg légtömegek advekcioja követett.



5. ábra. A légállapot változása 1957. június 26-tól 29-ig, illetve 28-ig Payerne és Prága fölött.

A hőmérséklet szélsőséges ingadozásai az 1957. évben

Az idei év bővelkedett időjárási szélsőségekben. Különösképpen áll ez a hőmérséklet rövidebb periódusú ingadozásaira. A budapesti havi középhőmérsékletek ugyanis — eltekintve februártól és májustól — nem voltak szélsőségesek. (Februárban $+3,6\text{ C}^\circ$ -ot, májusban pedig $-2,7\text{ C}^\circ$ -ot tett ki a 75 évi törzsértékek szerint számított anomália.) Rendkívül szélsőségesen viselkedett azonban július és részben augusztus, noha e két hónap középhőmérséklete csak kevéssel tért el az átlagoktól ($+0,3$, illetve $-0,9\text{ C}^\circ$). Jól tükröződik azonban a félhónapokra számított anomáliákban; júliusban ezek $+4,2$ és $-3,4\text{ C}^\circ$ -ot tettek ki, augusztusban pedig $+0,9$, illetve $-2,5\text{ C}^\circ$ -ot.

Még nagyobb ingadozásokat találunk természetesen ha például pentádértékek anomáliáit tesszük vizsgálat tárgyává. (Az ábra harmadik görbéje, ahol az anomáliákat a *Péczely Gy.* által közzétett 100 évi átlagok alapján tüntettük fel [1].) Ezen értékek között találhatunk $-7,6\text{ C}^\circ$ -os rekord-anomáliát (május 2. pentádjá), illetve $+7,9\text{ C}^\circ$ -nyi, ugyancsak rekord-értéket, július 2. pentádjában. Az előbbi közel 2 fokkal volt hidegebb, mint az 1886-ban észlelt eddigi leghidegebb május 2. pentádérték, az utóbbi viszont több mint 3 fokkal haladta meg az 1865. év július 2. maximális pentádatlagát. Említésre méltó pentád-anomáliák találhatók még február 3. és 4. pentádjában ($+6,6$ és $+6,4\text{ C}^\circ$), valamint március 3. és 4. pentádjában ($+5,9$ és $+5,7\text{ C}^\circ$). A május 6. pentádjában észlelt $-7,2\text{ C}^\circ$ -nyi eltérés szintén 2 fokkal hidegebb az eddigi, 1876. évi rekordnál. A június 3. pentádjában jelentkező $+5,6\text{ C}^\circ$ anomália megelőzik az 1866. évi eddigi rekorddal, a július 5. pentádban jelentkező $-4,5$ foknyi eltérés viszont csak 0,1 fokkal maradt az eddig nyilvántartott legalacsonyabb, 1913. évi érték alatt.

Találunk természetesen rendkívüli hideg és rendkívüli meleg napokat is. Így például március 14-én a napi középhőmérséklet Budapesten 8,5 fokkal haladta meg az e napra számított 75 évi törzs-

értéket. Május 7-én viszont $-10,5\text{ C}^\circ$ -ot tett ki a napi anomália! Július 8-án (tehát ismét 2 hónap múlva) jelentkezett az év legmelegebb napja, $+8,6\text{ C}^\circ$ -nyi hőtöbblettel. Érdekes, hogy kb. 2 hónap múlva megint egy igen hideg nap, szeptember 15-e volt, $-4,4\text{ C}^\circ$ anomáliával. Erre a kb. 4 havi periódusra később még visszatérünk.

A hőmérséklet-ingadozások szinoptikus okaival most nem foglalkozhatunk bővebben, mert az csak egy részletesebb tanulmány tárgya lehet. Az Időjárás folyó évi 3. számában (208. old.) azonban ismertettük *Visser* és *Rodewald* azon vizsgálatait, amelyek szerint az 1947. évi napfolt-maximum évében, a nyugat-európai hőmérséklet pontosan követte a napfolttevékenység 27 napi ritmusát. Tekintettel arra, hogy az 1957-es év szintén napfolt-maximum éve, az ábrában feltüntetettük a viszonylagos napfoltszámok pentádértékeinek (Zürich), valamint a tihanyi Geofizikai Observatórium által szolgáltatott földmágneses jellemzők pentádértékeinek változását is. Láthatjuk, hogy a napfoltszámok görbéjével lazább, a mágneses háborgásokat jellemző Ch-értékekkel viszont jóval feltűnőbb a párhuzamosság a budapesti hőmérséklet változásait feltűntető görbében.

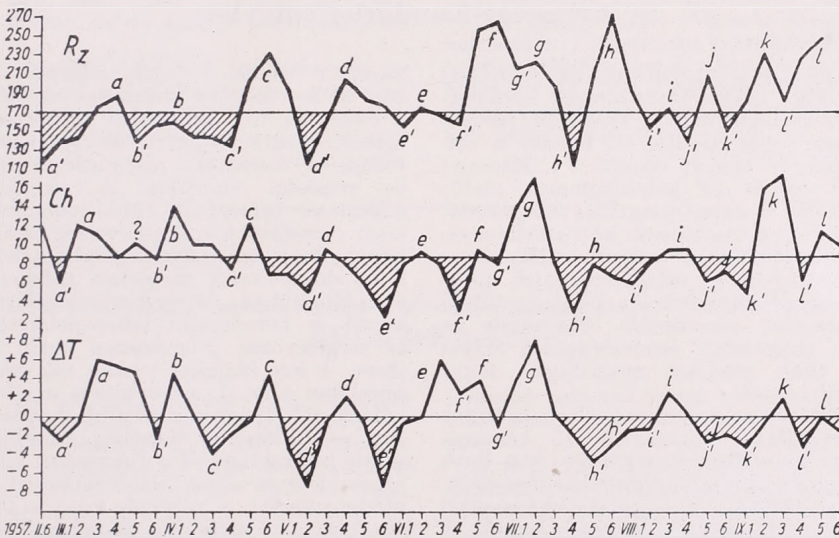
Cikcakk görbékkel kapcsolatban mindig felmerülhet az az ellenvetés, hogy ilyeneket több-kevesebb próbálkozással párhuzamba lehet állítani. (Ez történt esetünkben is, mert a hőmérsékleti görbét egy pentáddal jobbra tolvá ábrázoltuk, a naptevékenységi görbékhöz képest.) A kapcsolat fennállásának, illetve szorosságának megállapítása céljából tehát szükség van matematikai-statisztikai kiértékelésekre is. A következőkben néhány ilyen értékelést óhajtunk adni.

Elsőként megállapíthatjuk, hogy mind a naptevékenységi, mind a földmágneses, mind pedig a hőmérsékleti görbében majdnem pontosan ugyanannyi hullámot, illetve ritmusegységet találhatunk. Ezeket a-1 betűkkel, illetőleg a-1' betűkkel jelöltük. A feltüntetett 42 pentádra 12 hullám

került, ami átlagban kb. 17,5 napi alaprítmusra utal. Látható az is, hogy június közepe táján mind a naptevékenységi, mind a hőmérsékleti görbében ritmusváltás történt. A tavasz folyamán ugyanis élesen jelentkezett egy 20 napi hullámzás, ami a nyár folyamán erősebb amplitúdó-változást szenvedett. Az elvégzett harmonikus elemzés szerint, a mágneses jellemzőkben és a hőmérsékletben, a tavasz folyamán legerősebben tényleg a 20 napi ritmus uralkodott (azonos fázissal), mindegyik az expektanciát kb. kétszeresen meghaladó amplitúdóval. Igen jól jelentkezik azonban az említett 4 havi (120 napos) hullámzás is.

a 2 görbe közötti véletlen egybeesést eldöntő matematikai-statisztikai kiértékelést és azt találta, hogy ennek az egybeesésnek valószínűsége 1,2% körül van. Ez az érték szintén jóval alatta marad az ilyenfajta vizsgálatokban alapul vett 5%-nyi határértéknek. Ez ui. az elfogadhatóság legfelsőbb szintjét jelenti.

A négyféle matematikai-statisztikai kiértékelés tehát *egyértelműen* amellett szól, hogy az *idei év rövidebb periódusú hőmérséklet-ingadozásait a naptevékenységnek légkörünkben érvényesülő energiaváltozásai okozták*. Minthogy a mágneses jellemzők változásai a naptevékenység korpuszkuláris sugárzásának erősségváltozásait tükrözik, azt is kijelenthetjük, hogy a hőmérsékleti hullámzás *kormányszaga* szinoptikus szempontból feltétlenül, vagy legalábbis túlnyomó részben a sarki térségből eredt. A korpuszkuláris sugarak beáramlása ugyanis, mint ismeretes, a földmágneses tér eltérítő hatása folytán, túlnyomórészt csak a sarki térség magas légkörében történhetik meg [2].



A zürichi viszonylagos napfoltszámok (R_z), a tihanyi mágneses jellemzők (Ch) és a budapesti pentád-hőmérsékletek anomáliáinak (ΔT) változása]

A görbék nyári részére vonatkozó harmonikus elemzés tanúsága szerint tényleg eltűnt a 20 napi ritmus és helyette egy 32 napi, valamint egy 96 napi hullámzás lépett előtérbe. A hőmérsékletben ezenfelül 48 napi hullám is jelentkezett, ami a mágneses háborgásokban *nem* mutatkozik. A periódusok megegyezése, illetve azok egyidejű fázisváltozása — a hullámzások egyezésén felül — szintén az okszerű kapcsolat mellett szól.

A kapcsolat erősségére vonatkozóan megadjuk a korrelációs tényező nagyságát a mágneses háborgások jellemzői és a hőmérsékleti anomáliák között: $r = 52,5 \pm 11,2\%$. A hiba tehát kb. 1/5-öd része a korrelációs tényezőnek, ami szintén a kapcsolat realitása mellett szól. Kérésünkre *Péczely Gy.* elvégezte

azt is kijelenthetjük, hogy a hőmérsékleti hullámzás *kormányszaga* szinoptikus szempontból feltétlenül, vagy legalábbis túlnyomó részben a sarki térségből eredt. A korpuszkuláris sugarak beáramlása ugyanis, mint ismeretes, a földmágneses tér eltérítő hatása folytán, túlnyomórészt csak a sarki térség magas légkörében történhetik meg [2].

Az 1957-es napfolt-maximum évében tehát igen szoros összefüggést mutathatunk ki a budapesti hőmérséklet-változások és a naptevékenység között. Sajnos azonban ez az összefüggés más években, például 1947 és 1957 között, korántsem mutatkozik ilyen szorosnak. Vannak évek (pl. 1953.), mint azt *Vissler* megállapította, amelyekben a kapcsolat egy megadott helyre vonatkozóan ellentétesre fordul,

amiből következik, hogy más években vagy vegyes jellegű, vagy pedig felismerhetetlen összefüggés jelentkezik. Egyelőre sajnos sem az összefüggés ellentétesre fordulásának, sem pedig az egy éven belül fellépő fázisváltásainak törvényszerűsége és szinoptikus jelentkezése nem ismeretes. Így tehát nem adhatunk előrejelzést arra vonatkozóan, hogy az 1957. év folyamán fennállott erős párhuzamosság meddig fog tartani? Ezzel a kijelentéssel —

úgy véljük — alátámaszthatjuk azt a megállapításunkat is, hogy a naptevékenység előrejelzése nélkül a pontos távidőjelzés aligha oldható meg.

IRODALOM: [1] *Beszámoló* az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról. OMI. Hiv. Kiadványai, XX. kötet, Budapest, 1955. 173. old. [2] *Péczely, Gy.*: Az anticiklonok felépülése... Időjárás, 1954. 6. szám. 410. old.

Berkes Zoltán

Vízháztartás- és erózió-kutató állomás Kisnánán és a Szarvas-Kondoros völgyben

Nemesak az intézmények (ERTI, ÖRKI) — amelyek e két kutatóhelyet kiválasztották, berendezték és üzemben tartják — függetlenek egymástól, hanem a célkitűzések is erősen eltérők: a kishánai eróziós mérő- és kutatóállomás elsődleges célja a talajlepusztulás megakadályozására legalkalmasabb kopárfásítási eljárás kísérleti úton való megállapítása; a kondorosvölgyi minta-vízgyűjtő területen megindult mérések pedig az Alföld vízháztartási viszonyaira óhajtának az eddigi vizsgálatok eredményeinél lényegesen több részletet megvilágító fényt deríteni.

E célkitűzéseknek megfelelően a Mátra déli lejtőjének lábánál fekvő kishánai állomás aránylag kis területre (0,6 km²) terjeszti ki méréseit, ennek ellenére domborzata kellően tagolt, szintkülönbségei és lejtési viszonyai igen élesek, talaja és annak fedettsége rendkívül változatos. A kondorosvölgyi állomáshoz tartozó terület ezzel szemben lényegesen nagyobb (mintegy 22 km²) síkság, legmagasabb és legmélyebb pontjai között sem nagyobb a szintkülönbség a 4 m-nél, lejtése ennél-fogva alig van, talaja Kishánával szemben homogénnek tekinthető s teljes egészében kultúrvegetáció borítja.

Ismertetésünknek nem célja, hogy a két állomás munkáját, e munka során alkalmazott számtalan mérőműszert és mérési módszert részletesen bemutassa, hanem azokra a hidrometeorológiai eredményekre szeretne rámutatni, amelyek mindkét állomástól, fent vázolt heterogén jellegük ellenére is, sőt talán éppen azért várhatók.

Mindkét állomás kénytelen ugyanis célkitűzéseinek megközelítése érdekében a vízháztartás alaptényezőit is — a lehetőségek határain belül — a legnagyobb pontossággal meghatározni. Mériük tehát

mindkét helyen a *csapadékbevételt*. Ezekhez a mérésekhez szorosan csatlakozik a csapadék tér- és időbeli megoszlására, intenzitásának és halmazállapotának változásaira vonatkozó részletes mennyiségi és minőségi vizsgálat. A vízháztartás alakulását befolyásoló többi meteorológiai elem (hőmérséklet, légnedvesség, szél, felhőzet stb.) megfigyelése legalább a nemzetközi előírásoknak megfelelő műszerekkel és felállításban, de nem egy esetben még annál is komolyabb műszerfelszereléssel és megfigyelési programmal kerül rögzítésre. A két kísérleti terület nagyságával arányban álló, de az országos megfigyelő hálózatnál lényegesen sűrűbb mérési pontok — különösen Kishána esetében — szinte mikroklimatikus finomságú különbségek kielemezésére adnak lehetőséget. Nem részletezve itt a párolgás pontos mérése érdekében, különösen Kondorosvölgyön tett erőfeszítések eredményeként működő műszereket és közvetett mérési módszereket, megállapíthatjuk, hogy a meteorológiai kutatás igen sokrétű anyagot fog kapni az *egy-egy elemek* térbeli változásának természetét vizsgáló munkájához. Döntő fontosságú anyaghoz fog jutni egy-egy mérési hely reprezentativitásának sokat vitatott kérdésében. Exakt összehasonlítási lehetőségeket nyújt majd a két terület eltérő felszíni formái és minősége következtében beálló változásokra vonatkozólag és így tovább. De jelentős eredményekre számíthatunk az *időjárásnak*, a légköri elemek együttes, egyidőben mutatkozó csoportosulásának vizsgálatában is, ha arra gondolunk, hogy e két kísérleti terület, éppen jól körülhatárolt zárt *vízgyűjtő* jellege következtében, lehetővé teszi pl. a természetes szinoptikus periódusoknak, a nyári zivatarhelyzeteknek, a téli fagyhullámoknak stb. stb. részben közvetlen, részben — e területek

fölött és benn a talajban végzett hő- és vízháztartási mérések segítségével — közvetett úton való vizsgálatát, megismerését.

Talán e néhány, sikerrel kecsegtető kutatási terület kiemelése is meggyőzően igazolja azt, hogy a Kiszánán és a Kondorosvölgyben berendezett kísérleti állomásoktól valóban sokat várhatunk, s mindkettő megérdemli, hogy a megfigyelések meteorológiai szempontból is a legnagyobb szakszerűséggel, a lehető legmodernebb és legteljesebb műszerfelszereléssel folyjanak. Ehhez az Országos Meteorológiai Intézet igazgatósága eddig is megadta a legmesszebbmenő erkölcsi, személyi és anyagi támogatást s ezt a jövőben is meg fogja adni. A kísérleti területeken folyó munka érdeklődési körébe vág, tehát azok sorsának alakulása nem közömbös az Intézet szempontjából sem.

A kiszánai kísérleti területet ez év június 19-én erdészeti, vízügyi, geológiai, talajtani és meteorológiai szakemberekből álló bizottság tekintette meg, amikor *Héder István* tud. kutató, erdőmérnök,

a kísérleti terület tervezője és az ott folyó munka irányítója ismertette az állomás feladatát, célkitűzéseit s néhány előzetes eredményt is bemutatott. A kondorosvölgyi minta-vízgyűjtőt hidrológus-meteorológus szakemberek tekintették meg augusztus 14-én *Hartyányi László* főmérnök kíséretében, aki a helyszíni szemle során ismertette a vízgyűjtő szerkezetét, működését és a várható eredményeket.

Befejezésül meg kell még említenünk, hogy a kondorosvölgyi vízgyűjtőhöz hasonló szerkezetű és rendeltetésű mintavízgyűjtő létesült a *Mirhó—Gyolcs-i* belvizöblözetben (Szolnok megye) s némiképp a kiszánai kísérleti területhez hasonló — szintén erdészeti célokra létesült — hegyvidéki terület van *Sopron* környékén. Az előbbi a VITUKI és más vízügyi szerveink kezdeményezésére, az utóbbi az Erdőmérnöki Főiskola Termőhelyismeretani tanszékének buzgóságából született meg. Mindkettő alkalmas lesz arra, hogy az ott elért eredmények mellett az imént ismertett kísérleti területek kontrol-lehetőségeit is biztosítsa.

Kéri Menyhért

A téli évszakon belüli hőmérsékletingadozások előrejelzésének újabb lehetősége

A téli hónapok hőmérsékleti jellegének előrejelzése iránt a gyakorlati élet nagy igényeket támaszt. Éghajlati viszonyaink mellett különösen az erős hidegek előrejelzése fontos probléma. Számos vizsgálat történt már, mely azt tűzte ki célul, hogy területi korrelációk földterítésével jelezze előre az egyes hónapok, illetve azokon belüli rövidebb időszakok átlagos hőmérsékletét, tehát általános hőmérsékleti jellegét. Ezek a kutatások azonban nem vezettek sikerre, mert még ha sikerült is találni olyan kapcsolatokat távolabbi területek megelőző légnyomásai, hőmérsékleti és csapadékadatai, valamint Közép-Európa előrejelzendő időszakainak hőmérséklete között, amelyek realitása statisztikailag bizonyítható volt, kiderült, hogy a korrelációk az idők folyamán megváltoztak az általános cirkuláció szekuláris ingadozásai miatt. A korrelációs módszernek — melyhez annak előtte nagy reményeket fűzték — hátránya még az is, hogy a jelenségek fizikai okait nem tárja föl, s ezért gyakran formális összefüggéseken alapuló következtetésekre esábit. Különösen nálunk nincsen sok remény arra, hogy országunk sajátosság

földrajzi helyzete miatt korrelációs alapokon kíséreljünk meg sikeres távidőjelzést.

Éppen ezért figyelmet érdemel *Gerhard Seidel*nek egy közelmúltban megjelent dolgozata, amelyben szinoptikus alapokon nyugvó előrejelzési módszert vázol a téli évszakon *belüli* hőmérsékletingadozások számára [1]. *Seidel* a sarki hidegcentrum kettősségéből indul ki, és arra a megállapításra jut, hogy az Európa fölötti cirkuláció zónális, illetve meridionális szakaszai előrejelezhetőek a sarki hideg levegő súlypontjának helyzete alapján.

Vizsgálatainál az 1949—56 közötti teleteket dolgozta föl. Meghatározta minden egyes napra a sarki térségben levő hideg levegő mennyiségét, oly módon hogy planiméterrel kimérte az 500/1000-es relatív topográfián az 5000 gpm.-es izohipszával határolt terület nagyságát. Megállapítja, hogy ezen terület nagysága az egyes hónapokban nem mutat nagyobb ingadozást, vagyis a *sarki hidegmennyiség* a különböző esztendőök azonos hónapjaiban *nagyjából állandónak tekinthető*. Ezzel szemben az egyes téli hónapok hőmérséklete Közép-Európában nagyon eltérő

volt, amiből arra lehet következtetni, hogy a fő ok a hideg levegő súlypontjának különböző földrajzi elhelyezkedésében keresendő. A 170° W, 30° W és 60° E meridiánokkal a cirkumpoláris térséget három szektorra bontja és azokat amerikai, európai és ázsiai szektornak nevezi el. Megállapítja, hogy *ha a sarki hideg levegő súlypontja az amerikai szektorba esik, akkor Európa fölött gyengül az áramlás zónális összetevője* s az áramlási mező meridionális irányításúvá változik. Ezzel szemben *ha a hideg súlypontja az ázsiai szektorba esik, Európa fölött erőteljes zónális áramlási mező alakul ki.* Az összefüggés a szerző vizsgálatai szerint 5–7 napos előrejelzések elkészítéséhez használható föl. Számszerű összefüggést lehetett kimutatni az Európa fölötti áramlási mező (500 mb. szintben) zónális komponensének nagysága, továbbá a zónális és meridionális komponens viszonya, valamint az amerikai szektor 5–7 nappal megelőző hidegmennyisége között (hidegmennyiség alatt a szerző azt érti, hogy az 500/1000-es relatív topográfia 5000 gpm-es izohipszája által körülhatárolt terület hány százaléka esik az illető szektorba). Megállapítja, hogy abban az esetben, ha kellő intenzitású hidegkitörés van a poláris térségből az amerikai szektor felé, néhány nappal később Európa fölött meridionális áramlási mező alakul ki, amely az Észak-atlanti térségben és Skandinávia területén anticiklon kialakulásával jár együtt. Ebben az esetben Nyugat-Európa fölött északias irányítású áramlás alakul ki, amely poláris hideg légtömeget szállít. Kimutatja, hogy abban az esetben, ha az amerikai szektor hidegmennyisége 40% fölé emelkedik, akkor Európa fölött 5–7 nap múlva anticiklonális helyzetek alakulnak ki, míg ha az amerikai szektor hidegmennyisége 40% alá süllyed, Európában ciklonális jellegű makroszinoptikus helyzetek következnek be. Az amerikai szektor felé tör-

tendő erősebb hidegkitörés tartós blocking helyzetet teremt az észak-atlanti térségben, s ez biztosítja, hogy a sarki légtömegek elárasszák Európa középső részét. Jellegzetes példája volt ennek az 1956-os év emlékezetes zord februárja, amidőn január utolsó dekádjában erősen megnövekedett az amerikai szektor hidegmennyisége, s a tavasziasan enyhe januári napok után páratlan mérvű hősüllyedés következett be Európa nyugati és középső részén.

Az indító folyamat a szerző szerint a trópusokon keresendő, ahol az általános légkörzés motorja van. Valószínűleg, ha télen az ázsiai szektor fölé sok meleg levegő áramlik, ez a sarki hideg légtömegeknek az amerikai szektor fölé történő áthelyeződését okozza. Ennek a következménye azután az, hogy az európai szektorban blocking következik be, amely hideg téli időjárást idézhet elő. Hangsúlyozza a szerző, hogy ez csak föltevés, mert a trópusi területek ritka aerológiai állomáshálózata miatt ma még nem dönthető el megnyugtató módon a jelenség oka. Mindenesetre tény az, hogy a domináló hideg-centrum súlypontja jellegzetes ingadozást mutat az ázsiai és amerikai szektor között. Érdekes, hogy az ázsiai szektor hidegmennyiségének változásait 23–24 nap múlva az amerikai szektor hidegmennyiségének hasonló változása követi. Az érdekes jelenség oka még egyáltalán nem ismeretes, mindenesetre a folyamat fölismerése *Seidel* szerint segítséget nyújthat a téli évszak távidőjelzéseinek elkészítésénél, noha az egész tél hőmérsékleti jellegét ezzel még nem jelezhetjük előre.

Az Amerika felé történő sarki hidegkitörések távprognosztikai jelentőségére 1954-ben mi is rámutattunk [2]. Azt találtuk, hogy átlagosan 7–10 nap telik el egy Észak-Amerika felé történő sarki kitörés és az azóri anticiklon megerősö-

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz !

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy havi tagdíjaitak pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, II., Kitaibel Pál utca 1.), a csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

A havi tagdíj összege rendes tagoknak 2.— forint, ifjúsági tagoknak 1.— forint.

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavartalan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közölgék.

TITKÁRSÁG

dése és észak felé irányuló kiterjedése között, ezen eredményünk tehát elég jól egyezik *Seidel* kutatásaival. Igen érdekes lenne *Seidel* föltevésének további vizsgálata, amelyre talán a geofizikai év részletesebb méréseinek alapján a közeljövőben már sor kerülhet. Ismételten hangsúlyoznunk kell azt, hogy az időjárás hosszabb tartamú előrejelzésénél különös figyelmet kell fordítanunk a sarki térségben lejátszódó eseményekre. Ma még nem tudjuk teljes biztonsággal eldönteni a jelenségek indító okait, vajon azok sarki vagy trópusi eredetűek-e? E kérdés eldöntése úgyszólván az egész planetáris

légkörzés aperiodikus ingadozásainak mechanizmusát föltárja majd előttünk. A megismert jelenségek azonban addig is hasznosan segíthetik az időjárás hosszabb tartamú előrejelzésének rendkívül bonyolult munkáját.

IRODALOM: [1] *Seidel, G.*: Die Zirkulation über Europa als Folge von Kaltluftbewegungen über der westlichen Hemisphäre. Berichte des D. W. D. Nr. 34 Bad Kissingen 1957. — [2] *Péczely, Gy.*: Az anticiklonok felépülésének kérdése kapcsolatban a naptevékenység változásaival. Időjárás 58. 407 o. Budapest 1954.

Péczely György

IRODALOM

MAGYARORSZÁG HIDROLÓGIAI ATLASZA. II. sorozat 2. füzet: **Hőmérsékleti és párolgási viszonyok.** Vizgádállomás Tudományos Kutató Intézet, Budapest 1956. 159 (A/4) oldal.

A gyakorlati élet legsürgetőbb adatigényeinek kielégítésére szánt egyszerű adatközlésnek indult, az anyag bőségével, sokrétűségével és gondos kirtikai megválasztásával, szemléletes számaival a szakszerűség szempontjától szöveg nélkül is elsőrangú klimatográfiai mű lett a sorozat második számaként kiadott hidrometeorológiai adatokból. Bár a hazai meteorológiai adatok gyűjtésének és közreadásának hivatalos letétményese természetszerűleg az Országos Meteorológiai Intézet, el kell ismernünk, hogy a Vizgádállomás Tudományos Kutató Intézet Vizgádállomás Osztályának évekként elindított vállalkozása hézagpótló, közérdekű munkát végzett és érlelt meg *dr. Lászlóffy Voldemár* osztályvezető tervei szerint, *Csehidi Géza* és *Szepesy Árpád* főmérnök irányításával a belső és külső munkatársak lelkes gárdájának közreműködésével, a hivatalos szerv (OMI) nagyobb részt még iattári anyagára támaszkodva, az adatközlésben a szándék szerint a tervezőmérnöki gyakorlat és a mezőgazdasági vízhasznosítás igényeit szem előtt tartva.

A mű szűkreszabott. Kizárólag a közölt anyag megértéséhez szükséges 5 oldalas bevezető szöveg, világosan áttekinthető állomáshálózati térkép és részletes betűrendes tárgymutató után négy, nem egyenlő hosszúságú részre tagolódik.

A legterjedelmesebb I. rész léghőmérsékleti adatokat tartalmaz csaknem 90 oldalon, térképeken, számtáblázatokban és számaikon. (A tartalomjegyzék címeiből, sajnos, nem mindig derül ki, melyik a táblázatos, melyik a számaizos közlés, bár a kiadvány értékes tulajdonsága, hogy majdnem minden számaizos közlés számtáblázatos anyagra is megtalálható.) A januári, júliusi és az évi izotermák térképei az 50 évi törzsértékek szerint a gyakorlati adatközlés számára helyesen a *tényleges* hőmérsékleti közepeket tartalmazták, nem az egyenlő tengerszintfeletti magasságra redukált adatokat. A bevezető ezeket „valódi” hőmérsékleti közepeknek nevezte, a *valódi* közép fogalma azonban le van foglalva a klimatológiában a 24 órás értékekből számított középérték számára. A gyakorlati életben a kettő közötti csekély eltérés bizonyára jelentéktelen, de a félfokos izotermák szakmai értékét az elnevezés némiképp rontja.

A hőmérsékleti rész első táblázata olyan terjedelmes (112 állomás 1901–1950. évekre vonatkozó havi, évi, félévi középhőmérsékleteit tartalmazva), hogy az szinte a szakmai adatközlés igényeivel lép fel. Nehéz elképzelni, hogy a benne megnyilvánuló egy-két tizedfokos finom különbségeket pl. egy-egy Bacsó-féle églajlati övezeten belül bármiféle mérnöki tervezés valaha is tekintetbe tudja venni. A következő 3. táblázatot (mely már csak 12 kiválasztott állomás 50 évi adatait tartalmazza) ilyen túlzástól mentesnek és a hőmérsékleti viszonyok jellemzése céljától igen hasznosnak kell tartanunk, mert

az adategyüttes rendkívüli tájékoztató erővel felhívja az adatigénylő figyelmét éghajlatunk szélsőségekre hajló természetére.

A hőmérsékleti adatközlések további része főként gyakorisági értékeket tartalmaz és a konvenciósi hónapathárokat felbontó, az évi járást részletesebben feltüntető pentadértékeket közöl, ami a kötet gyakorlati célú felhasználhatóságát jelentékenyen növeli. A 6. táblázatban közlésre kerül a 12 kiválasztott állomásra vonatkozólag a különböző gyakorisággal meghaladott havi és évi középhőmérsékletek adata. Az elméleti statisztika szempontjából szépséghibá, hogy a 10, 25, 50, 75, 90%-os osztóértékek megállapítása mindössze 50–50 tagból álló halmazra vonatkozhatott, a gyakorlat számára a középérték jellemző erejének kiegészítése céljából természetesen az ilyen közlés is értékes tájékoztatót jelent. Hasonló, de már realisabb (mert 250–250 tagú számhalmazra támaszkodó) osztóértékekkel találkozunk 4 állomás napi középértékeinek egy-egy pentádon belüli gyakorisági adatait szemléltető számrajzokban. Nemcsak építészeti, hanem mezőgazdasági szempontból is érdekes és értékes a fagypontra körüli és a +2 fok körüli pentadhőmérsékletek alakulását szemléltető táblázatok és jól olvasható számrajzok sorozata.

A II. rész 35 állomásról 10 évi megfigyelési adatok alapján vízhőmérsékleti havi és évi középértékeket közöl táblázatosan és a hazai vízfolyások vízhőmérsékleti adatait egy igen szemléletesen megszerkesztett rajzban foglalja össze. Ennek a résznek a legfőbb értéke abban áll, hogy az újabban mind gyakrabban és mind szélesebb területen igényelt adatokat végre hozzáférhetővé teszi.

A mű III. része a talajhőmérsékleti viszonyokat tárja elénk 3 állomásról ötnapos átlagokkal táblázatosan és az átlagos alakulást, továbbá a szélsőséges lehűlést (1939–40 szigorú telét), illetve a szélsőséges felmelegedést (1950 nagyon meleg nyarat) szemléltető igen világos izoplethrajzokkal.

A IV. rész a párolgás számbavételére vonatkozó útmutatásokat tartalmaz inkább, mint a körülményektől igen erősen függő tényleges adatokat. Az adatközlésben tanúsított igen böles önmérsékletre vall, hogy a Wild-féle párolgásmérőről csak annyit közöl, hogy mely állomásokon és mely években folytak észlelések és utal a Vízrajzi Évkönyv adataira.

A csapadék- és hőmérsékleti adatok alapján megszerkesztett párolgási térkép és a reá támaszkodó nomogrammsorozat csak tüzetesebb tanulmányozás után használható. A kötet felhasználhatóságát lényegesen emelte volna, ha a bevezető rész szövege bővebb segítséget nyújt az adatkereső számára. A kötetből magából nem derül ki (csak az irodalmi utalások nyomozása árán) pl. a műszaki gyakorlatban eredményesen használható „területi párolgás” fogalma. A térképen is célszerű lett volna feltüntetni, hogy az izovalak skálázása a lehullott csapadékból párolgás útján veszendőbe menő mennyiségeket jelenti.

A Hidrológiai Atlasz igen értékes és hasznos segítséget nyújthat véleményünk szerint nemcsak a szándékolt területen, hanem az adataigénylők jóval szélesebb körében is, pl. kertészeti, erdészeti vonatkozásban, közlekedési, szállítástechnikai tervezéseken és alkalmazásokon stb. Külön ki kell emelnünk még a külső kiállítás tetszetős voltát, a rajzok csinoságát, a felírások jó olvashatóságát és ötletes alkalmazását.

Takács Lajos

SZÁSZ GÁBOR: Az őszi árpa állományéghajlata. A Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének Közleményei, 13. szám, 20 (B/5) oldal, 12 ábra. Német nyelvű kivonattal. Debrecen, 1956.

A szerző az őszi árpa állományéghajlatbeli sajátosságait foglalta össze dolgozatában, az 1948 óta végzett megfigyelések alapján. A dolgozat első része az őszi árpa állományéghajlatának általános jellemzésével foglalkozik, az őszi vegetációs időszaktól kezdve. Megállapítja, hogy már ősszel, a fejlődés kezdetén a kalászosokra jellemző mikroklímatis viszonyok alakulnak ki az állományban. Talajhőmérsékleti megfigyelései szerint az állomány már ősszel is hatékony árnyékoló tömeget képvisel, s a szabad területhez képest, az állomány talajhőmérséklete alacsonyabb.

A tavaszi vegetációs időszakban végzett mérések arról tájékoztatnak, hogy a szárbaindulás-kalászhányás időszakában, 10 cm magasságban az állomány hőmérséklete a délelőtti órákban magasabb, délután pedig alacsonyabb, a szabad területhez képest. A virágzás-érés időszakában az alsó, 10 cm-es szintben a délutáni órákig jelentős hő-

többséget találunk. A talajhőmérsékleti megfigyelések azt bizonyítják, hogy a virágzás befejeződésig az állomány egyre erősebben árnyékol, ez után pedig kezd kiegyenlítődni a talajhőmérséklet a szabad területhez viszonyítva.

A szerző a talajkülönbségek hatását is vizsgálta az őszi árpa állományában. Barna homok és kötött lösztalajon végezte ezeket a megfigyeléseket. A homoki állományban magasabb állomány- és talajhőmérsékletet talált a lösztalajon levő állományhoz képest.

A megfigyelések kiterjedtek a fejlődésre kedvező és kedvezőtlen csapadékviszonyok vizsgálatára is. Megállapítja, hogy a tavaszi szárazság különösen veszélyes az őszi árpára.

Végül más kalászos növényekkel végzett összehasonlítást, nevezetesen; őszi rozs, zab, tavaszi árpa és az őszi árpa között.

Végezetül megemlíti, hogy még sok, részletes vizsgálat elvégzése lenne szükséges (agrotechnika, trágyázás, stb.), hogy az őszi árpa állományklimájában található apróbb sajátosságok törvényszerűségeit megismerhessük.

Szilágyi Tibor

STEINHAUSER, F. — ECKEL, O. — SAUBERER F.: **Klima und Bioklima von Wien.** (Bécs klímája és bioklímája). II. kötet. 136 (B/15) oldal. 29 szövegekőzi ábra, 10 mellékelt ábra, 41 táblázat. Az Osztrák Meteorológiai Társaság kiadványa. Wien, 1957.

A közelmúltban megjelent klimatográfiai művek közül különös érdeklődéssel vettük kézbe a Bécs éghajlati viszonyaival foglalkozó munkát. A három kötetre tervezett mű 1955-ben megjelent I. kötete az egyes éghajlati elemek (hőmérséklet, csapadék, napfénytartam, szél) átlag-, és szélsőértékeit, gyakoriságeloszlását tartalmazta. Ezek az adatok nemcsak klimatológiai jelentőségűek, hanem sokatmondók a városfejlesztés számára is.

A II. kötet részletesen foglalkozik Bécsnek, mint nagyvárosnak és ipari településnek az éghajlati sajátjaival. Röviden bemutatja az éghajlati elemek szekuláris változásaira vonatkozó vizsgálatok eredményeit. Kitérni, hogy a talált különböző hosszúságú periódusok nem lépnek fel szigorú következetességgel, ezért a hosszabb tartamú előrejelzés számára konkrét gyakorlati jelentőségük nincs.

Külön részben foglalkozik a mű az építészet és a nagyvárosi higiénia szempontjából végzett különleges éghajlati vizsgálatokkal — lényegében elemkombinációkkal. Részletesen bemutatja a csapadék-, és ködviszonyok területi, valamint szélirány és sebesség szerinti eloszlását (csapadék-, és ködszélrózsa). Igen értékes a szennyezettségre vonatkozó fejezet. Ismerteti a keletkezési göcöket, a szennyezettség területi eloszlását különböző széliránynál a homályossági tényező segítségével. Bécs és általában minden nagyváros számára, amely ipari település is és ahol az ország lakosságának jelentős hányada él, a szennyezettség légtisztaság és sugárzasmódosító tényezőként egyaránt lényeges. A fülledtséggel és a lehülési értékkel elegendő vizsgálat hiányában a szerzők csak röviden, hézagosan foglalkoznak. A fűtési napok száma, a fűtési hőfokösszeg, a 0 C° alatti hőmérsékletek tartamának gyakorisága szintén értékesek a nagyváros számára — a téli tüzelőanyagellátás szempontjából.

Külön fejezetben foglalkozik a mű a város és környéke hőmérsékleteloszlásának részletes ismertetésével — kitérve az egyes évszakokban végzett mérések eredményeire is.

A munka mintegy vezérfonalként szolgál a városklíma tanulmányozásához. Az I. kötethez hasonló feldolgozást ismerünk Budapestre is — *Réthly Antal*: Budapest éghajlata —, de részletesebb városklímát jellemző feldolgozásaink nincsenek.

A Bécs éghajlatára vonatkozó munka, míg egy-egy kérdéssel kimerítően foglalkozik, ugyanakkor pl. a sugárzásviszonyokat igen röviden ismerteti. Mindamellet az egybe gyűjtött anyag, különösen a gazdag táblázatok, bármely irányú érdeklődés kielégítésére alkalmas. Érdeklődéssel várjuk a III. kötet megjelenését, mely előreláthatólag ismerteti a város éghajlati viszonyait az egyes időjárási helyzetek szerinti feldolgozásban és több más, a nagyvárosra vonatkozó vizsgálatot tartalmaz.

Endrődi Gabriella

ENDREY ELEMÉR 1882—1957

A magyar meteorológiai szolgálat csendes, halkszavú, de páratlanul nagy műveltségű munkása költözött el az élők sorából *Endrey Elemér* nyugalmazott főkalkulátor halálával. Négy évtizeden át, a kötelességteljesítés mintaképeként, lanckadatlan szorgalommal, szinte óramű-pontossággal látta el feladatát: a meteorológiai állomások havi jelentéseinek feldolgozását. Emellett úgyszólván mindenre kiterjedő érdeklődése, széleskörű levelezése révén állandó, eleven kapcsolatban élt a meteorológia tudományának a hivatalos szolgálaton kívüli művelőivel, valamint a társ- és rokontudományoknak a meteorológia iránt érdeklődő képviselőivel is.

Az 1882-ben, Hódmezővásárhelyen született ifjú *Endreyt* érdeklődése eredetileg a természetrajz-földrajz felé vonzotta. Egyetemi tanulmányait is ez irányban folytatta Budapesten. Már egyetemi éveitől kezdve, 1901-ben, professzorának, *id. Lóczy Lajos*nak vezetésével tanulmányút keretében beutazta Orosz-, Finn- és Németországot. 1903—1904-ben a brassói főgimnázium helyettes tanáraként botanikai és zoológiai gyűjtőútjain, tanulmányi kirándulásain Erdélyt járta be. Egyévi brassói működés után, odahagyva az egyéniségének nem megfelelő tanárkodást, geológiai és botanikai ismereteinek elmélyítése végett a jénai egyetemre iratkozott be, hogy *Haeckel* és *Walter* előadásait hallgathassa. Innét hazatérve, 1906. október 1-én asszisztensként az ógyallai meteorológiai és földmágnességi obszervatórium munkatársává szegődött, azt remélve, hogy ottani észlelői munkája mellett nyugodtan élhet kedvtelésének, a botanikai és zoológiai gyűjtőgetésnek és a természetrajzi szakirodalom tanulmányozásának. Az obszervatórium könyvtára valósággal otthonává vált. Ez idő tájt egymás után jelentek meg biológiai, botanikai, tudománytörténeti tárgyú apró dolgozatai, leírásai. Szakirodalmi tevékenységére jellemző, hogy 30 éves korára száznál több írása látott napvilágot a *Természettudományi Köz-*

löny, a *Botanikai Közlemények*, a *Zoológiai Lapok*, az *Időjárás* és még néhány más természettudományi szakfolyóiratban.

1913 júliusában Budapestre került, az Intézet éghajlatkutató osztályára, kalkulátori minőségben. Ettől kezdve 20 éven át volt észlelője a Kitaibel Pál utcai központi meteorológiai állomásnak. Az első világháború s az azt követő nyomasztó évek, ha nem is csökkentették érdeklődését mindaz iránt, ami a természettudományokhoz tartozott, de lelki egyensúlyát erősen megviselték, s szakirodalmi tevékenységet többé már nem fejtett ki. Szorgalmasan eljárta a tudományos társaságok üléseire, bújta a könyvtárakat, böngészte az antikváriumokat. Szinte kizárólag értékes könyvgyűjteményének élt.

A Magyar Meteorológiai Társaságnak alapításától kezdve 16 éven át könyvtárosa volt, s bámulatos irodalmi tájékozottságával „eleven tárgymutató”-ként állandó és értékes segítsége volt az idősebb és fiatalabb meteorológus-nemzedékek egyaránt.

A II. világháború és a Budapest felszabályozásáért vívott harcok végleg kiforgatták megszokott életformájából a magányosan élő *Endreyt*. Otthonának, s benne értékes könyvtárának pusztulása testileg-lelkileg összetörte. 1945 augusztusában nyugállományba került. Szülővárosába költözött, hol rokonai vették gondozásba. Életének utolsó éveit teljes zárkózottsággal töltve halt meg 1957. augusztus 27-én. Temetése is Hódmezővásárhelyen volt, augusztus 29-én.

Harminckilenc évi szolgálatából harminckettőt töltött az Intézet klimatológiai osztályán. Előzékeny, segíteni mindig kész, közkedvelt egyéniségének emlékét munkatársainak szeretete éppoly kegyelettel őrzi, mint amilyen megbecsült értéke az Orsz. Meteorológiai Intézet archívumának a két évtizeden keresztül általa vezetett budapesti észlelőkönyvek sorozata, s a négy évtizeden át általa kiszámított éghajlati adattömeg. (K. J.)

PROF. J. LUGEON A VARSÓI MŰSZAKI EGYETEM DÍSZOKTORA. Dr. ing. *Jean Lugeon* professzort, a svájci központi meteorológiai intézet igazgatóját, a Meteorológiai Világszervezet európai területi bizottságának volt elnökét *J. Lambornak*, a varsói műszaki egyetem professzorának, a lengyel hidrometeorológiai intézet volt igazgatójának előterjesztésére a varsói műszaki egyetem 1957. május 8-án *honoris causa* doktorává avatta. Az erről a tényről szóló díszoklevél kiemeli *Lugeon* professzornak a hidrológia, aerológia és a rádiómeteorológia terén kifejtett úttörő munkásságát. A tény annál figyelemre méltóbb, mert a varsói műszaki egyetem, amelynek ma kb. 12 500 hallgatója van, 58 évi fennállása során a műszaki tudományoknak mindössze hét képviselőjét ruházta fel a kitüntetett *doctor honoris causa* címmel, közöttük is mindössze kettő a külföldi.

J. Lugeon professzor jól ismert személyiség Lengyelországtól: 1930-tól 1936-ig a lengyel meteorológiai és hidrológiai szolgálat meghívott igazgatójaként működött Varsóban.

Örömmel értesültünk *J. Lugeon* professzornak, *folyóiratunk szerkesztő bizottsága tagjának*, a nemzetközi tudományos világban is bizonyára nagy figyelmet keltő ezen újabb kitüntetéséről, s ehhez a magyar meteorológusok s az *Időjárás* szerkesztő bizottságának szerencsekívánatait ezúton tolmácsoljuk. (*K. J.*)

★

A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET aerológiai, valamint a műszerek és megfigyelési módszerek bizottsága 1957. június 18-a és július 9-e között tartotta második ülészakát Párizsban, a Palais d'Orsay-ban. A konferencián a Magyar Népköztársaság meteorológiai szolgálatának képviselőjeként *dr. Dési Frigyes* egyet. tanár, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója vett részt.

A tárgyalásokon a folyamatban levő III. Nemzetközi Geofizikai Évvel kapcsolatos meteorológiai műszer- és megfigyelési problémák kerültek előtérbe. Az aerológiai bizottságban például több referátum hangzott el a rádiószondákról, különös tekintettel azokra a még most is fennálló akadályokra, amelyek a legtöbb államban még gátolják a rádiószondákkal a kívánt magasság rendszeres elérését. Ez a megkívánt magasság — mint ismeretes — az 50 millibáros szint, vagyis a 20 km-es magasság, a geofizikai év világnapjain pedig a 20, esetleg 10 mb-os szint, ami a 25, illetve 35 km-es magasság tájékán van. A referátumok rávilágítottak arra, hogy

ha az ilyen magasságokat rendszeresen elérjük, akkor kaphatunk választ az *általános légkörzessel* kapcsolatban még fennálló megoldatlan problémákra. De élesen rávilágítottak arra a haszonra is, amit a további kutatások szempontjából remélhetünk a légállapotok reprezentálta *energetikai folyamatok* pontosabb megismerése terén is.

Különösen élénk vita kerekedett az igen nagy magasságoktól mért hőmérsékleti értékek reálisnak tekinthető voltáról. Ez a kérdés ugyanis annál nehezebb problémává válik, mennél nagyobb magasságokig jutnak el hőmérsékletmérő eszközeink.

A konferencián általános egyetértés alakult ki arra vonatkozólag, hogy minden államnak meg kell tennie minden lehetőt a III. Nemzetközi Geofizikai Év sikere érdekében.

Az ülészak végén megejtett választások eredményeként *dr. A. Perlat*, a francia meteorológiai szolgálatnak műszer- és megfigyelési ügyekben elismert tekintélyű képviselője maradt a műszerek és megfigyelési módszerek bizottságának elnöke; az aerológiai bizottság elnökévé azonban *dr. R. C. Sutcliffe-t*, az angol meteorológiai szolgálat kutatóintézetének igazgatóját választották. Az aerológiai bizottság eddigi elnöke, *Jaques van Mieghem*, a belga szolgálat igazgatója ugyanis a Nemzetközi Geofizikai és Geodéziai Unióban az OMM részéről látja el a meteorológiai szekció elnöki teendőit, s ez a folyamatlan levő III. Nemzetközi Geofizikai Év meteorológiai ügyeinek maradéktalan képviselővel teljes mértékű lekööttséget jelent számára. Eppen ezért *van Mieghem* professzor kénytelen volt megválni az aerológiai bizottság elnöki funkciójától, amit pedig mindeddig páratlan szaktudással, nagy aktivitással és általános rokonszenvvel kísérten töltött be.

Az ülészak egyetlen zavaró körülménye az a franciaországi időjárásban is szinte példátlan *hőség-periódus* volt, amely a konferencia idején Nyugat-Európában is uralkodott, s amelyet még a legundosabb és legfigyelmesebb rendezés is alig tudott ellensúlyozni. (*K. J.*)

★

A MAGYAR HIDROLÓGIAI TÁRSASÁG TISZA-KUTATÓ TANULMÁNYÚTJA.

A Magyar Hidrológiai Társaság 1957. július 23—27 között rendezte meg második Tisza-kutató tanulmányútját Tiszafüred és Szeged között. A tanulmányút szerves folytatása volt a tavaly júliustól lezajlott expedíciónak, amely a *Tiszabecs—Tiszafüred* közötti folyószakaszt tanulmányozta. Az expedíció célja a „Tisza élete” című,

1960-ra elkészítendő monográfia megírásához adatgyűjtés és — minél részletesebb helyi ismeretek szerzése. A tanulmányt az Országos Meteorológiai Intézet részéről *Kéri Menyhért* és *Péczely György* vettek részt. Az expedíció rendelkezésére bocsátott tanyahajón rendszeres meteorológiai megfigyeléseket végeztek (léghőmérséklet és nedvesség, szélesebesség, párolgás és vízhőmérséklet mérések) egyrészt a klímaterminusok időpontjában, másrészt kikötésekkor a hajón és a parton a víztől különböző távolságokban. A mérések a-lalékokat szolgáltatnak a parti térség légtérben jelentkező hőmérsékleti és nedvességi különbségek megismeréséhez, ezenkívül a megfigyelések alapján részletesen megadható az expedíció alatt uralkodott időjárás, amelynek ismerete nagyon fontos a zoológusok és botanikusok anyagfeldolgozó munkája során. (*P. Gy.*)

★

AZ 1957. ÉVI NYÁR IDŐJÁRÁSI ESEMÉNYEI. Az idei nyár is bővelkedett szélsőséges időjárási eseményekben: hűvös napok és nagy hőség, aszályos időszakok és felhőszakadások váltogatták egymást. Így mindjárt június első napjaiban csapadékos időszak köszöntött reánk, majd ezt 10 és 16 között szárazság és hőség követte. A hőmérséklet több napon át országsszerte 30—34 fokra emelkedett. 17-ével kilenc napos csapadékos időszak kezdődött, néhány kiadós felhőszakadással. Így pl. 18-án 50 mm-t meghaladó csapadék hullott a Berettyó és a Sebes-Körös vidékén, továbbá 72 mm-t mértek Mernyén és 83 mm-t Kiskomáromban. 20-án Átáújszántóról 42, Endrődről 54 mm-t jelentettek. A következő három napon

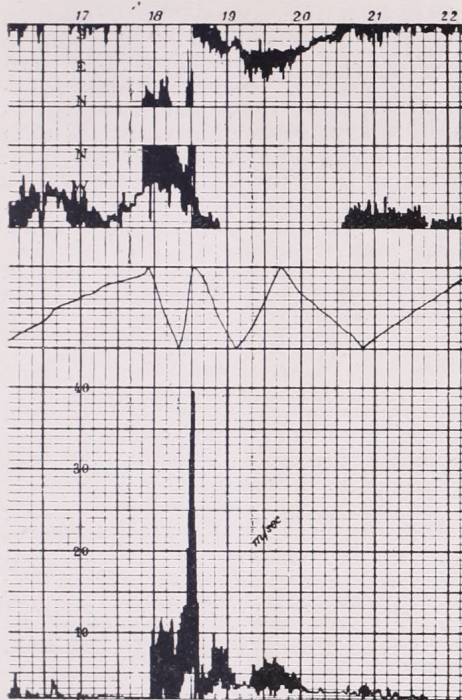
(21., 22. és 23.) a záporokkal, zivatarokkal viharos szelek jártak, nem egy helyen károkat okozva. A viharok, ha nem is söpörtek végig az egész országon, de nagyobb területet érintettek. 21-én, illetve 21-éről 22-ére virradó éjszaka a Mátra északi oldalán pusztított, valamint a Fővárosban és környékén. A Meteorológiai Intézet széliró műszere 22,5 m/sec sebességű lökést jegyzett fel. 26-én a Dunántúl északi részén, a Börzsönyben, valamint a Bükk északi lejtőjén okozott a szél károkat. A Kisalföldön a gönyüi és bálolnai jelentések szerint porfelhő vonult végig. 23-án pedig az északkeleti megyékben léptek fel szélviharok. A lehullott csapadékmennyiségek között több 30—50 mm-es érték is szerepelt, sőt 21-én Perbálon 55, 23-án Nyirábrányban 56, Pocsajon 57 mm-t jegyeztek fel. A következő napokban (24-én és 25-én) a záporok hevessége mérséklődött, sőt 26-ától július 1-éig — egykét kivételtől eltekintve — szüneteltek.

A hőmérséklet ebben az időszakban szélsőségesen ingadozott. A csapadékos periódus alatt fokozatosan emelkedett, 24-én elérte a csúcsponjtát, 30—34 fokkal, de már a következő napon a nyugati határszélen 10, keleten 3—5 fokkal mérséklődött a hőség, 26-án pedig országosan csak 19—23 fok a csúcsérték. 27-én és 28-án a radiációs minimum a legtöbb helyen kisebb, mint 10 fok, sőt helyenként csak 4—6 fok. A felmelegedés 29-én indult meg, 30-án országsszerte túllépi a 30 fokot, s ettől kezdve július 9-ig, tehát 10 napon át megszakítás nélkül 30 fok fölötti hőség uralkodik. Az 5-étől 8-ig tartó 4 napos időszakban túlnyomórészt 35 fokot meghaladó csúcsértékekről kaptunk hírt. Ez a meleg időszak általában száraznak is mondható. Csapadék ugyanis nagyobb területen vagy nagyobb mennyiségben csak 1-én és 2-án, valamint a periódus utolsó napján, 9-én hullott.

Ebben a hosszú, rendkívül meleg időszakban július 2-án, amikor országsszerte záporosók, zivatarok voltak, helyenként jégeső kíséretében, Tisza-örsön ritkán észlelhető erősségű szélvihar pusztított. *Zsírós Millós*, a tiszai meteorológiai állomás észlelője jelentette, hogy az alig félórás vihar kevés zápor- és jégeső kíséretében a Wild-féle szélzászló oszlopát tőben kettétörté, a hőmérőházakat a darabokra hullás határáig megrázta s az egyikben a párolgásmérő az ide-odadobálás következtében tönkre-



1. kép. Szélvihar kitörte fák a Tiszaörs—Kunmádlaras közötti országút mentén.

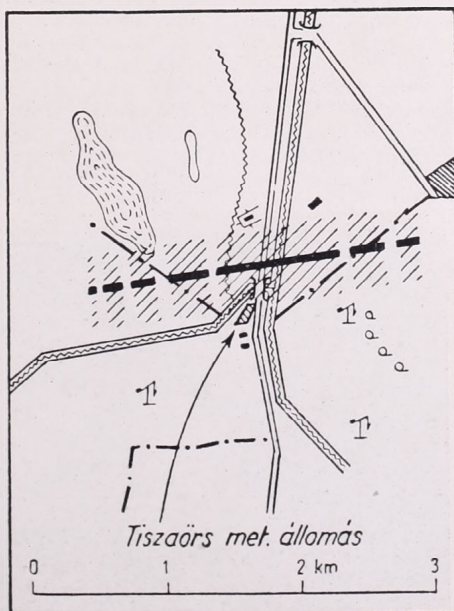


2. ábra. A tiszaoörsi szélirő feljegyzése az 1957. augusztus 2-i szélviharról.

ment. A közeli lakóház tetejéről a szélvédett oldalon a törött cserepeket leszívta, a gerincscerepeket lefejtette s át dobta az országút túlsó oldalára. Kissé távolabb, az állomástól északra az országutat szegélyező akácfaék közül sokat derékbatört, tövestől kitépett vagy csak ágaikat tördelte le (1. kép).

Mivel az egyidejűleg beküldött szélregisztrátum (Fuess-Universal műszerről, 2. ábra) nálunk rendkívül ritkán észlelhető szélsébséget — 39,6 m/sec — mutatott 18 óra 30–32 perc között, szükségesnek mutatkozott egyrészt a szélvihar nyomait a helyszínen és a környéken szemügyre venni, rögzíteni, másrészt hatóterületét a környező meteorológiai állomásoktól be kért írásbeli jelentések alapján megállapítani. A helyszíni szemle mindenben igazolta az észlelő közléseinek helyességét, azon túlmenően újabb részleteket a vihar kártételeiről megállapítani nem tudtunk. De igen lényeges eredménye volt a szemlének az, hogy a meteorológiai állomástól délre már az állomás közvetlen közelében, északra pedig mintegy 400 m távolságon túl egyáltalán semmi nyomát nem tudtuk felfedezni a viharoknak. Keleti és nyugati irányban a terep nehezebben bejárható

volta miatt nagyobb területet szemügyre venni nem tudtunk ugyan, de így is megállapítható volt, hogy komoly kárt már a közvetlen környékén sem okozott a szélvihar. A közeli tanyaák lakóinak közlése szerint távolabb szintén nem mutatkozott kár. Vagyis a jelek arra mutatnak, hogy egy aránylag nagyon kicsiny kiterjedésű területen pusztító szélviharnak majdnem a centrumába került a Met. Intézet tiszaoörsi szélirő műszere (3. ábra). Ez az eset is igazolja azt, hogy a mi éghajlatunkon az ún. *tromba* formájában jelentkező, a hidegfrontokat kísérő rendkívüli szélsébséget produkáló forgatok, örvények a jellegzetes felhő-, porvagy víztölesér nélkül is felléphetnek. Ebben az esetben létezésükről pusztításuk nyomából, vagy kivételesen kedvező esetben — amint ez Tiszaoörsön történt — szélirőműszer feljegyzésből értesülünk. Úgy véljük, hogy ennek a jelenségnek az ismerete óvatosságra kell hogy intsen bennünket egyrészt szélirőműszer-hálózatunk kellő sűrűsége, másrészt a szélviharok okozta károk megállapításánál a legközelebbi meteorológiai állomások adatainak mértékadó volta tekintetében. Sőt éppen az ilyen károk színhelyének, a pusztítás mértékének és egyéb körülményeknek pontos rögzítése azhat lehetőséget a trombák utólagos kiemzésére is.



3. ábra. A szélvihar pusztításának színhelye. A sraffozott területen észlelhetők a pusztítás nyomai, a vastag fekete vonal a vihar legvalószínűbb tengelyét jelöli.

A 9-ével meginduló esőzések rendkívüli mennyiségeket adtak, úgyhogy — a hónap első negyedében uralkodó szárazság ellenére — hazánk nagy részén mint az eddig tapasztalt legcsapadékosabb júliust könnyelhetők el. A havi csapadékösszeg az ország területének több mint a felén (mégpedig az északnyugati részeken) meghaladta a 100 mm-t is, sőt a Pakony, a Vértes és a Gerecse, valamint Szentgottárd és Körömend vidékén a 200 mm-t, Csornán pedig 319 mm gyűlt össze. Ez az utóbbi érték a július havi átlagnak csaknem ötszöröse (485%-a), az egész évi átlagnak 50%-a! A szélsőségesre jellemző, hogy ugyanebben a hónapban Békéscsabán a havi mennyiség csak 24 mm, a július havi átlag 45, az évi átlag 4%-a. Ezeket a nagy esőzéseket részleteiben nem ismertethetjük, ezért csak a legkiemelkedőbb adatokat rögzítjük:

100 mm fölött:

Letkés	194 mm	(VII. 12.)
Ótvös	113 mm	(VII. 11.)
Csorna	102 mm	(VII. 10.)
Bokod	102 mm	(VII. 11.)

80 és 100 mm között:

Kehida	94 mm	(VII. 11.)
Zalacsány	88 mm	(VII. 11.)
Türje	85 mm	(VII. 11.)
Hagyárosbörönd	85 mm	(VII. 11.)

70 és 80 mm között:

Kistarcsa	80 mm	(VII. 14.)
Nézsaszentiván	79 mm	(VII. 11.)
Nyírmeggyes	78 mm	(VII. 15.)
Tarnaména	75 mm	(VII. 11.)
Átaújszántó	73 mm	(VII. 15.)
Kehida	71 mm	(VII. 12.)
Királyszállás	71 mm	(VII. 12.)

Alkalmunk nyílt két felhőszakadás után helyszíni szemlét tartani, mégpedig a július 12-i letkési, valamint a 14-i Kistarcsa—Nagytarcsa—Isaszeg környéki felhőszakadás után. Tapasztalatainkat egybevetve a következőképpen összegezhetjük:

A pusztítások mértéke a csapadékmennyiséggel nincs egyenes arányban. Durva közelítéssel elve a kapcsolat inkább logaritmikus görbéhez hasonlít. Olyannyira, hogy bizonyos mennyiségen felül a helyi adottságok, terepviszonyok jóval hatékonyabbak, mint a csapadékmennyiség pusztán növekedése.

Igy Letkésen a lehullott 194 mm kevesebb kárt okozott, kevesebb nyomott hagyott, mint a Nagytarcsa környéki 60—80 mm-es mennyiség. Ki kell emelnünk, hogy a mérések pontosságához semmi kétség sem férhet. Letkés meg lehetősége nyílt terepen fekszik az Ipoly balpartjának második terrasznán. A Börzsöny hegyvidéke aránylag távol fekszik, s így az onnan lezúduló víz a község előtt szétterült. Az észlelő (Pion István igazgató-tanító) jelentése szerint mintegy 107 kh szántó és rét került átlagosan 50 cm víz alá. A községben két ház összedőlt, háromta pedig behatolt a víz. Az alsó terraszon kb. 200 m-re az Ipolytól kb. fél kh-nyi területen még 30—50 cm-es víz állt a felhőszakadás után másfél nappal is.

A július 14-i felhőszakadás, amely a fővárostól keletre eső területeket érintette, nagyobb kiterjedésű volt, de egyes pontjain lényegesen kisebb mennyiségeket adott. Kistarcsán 80, Rákoshegyen 66, Isaszegen 43 mm-t mértek. A terep itt változatosabb, mint az Ipoly-völgyi Letkésen és a helyi összefolyások, valamint a sajnálatos módon kellőleg nem tisztított levezető árkok miatt Nagytarcsa községben igen jelentősen felluzzadt a víz. Az áradat elöntötte a kutakat, pincéket, behatolt sok lakóházba, kerítéseket és falakat döntött. Ottjártunkkor — az események után 20 órával — a tűzoltóság és katonaság szivattyúkkal tisztította a kutakat, pincéket, és költöztette a megrokkant házak lakóit. A 4. képen jól látható a ház falán szennyes csik alakjában, hogy majdnem az ablak szintjéig ért az árvíz. Az 5. képen pedig az árvíz pusztításának másik jellegzetes típusa figyelhető meg. Az akadályon (jelen esetben egy betonhídon) átbukó ár hátulról mosta alá az építményt. Minthogy a tervezésnél azt a víznyomást



4. kép. Az 1957. július 14-i felhőszakadás okozta árvíz nyomai Nagytarcsán az egyik Zrinyi utcai ház falán.

veszik számításba, amely az építményre (gát, híd stb.) a vízfolyás felől nehezedik, többnyire úgy következik be a pusztulás, hogy a hátulról kimosott és meggyengített építmény nem tud ellentálni a víz nyomásának. A képvándor látható híd az Isaszeg és Nagytarcsa közötti dombvonulat Nagytarcsa felőli oldalán van. Ez a vonulat kaphatta a felhőszakadás zömét. A másik — Isaszeg felőli — oldalon lerohanó víz kb. 50 m-es szakaszon elmosta a MÁV hatvani vonalát, úgyhogy a forgalom húzamosabban szünetelt. Mindezekből láthatjuk, hogy az utóbbi felhőszakadás következményeiben jóval jelentősebb volt, bár a csapadék mennyisége a letkésinek még a felét sem érte el.

Hőmérsékletileg a július 11-től 31-ig terjedő szakasz átlag alatti volt, bár egy-két napon és egy-két helyen elérte a fölmelegedés a 30 fokot. Különösen hűvös volt — főleg a Dunántúl — 22-én, 23-án, illetve 28-án. Ezek a napokon a hőmérséklet az ország nagy részén még a 20 fokot sem érte el, de több helyről jelentettek csak 14—14 fokot mint maximumot.

Augusztusban a legtöbb helyen jóval kevesebb eső hullott, mint az előző hónapban. De még így is nagy ellentétek alakultak ki. A havi összeg pl. Tiszabecsen 158, Szombathelyen 102 mm volt, míg a fővárosban csak 22, Poroszlón 19, Tiszaroffon 15 mm-t jegyeztek föl. Jelentősebb mennyiségek:

Augusztus 19-én Lökösházán 54, Bánkúton 39, 22-én Hejőbábnán 44, 24-én Tarpán 43, 25-én Nyírbrányán 49, 29-én Tornaszentandrásán 47, Vidomajon 42 mm hullott. A havi középhőmérsékletek általában fél fokkal voltak kisebbek az átlagnál, annak ellenére, hogy a havi csúcserkékek megközelítették a júliusi adatokat. A legmelegebb nap 12-e volt, amikor is a Dunától keletre eső területeken sok helyen 35—37 fokot mértek. A leg-hűvösebb időszak a hónap utolsó napjaira, pontosabban 29-ére és 30-ára esett.

A nyári időjárási eseményekkel kapcsolatban meg kell még emlékeznünk a villámcsapásokról. A nagy esőzések túlnyomó többsége zivataros volt, s ha nem is nagy számban, de több ízben kaptunk hírt villámcsapás okozta károkról, halálesetekről. Abaújszántón június 20-án 3 munkást ért villámcsapás, az egyik meghalt, a másik kettő súlyosabban-könnyebben sebesült.

Július 1-én Komjáti határában egy szénás szekérbe csapott a villám, és felgyújtotta azt. A kocsin levők közül egy aszszony és két kisgyermek meghalt, a harmadik gyermek égési sebeket szenvedett. Június 21-én Jászládában a villám egy vályogház falán tenyérszerű lyukat ütött. A házban, másik helyiségben levőknek semmi bajuk sem történt. Július 9-én Tiszazsederkényben egy gyermek esett áldozatul a villámcsapásnak. Tűzesetekről az alábbi helyekről kaptunk hírt: Hortobágy (VII. 2.), Egervár (VII. 2.), Ötvöskőny (VII. 10.), Lasztonya (VII. 11.), Érsekvalkert (VII. 11.), Szikszó (VII. 15.), Kunszentmárton (VIII. 16.), Füzesgyarmat (VIII. 19.).

Az időjárási helyzetek áttekintése céljából kis statisztikát állítottunk össze a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekről. Észereint az idei nyár leggyakoribb helyzet típusa az *Aw* volt: 22%-kal, utána a *C* és *CH* típus következett 17—17%-kal, majd az *AN* (10%) és az *A* típus (9%). A többi típus csak egy-két esetben lépett fel. Kiemelve azt a 26 napot, amikor nagy csapadékok hullottak, azt találjuk, hogy a leggyakoribb típus ezek között a *C*, 45%-kal. A júniusi nagy csapadékos napokon minden esetben a *C* típus volt uralkodó. Gyakoriságban ezt a *CH* típus követte 23%-kal, míg a többi ezek mellett már nem volt számottevő. A 22 nagyon meleg nap közül kilencen ciklonális típus volt uralkodó, míg 13 anticiklonális típusokhoz tartozott. A leggyakoribb az *AN*, 7 esettel (33%). Az *Aw* típus, amely az egész nyárra vonatkoztatva a leggyakoribb volt, sem a nagyon csapadékos, sem a kánikulai napok között egy esetben sem szerepelt. (Kéri M. és Ozorai Z.)



5. kép. Az 1957. július 14-i felhőszakadás pusztítása: a lezúduló víz hátulról elmosta a Nagytarcsa—Isaszeg közötti híd lábazatát.

A METEOROLÓGIA A BRÜSSZELI VILÁGKIÁLLÍTÁSON. Az 51 nemzet rész vételével 1958. április 3-tól november 30-ig tervezett brüsszeli világkiállítás *nemzetközi részében* külön hatalmas pavillont épít az Egyesült Nemzetek Szervezete is. Helyet kapnak ebben a pavillontan az Egyesült Nemzetek szakintézményei, köztük a hat másik világszervezettel együtt a *Meteorológiai Világszervezet* is. A Világszervezet eddigi munkájának eredményeit bemutató, s nyilvánvalóan nagy érdeklődésre számot tartó meteorológiai kiállítás előkészítő munkálatai már nagyon előrehaladott állapotban vannak. Részt vesz ezenkívül a Meteorológiai Világszervezet a belga meteorológiai intézet meghívására és azzal együttműködésben a világkiállítás *általános részében* épülő Tudományok Palotája meteorológiai anyagának berendezésében is. Itt az elmúlt 25 év során a meteorológiai tudományok terén elért eredményeket mutatják be. (K. J.)

★

A SZOLÁRKONSTANS ÁLLANDÓSÁGÁRÓL. A napállandó értéke — mint ismer-

retes — 1,946 kalória percenként, a légkör határára számított minden négyzetcentiméterre. A napállandó értékét már közel 50 éve mérik és az észlelt értékekben néhány százaléknyi ingadozás jelentkezik. Ma is vitás azonban, hogy ezek az ingadozások reálisak-e, azaz a Nap sugárváltozásait fejezik-e ki, vagy pedig csak a légköri elnyelés kellően tekintetbe nem vett változásai miatt mutatkoznak.

Legutóbb a *Smithsonian Astrophysical Observatory* munkatársai vizsgálat alá vették a chilei Montezumán és a kaliforniai Table Mountain állomáson egyidejűleg észlelt napállandó értékeket az 1926—1955 közötti 30 évből. Minthogy a két állomás mérésadatai igen jó megegyezést mutattak, alkalmasak voltak arra, hogy a napállandó ingadozásának valóságos értékét levezethessék. Számításaik szerint a *napállandó valóságos ingadozásai nem érik el a 2 ezreléket.* Ez tehát jóval kisebb érték, mint amire régebben gondoltak. Földi hőmérsékletre átszámítva ez az ingadozás még az egyenlítői övezetben sem okozhat 0,3 C foknál nagyobb hőmérséklet változást. (Sch. K.)

M. Čadež (Beograd) :*

Sur la forme des surfaces de discontinuité dans l'atmosphère

On sait bien, que parfois l'invasion de l'air froid peut amener sous le vent d'une montagne un effet de foehn, qui peut apporter une hausse de la température assez considérable. Cela devenait bien évident à l'occasion de l'étude systématique des invasions d'air froid sur le territoire de la Yougoslavie au cours des années 1951 et 1952 [1, 2]. En hiver il se présente souvent un cas pareil de la hausse de la température près du sol, quand l'air polaire maritime envahit le sol en un endroit où auparavant une masse d'air polaire continentale plus froid et plus stable s'était trouvée.

Dans de tels cas, deux masses d'air se touchent dont l'une est plus chaude que l'autre dans sa partie inférieure et en même temps à sa partie supérieure elle est plus froide que l'autre. La question se pose, quelle est la forme des surfaces de discontinuité dans ce cas et dans d'autres cas plus généraux.

La surface de la discontinuité parmi deux couches isothermes ou parmi deux couches homogènes de l'atmosphère est plane si le vent géostrophique a partout la même valeur dans chacune des deux masses (*Bjerknes, 1933*). La question se pose, quelle est la forme de la surface de discontinuité, si deux couches polytropes de l'atmosphère ayant des gradients verticaux de la température différents, se touchent en des conditions semblables.

Lorsque la variation de la température est linéaire avec l'altitude, la température a une altitude quelconque z , dans une masse d'air (m) et dans la masse voisine (m') est donnée par

$$(1) \quad T = T_0 - \gamma z \text{ resp. } T' = T'_0 - \gamma' z$$

(T_0 et T'_0 = températures près du sol, à l'altitude $z = 0$, dans la masse m et m' , γ, γ' = les gradients verticaux de la température). Sous l'hypothèse que $T_0 > T'_0$ et $\gamma > \gamma'$, la masse de l'air m est plus chaude au dessous de l'altitude

$$(2) \quad z_e = (T_0 - T'_0) : (\gamma - \gamma') > 0$$

et au dessus de cette altitude elle est plus froide, que la masse voisine (m'). Jusqu'à l'altitude z_e la différence des températures de deux masses $|T - T'|$ diminue avec l'accroissement de l'altitude et à partir de l'altitude z_e , cette différence augmente. Si la différence

$$(3) \quad A = \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\partial p}{\partial x},$$

des gradients horizontaux de la pression dans les deux masses à n'importe quelle altitude sur la surface de discontinuité est positive, alors la pente de la surface de discontinuité augmente jusqu'à l'altitude z_e , ou $T - T' = 0$ et à partir de cette altitude elle diminue (x représente la direction horizontale qui est orthogonale à la surface de discontinuité). On déduit cela de la condition de l'équilibre dynamique à la surface qu'on peut écrire sous la forme suivante:

$$(4) \quad \operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = \frac{TT'}{p\gamma n} \cdot \frac{A}{T - T'}$$

* L'auteur de l'article, M. le docteur *M. Čadež*, est professeur de l'Institut Météorologique de l'Université des Sciences à Beograd.

(γ_n gradient vertical de la température de l'atmosphère homogène, $p = p'$ pression sur la surface de discontinuité). Quant à la valeur A , des possibilités diverses existent dans la nature. Cette valeur dépend de la dynamique des courants de l'une et de l'autre masse d'air. Entre autre, on peut imaginer le cas où cette valeur ne change pas avec l'altitude. Lorsque la valeur $TT' : p$ en tous cas ne change pas beaucoup avec l'altitude, on peut considérer cette valeur aussi constante dans la première approximation. Sous cette condition l'intégrale de l'équation (4) s'écrit :

$$(5) \quad (z - z_e)^2 + \frac{2TT'A}{p\gamma_n} \cdot \frac{x - x_0}{\gamma - \gamma'} - z_e^2 = 0$$

($x_0 = x$ pour $z = 0$). La coupe verticale d'une telle surface de discontinuité dans la direction x est donc une parabole dont le sommet est à l'altitude $z = z_e$ et qui coupe le sol à la distance

$$(6) \quad x_e - x_0 = \frac{pz_e^2 \gamma_n (\gamma - \gamma')}{2TT'A}$$

de la projection du point au sommet de la parabole sur l'axe x (voir *fig. 1. p. 242*). On a pour $T_0 - T'_0 = 5^\circ$, $\gamma = 1,0^\circ \text{ C}/100 \text{ m}$, $\gamma' = 0,6^\circ \text{ C}/100 \text{ m}$, $\partial p'/\partial x = -\partial p/\partial x = 1 \text{ mb}/100 \text{ km}$, $p = 1000 \text{ mb}$, et $TT' = 290^2$:

$$z_e = 1250 \text{ m} \text{ et } x_e - x_0 = 63 \text{ km}.$$

On voit par cet exemple qu'il est possible que la nouvelle masse d'air en l'altitude passe la station depuis longtemps et qu'on ne le remarque pas encore près du sol. Ce cas était souvent observé à l'occasion de l'étude mentionnée sur l'invasion de l'air froid à la station *Negotin*, laquelle est située sur le versant Est des montagnes *Homolje* (d'altitude environ 1000 m). Il ressort de la *figure 2* (voir *p. 243*), que pendant des jours semblables un lac d'air froid est présent dans la région de la station *Negotin* et quand l'air froid nouveau pénètre dans cette région, l'air froid antérieur se trouve poussée vers l'Est et descend lentement et simultanément dans la vallée. On comprend d'après ces exposés pourquoi dans tels cas la station *Negotin* relève relativement tard l'invasion de l'air froid du Nord-Ouest lequel se trouve transformé en un foehn relativement chaud et quelquefois très fort.

Outre l'invasion froide et l'invasion chaude on peut parler de l'invasion combinée, dans le cas où la nouvelle masse d'air apporte la hausse de la température en bas et la baisse en haut. De même, la masse d'air qui recule peut être plus chaude en bas et plus froide en haut que l'air qui vient à sa place. En tenant compte de cela, on voit que les quatre possibilités suivantes existent dans l'occlusion (*fig. 3, p. 243*).

L'air qui envahit est :

- A) plus froid
- B) plus chaud en bas et plus froid en haut
- C) plus froid en bas et plus chaud en haut
- D) plus chaud

que l'air déplacé.

On ne peut pas entrer ici dans les détails des possibilités diverses, mais il est certain qu'en ce qui concerne la forme et même la pente des surfaces de discontinuité dans l'atmosphère, les possibilités les plus diverses existent. L'objet de nos futures études est d'en tirer des conséquences concernant le développement du temps.

Le cas que nous avons vu dans la première figure, était observé par les météorologistes soviétiques [3], seulement la forme de la surface de discontinuité est présente d'une manière différente (*fig. 4, p. 244*). Nous trouvons dans un travail de *R. Berggren* (Tellus, 1952) une coupe verticale s'étendant de Hannover jusqu'à Valentia, avec une forme semblable d'une surface de discontinuité, notamment d'un front polaire [4].

LITTÉRATURE

- [1] Čadež, M. : Aperçu des invasions d'air froid en Yougoslavie pour l'année 1951, Gođšnjak Aerološke opservatorije u Beogradu — 1951. (1953).
- [2] Čadež, M. : Aperçu des invasions d'air froid en Yougoslavie pour l'année 1952, Gođšnjak Aerološke opservatorije u Beogradu — 1952. (1956).
- [3] Центральный институт прогнозы. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Москва, (1955).
- [4] Berggren, R. : The Distribution of Temperature and Wind Connected with Active Tropical Air in the Higher Troposphere and Some Remarks Concerning Clear Air Turbulence at High Altitude. Tellus, 4, (1952), 43.

Die Untersuchung von Dauerwahrscheinlichkeiten

Bei meteorologischen Erscheinungen ist aus mehreren Gesichtspunkten von Bedeutung, dass die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens einer Erscheinung in 1, 2, 3, ... n nacheinander folgenden Zeitenheiten festgestellt wird. So taucht z. B. oft die Frage auf, mit welcher Wahrscheinlichkeit man an einem gegebenen Orte auf trockene oder regnerische Perioden von verschiedener Länge, oder auf 1, 2, 3, ... n Monate lang andauernde positive oder negative monatliche Temperaturanomalien rechnen kann. Ein weiteres Eingehen auf die praktische Wichtigkeit solcher Tabellen wird sich wohl erübrigen; in den Nachfolgenden sollen nur einige mit den Dauerwahrscheinlichkeiten zusammenhängende klimatologische Probleme untersucht werden. Wie aus den folgenden Untersuchungen hervorgeht, kann durch die eingehendere Analyse der Dauerwahrscheinlichkeiten ein Einblick in die innere Struktur der statistischen Population der verschiedenen Klimatelemente verschafft werden.

Zunächst sollen die bezüglichen wichtigsten Sätze aus der Wahrscheinlichkeitsrechnung kurz angeführt werden. Die Untersuchungen haben im allgemeinen folgende zwei Probleme zu beantworten: a) welche Wahrscheinlichkeit besteht dafür, dass eine gegebene Erscheinung nacheinanderfolgend zumindest 1, 2, 3, ... n -mal eintritt; b) mit welcher Wahrscheinlichkeit ist das genau 1, 2, 3, ... n -malige nacheinanderfolgende Eintreffen einer gegebenen Erscheinung zu erwarten. Bei der Lösung von praktischen Problemen ist hauptsächlich die erste Frage von grösserer Bedeutung.

Bei der Lösung der sich ergebenden Aufgaben wird angenommen, dass die Erscheinungen, deren Dauerhäufigkeit untersucht wird, in *völliger Unabhängigkeit* voneinander zustandekommen. Demgemäss ist es hinsichtlich des Eintreffens oder Nichteintreffens der Erscheinung völlig belanglos, ob die Erscheinung vorher zustande kam oder nicht. Bei einem Vergleiche unserer auf Grund der obigen Annahme abgeleiteten Folgerungen mit den in der Wirklichkeit wahrgenommenen Dauerwahrscheinlichkeiten kann es überprüft werden, inwiefern die untersuchten Beobachtungsreihen als Angaben über einer Kette von unabhängigen oder von einander abhängigen Erscheinungen betrachtet werden soll.

Es sei gegeben eine aus N Gliedern bestehende Beobachtungsreihe, wobei die Eintreffenswahrscheinlichkeit eines Ereignisses (z. B. ein regnerischer Tag) mit p , die Wahrscheinlichkeit des Nichteintreffens dieses Ereignisses (in unserem Beispiele ist dies also ein trockener Tag) mit q bezeichnet wird. Da es sich hier um sich gegenseitig ausschliessende Ereignisse handelt, ist $q = 1 - p$. Gesucht wird die Wahrscheinlichkeit P_i dafür, dass das Ereignis zumindest in i aufeinanderfolgenden Fällen ($i = 1, 2, 3, \dots n$) eintritt. Das mehrmalige nacheinanderfolgende Eintreffen desselben Ereignisses wird Wiederholung genannt. Die Voraussetzung für den Beginn einer Reihe von Wiederholungen besteht darin, dass das Ereignis *vorher zumindest einmal nicht eintraf*. Demgemäss wird die Wahrscheinlichkeit für ein zumindest einmaliges Auftreten des Ereignisses dadurch gewonnen, dass man die Wahrscheinlichkeit für das gemeinsame Auftreten zweier Ereignisse, die eine Teilwahrscheinlichkeit q bzw. p besitzen, bilden muss; in ähnlicher Weise wird die Wahrscheinlichkeit für das Einsetzen einer zumindest zweimaligen Wiederholung gleich der Wahrscheinlichkeit des gemeinsamen Eintreffens von drei Ereignissen mit den Teilwahrscheinlichkeiten q, p und p ; weiter wird die Wahrscheinlichkeit des Einsetzens einer wenigstens dreimaligen Wiederholung in der Weise errechnet, dass die Wahrscheinlichkeit für das gemeinsame Eintreffen von vier Ereignissen, die Teilwahrscheinlichkeiten vom Betrage q, p, p und p besitzen, gebildet werden muss. Nun ist bekannterweise die Wahrscheinlichkeit des gemeinsamen Eintreffens verschiedener, von einander unabhängigen Ereignisse $A, B, C \dots$ gleich dem Produkte aus den Wahrscheinlichkeiten der Einzelereignisse:

$$P(A, B, C \dots) = P(A) \cdot P(B) \cdot P(C) \dots$$

Dadurch erhält man für die Wahrscheinlichkeiten P_i der Wiederholungen von der Dauer von zumindest 1, 2, 3, ... n Zeitenheiten:

$$P_1 = qp, P_2 = qp^2, P_3 = qp^3, \dots P_n = qp^n$$

Nach der Multiplikation der Wahrscheinlichkeiten P_i durch N erhalten wir wahrscheinliche Anzahl der in der Reihe zustande wenigstens i -maligen Wiederholungen.

* Der Verfasser dieses Aufsatzes ist György Péczely Meteorologe in der Klimatologische Forschungsabteilung an der Zentralanstalt für Meteorologie (Budapest).

Es ist leicht einzusehen, dass $NP_1 = Nqp$ die wahrscheinliche Zahl der in der Beobachtungsreihe zustande kommenden sämtlichen Wiederholungen darstellt. Aus dem vorigen Zusammenhange folgt auch, dass die wahrscheinliche Zahl der Wiederholungen von der Dauer von genau i Zeiteinheiten durch

$$M_i = N (P_i - P_{i+1})$$

gegeben wird, und ferner, wenn die Erscheinung bereits k Zeiteinheiten hindurch bestand, wird die Wahrscheinlichkeit dessen, dass sie in der Zeiteinheit $k + i$ immer noch besteht:

$$P(k + i) = \frac{P_{k+i}}{P_k}$$

Bei der theoretischen Verteilung ist

$$P(k + i) = p^i$$

Die kürzeste und in einfacher Weise darstellbare Kennzahl für eine kurze und einfache Kennzeichnung der Dauerwahrscheinlichkeiten kann die durchschnittliche Länge der auftretenden Wiederholungsperioden verwendet werden. Diese Grösse erhält man durch Division der Vorkommenshäufigkeit des Ereignisses durch die Zahl sämtlicher Wiederholungen

$$A = \frac{Np}{Nqp} = \frac{1}{q}$$

Es muss hiezu bemerkt werden, dass die durchschnittliche Länge der Wiederholungen keineswegs als ein charakteristischer Wert in einem solchen Sinne angesehen werden kann, als ob er zugleich auch ein Ausdruck der häufigsten Längen der Wiederholungen wäre, da deren Verteilung sich sehr asymmetrisch gestaltet.

Bezeichnen wir die beobachtete durchschnittliche Länge der Wiederholungen mit A' . Wenn die Erscheinungen nicht unabhängig voneinander sind, so ist:

$$\frac{1}{q} \neq A'$$

und man kann eine Grösse q' einführen für welche $\frac{1}{q'} = A'$.

Im Falle der Unabhängigkeit ist $A'/A = 1$, und im Falle einer Abhängigkeit $A'/A \leq 1$.

Der Wert des Quotienten gibt eine Grundlage zur Erwägung der Eigenart der in Rede stehenden Zahlenreihe. Die Frage ist nun, zwischen welchen Grenzen darf der Quotient liegen, um die untersuchte Zahlenreihe als den Ausdruck einer Kette von einander unabhängigen Ereignissen betrachten zu dürfen, und bei welchen Werten des Quotienten die Annahme der Unabhängigkeit verworfen werden muss.

Aus dem Definitionen folgt, dass:

$$\frac{A'}{A} = \frac{q}{q'}$$

Wenn die Ereignisse nicht unabhängig sind, so ist $q \neq q'$. Wenn die Streuung von q die wir mit σ_q bezeichnen wollen, bekannt ist, kann die untere und obere Grenze, eines Unabhängigkeitsintervalls angegeben werden. Wenn der Wert des q' ausserhalb dieser Grenzen fällt, kann die Abweichung von q auf den bezüglichen Wahrscheinlichkeitsniveaus als *signifikant* erachtet werden.

$$\text{Da } \sigma_q = \sigma_p = \sqrt{\frac{pq}{N}},$$

sind bei einer Wahl des Wahrscheinlichkeitsniveau zu 0,27% die Grenzen des Intervalls:

$$p \pm 3 \sqrt{\frac{pq}{N}},$$

wodurch für den Quotienten die Forderungen sich ergeben

$$\frac{q}{q + 3\sqrt{\frac{pq}{N}}} < 1 \text{ und } \frac{q}{q - 3\sqrt{\frac{pq}{N}}} > 1$$

Wenn also der Wert des Quotienten ausserhalb des durch die obigen Grenzen gegebenen Intervalls fällt, besteht eine Wahrscheinlichkeit von bloss 0,0027 dafür, dass bei einer Unabhängigkeit dieser Wert des Quotienten nur infolge zufälliger Schwankungen zustandekommen wäre, oder in anderen Worten: da diese Wahrscheinlichkeit verschwindend gering ist, weicht in solchen Fällen die beobachtete durchschnittliche Länge der Wiederholungen von der im Falle der Unabhängigkeit zustande kommenden durchschnittlichen Länge signifikant ab, folglich muss die Annahme einer Unabhängigkeit verworfen werden.

*

Nach den Obigen wollen wir die aus einigen Beobachtungsreihen errechneten Dauerwahrscheinlichkeiten anführen. Die angeführten Tabellen geben in einem jeden Falle die Wahrscheinlichkeiten der Dauer von zumindest i Zeiteinheit an (wobei die Dauerwahrscheinlichkeit für die Länge von 1 Zeiteinheit zu 100% angenommen wird), — so dass sich eine unmittelbare praktische Verwendung der Tabellen ergibt.

Zwecks Vergleichung der einzelnen Elemente haben wir bezüglich Budapest folgendes untersucht: 1. Dauerwahrscheinlichkeiten der positiven und negativen Anomalien der Tagesmittel der Temperatur, 2. Dauerwahrscheinlichkeiten der positiven und negativen Anomalien von Pentadenmittel der Temperatur, 3. Dauerwahrscheinlichkeiten der positiven und negativen Anomalien von Monatsmittel der Temperatur, 4. Dauerwahrscheinlichkeiten der positiven und negativen Anomalien der Jahresmittel der Temperatur, 5. Dauerwahrscheinlichkeiten der windigen Tage (als windige Tage werden jene betrachtet, an welchen das Tages-Terminmittel der Windgeschwindigkeit grösser als 3,0 m/s ist), 6. Die Dauerwahrscheinlichkeiten der regnerischen und trockenen Tage [1]. Die Tagesmittel der Temperatur wurden auf Grund von Beobachtungsreihen der Periode 1921—55, die Pentadenmittel aus dem Material von 1851—1956; die Jahres- und Monatsmittel für 1780—1956; die regnerischen und trockenen Tage für 1901—1950 und die windigen auf Grund der Angaben von 1891—1955 untersucht. Die aus diesen Zahlenreihen ermittelten Dauerwahrscheinlichkeiten, sowie die statistischen Grössen dieser Reihen werden in den Tabellen I—VII zusammengefasst. In der linken Hälfte der Zahlenspalten den Tabellen I—VII werden die beobachteten, in der rechten Hälfte die unter der Annahme der Unabhängigkeit errechneten Dauerwahrscheinlichkeiten angegeben.

Bei einem Überblick unserer Tabellen kann festgestellt werden, dass mit Ausnahme der Anomalien der Jahrestemperaturmittel die durchschnittliche Länge der Wiederholungen bei jeder Reihe signifikant von der im Falle einer Unabhängigkeit zustande kommenden durchschnittlichen Länge abweicht, und zwar in einer Weise, dass der Wert des Quotienten A'/A grösser ist, als die obere Grenze des bei einer Unabhängigkeit zulässigen Intervalls. Die Wiederholungsperioden sind also im allgemeinen länger, als sie im Falle einer Unabhängigkeit wären. Diese Tatsache weist darauf hin, dass die untersuchten budapester Zahlenreihen nicht als der Ausdruck einer Kette voneinander unabhängiger Ereignisse betrachtet werden können und dies ist nicht nur bei den täglichen Angaben der Fall, sondern (bei der Temperatur) auch die aus den Mitteln von mehreren Tagen abgeleiteten Pentadenwerten, und die Zahlenreihen der Monatsmittel behalten diese Eigenschaft. Bloss die Jahresmittel können als eine Reihe von den vorausgegangenen unabhängiger Ereignissen erachtet werden. Der Grund dies Erscheinung ist vermutlich darin zu finden, dass in der gemässigten Zone die grundlegenden Formen der allgemeinen Luftzirkulation und mithin auch die Beschaffenheit der Zirkulation mehrere Tage hindurch — und in ihren hauptsächlichsten Zügen mehrere Monate hindurch — eine gewisse Beständigkeit aufweisen, welche Erscheinung z. B. zu einer ähnlichen Verharrung des Vorzeichens der Temperaturadvektion führen kann. Die durchschnittliche Dauer der Wiederholungen ist im Winterhalbjahre grösser, als im Sommerhalbjahre: der Grund ist darin zu suchen, dass im Sommer die synoptischen Vorgänge sich schneller abwickeln, als im Winter und derart die synoptischen Perioden im Sommer kürzer sind, als im Winter.

Bei den täglichen Angaben weist die durchschnittliche Dauer der Wiederholungen der Temperaturanomalien eine grössere Abweichung von der im Falle der Unabhängigkeit sich ergebender durchschnittlicher Dauer auf, als die durchschnittliche Dauer der Wiederholungen der regnerischen und trockenen, oder der windigen Tage. Dies weist darauf hin, dass bei der Temperatur die Abhängigkeit eines gegebenen Zustandes von dem

TAB. I.

Dauerwahrscheinlichkeit der Anomalien von Tagesmitteln der Temperatur in %

Tage	Winterhalbjahr				Sommerhalbjahr			
	+		-		+		-	
1	100	100	100	100	100	100	100	100
2	79	56	72	44	76	55	77	45
3	62	31	58	19	56	30	57	20
4	52	18	48	9	46	17	41	9
5	45	10	39	4	39	8	34	4
6	41	5	32	2	31	5	27	2
7	36	3	27	0,6	26	3	20	1
8	31	2	23	0,3	20	1	16	0,3
9	26	1	19	0,1	18	0,8	13	0,2
10	23	0,5	17	.	16	0,4	11	0,1
11	20	0,2	13	.	14	0,2	8	.
12	19	0,1	11	.	12	0,1	6	.
13	17	.	10	.	10	.	5	.
14	14	.	10	.	7	.	4	.
15	13	.	8	.	7	.	3	.
16	11	.	7	.	6	.	3	.
17	10	.	6	.	5	.	2	.
18	8	.	5	.	5	.	2	.
19	8	.	4	.	4	.	1	.
20	7	.	2	.	4	.	1	.
30	3	.	1	.	1	.	0,2	.
40	1	.	0,4	.	0,2	.	.	.
50	0,2	.	.	.	0,2	.	.	.
60
max.	55 Tage		41 Tage		53 Tage		31 Tage	

TAB. II.

Dauerwahrscheinlichkeit der Anomalien von Pentadenmitteln der Temperatur in %

Pentaden	Winterhalbjahr				Sommerhalbjahr			
	+		-		+		-	
1	100	100	100	100	100	100	100	100
2	72	53	67	47	63	51	61	49
3	51	29	45	22	37	26	34	24
4	37	15	28	10	24	13	23	12
5	27	8	20	5	15	7	16	6
6	19	4	14	2	11	3	10	3
7	15	2	10	1	6	2	6	1
8	11	1	7	0,5	4	1	4	0,5
9	9	0,6	6	0,2	2	0,3	2	0,1
10	7	0,3	5	0,1	2	0,1	2	.
11	5	0,1	4	.	1	.	1	.
12	2	.	3	.	1	.	1	.
13	2	.	2	.	1	.	0,5	.
14	1	.	1	.	0,5	.	0,3	.
15	1	.	1	.	0,4	.	0,1	.
16	1	.	1	.	0,3	.	0,1	.
17	0,5	.	1	.	0,1	.	.	.
18	0,5	.	0,5
19	0,5	.	0,5
20	0,5	.	0,5
24	0,2	.	0,2
28

TAB. III.

Dauerwahrscheinlichkeit der Anomalien von Monatsmitteln der Temperatur in %

Monate	+		-	
1	100	100	100	100
2	56	51	56	49
3	32	26	32	24
4	21	13	17	12
5	13	7	12	6
6	10	3	8	3
7	6	2	5	1
8	3	1	3	0,5
9	2	0,3	2	0,1
10	1	0,1	1	.
11	1	.	0,2	.
12	1	.	0,2	.
13	1	.	0,2	.
14	0,5	.	.	.
15	0,5	.	.	.
16	0,2	.	.	.
17	0,2	.	.	.
18	0,2	.	.	.
19	0,2	.	.	.
20

TAB. IV.

Dauerwahrscheinlichkeit der Anomalien von Jahresmitteln der Temperatur %

Jahre	+		-	
1	100	100	100	100
2	49	50	48	50
3	21	25	29	25
4	13	13	16	13
5	10	6	8	6
6	8	3	5	3
7	5	2	5	2
8	5	1	5	1
9	5	0,4	3	0,4
10	5	0,2	3	0,2
11	3	0,1	3	0,1
12	.	.	3	.
13

TAB. V.

Dauerwahrscheinlichkeit windiger Tage in %

Tage	Winter (XII—I—II)		Sommer (VI—VII—VIII)	
1	100	100	100	100
2	43	19	40	22
3	18	4	18	5
4	9	0,5	8	1
5	4	0,1	3	0,2
6	2	.	1	.
7	1	.	1	.
8	0,3	.	0,3	.
9	0,2	.	0,1	.
10	0,2	.	.	.
11	0,2	.	.	.
12

TAB. VI.

Dauerwahrscheinlichkeit trockener und Niederschlagsstage in %

Tage	Trocken		Mit Niederschlag	
1	100	100	100	100
2	68	62	55	38
3	47	39	31	14
4	36	24	17	5
5	27	15	10	2
6	21	9	6	1
7	16	6	3	0,3
8	13	4	2	0,1
9	10	2	1	.
10	8	1	1	.
11	6	1	0,3	.
12	5	1	0,2	.
13	4	0,4	0,2	.
14	3	0,2	0,2	.
15	2	0,1	0,1	.
16	2	0,1	0,1	.
17	1	.	0,1	.
18	1	.	0,1	.
19	1	.	0,1	.
20	1	.	0,03	.
24	0,3	.	.	.
28	0,1	.	.	.
32	0,1	.	.	.
36	0,06	.	.	.
40

Vorausgehenden grösser sei, als bei dem Niederschlage oder der Windgeschwindigkeit. Zu einem ähnlichen Ergebnis kam auch *Baur* in seiner Analyse der Streuung der Temperatur- und Niederschlagsreihen deutscher Stationen [2].

Bei einem Vergleiche der Werte der beobachteten und unter der Annahme der Unabhängigkeit errechneten Dauerwahrscheinlichkeiten kann festgestellt werden, dass (mit Ausnahme der Zahlenreihe 4.) die beobachteten Dauerwahrscheinlichkeiten der untersuchten Ereignisse grösser sind, als sie im Falle einer Unabhängigkeit sein könnten, was so zustande kommt, dass die Zahl der kürzeren Wiederholungen kleiner, die der längeren aber grösser ist, als dies aus der theoretischen Verteilung folgen sollte. Nach den Obengesagten ist es auch offensichtlich, dass bei unseren klimatischen Gegebenheiten — und in Kenntnis der Vorkommenswahrscheinlichkeit einer gegebenen klimati-

Mathematisch-Statistische Charakteristika der Reihen

		N	P	A'	A	A'/A	σ_p, σ_q	Unabhängigkeitsintervall.	
Temperatur	Tagesm. Winterhalbjahr	+	6381	0,56	6,87	2,27	3,01	0,006	0,97—1,04
	Tagesm. Winterhalbjahr	-		0,44	5,32	1,78	2,99		0,97—1,04
	Tagesm. Sommerhalbjahr	+	6417	0,55	5,27	2,22	2,37	0,006	0,97—1,03
	Tagesm. Sommerhalbjahr	-		0,45	4,35	1,82	2,39		0,96—1,04
	Pentadenm. Winterhalbjahr	+	3795	0,53	3,62	2,13	1,69	0,008	0,95—1,05
	Pentadenm. Winterhalbjahr	-		0,47	3,18	1,87	1,70		0,96—1,04
	Pentadenm. Sommerhalbjahr	+	3955	0,51	2,70	2,04	1,33	0,008	0,95—1,05
	Pentadenm. Sommerhalbjahr	-		0,49	2,61	1,96	1,33		0,95—1,05
	Monatsmittel	+	2121	0,51	2,48	2,04	1,21	0,011	0,93—1,07
	Monatsmittel	-		0,49	2,37	1,96	1,21		0,93—1,07
	Jahresmittel	+	173	0,50	2,23	2,00	1,12	0,038	0,82—1,29
	Jahresmittel	-		0,50	2,26	2,00	1,13		0,82—1,29
	Trockene Tage		18 262	0,62	3,73	2,63	1,42	0,004	0,97—1,03
	Niederschlagstage			0,38	2,26	1,61	1,40		0,98—1,02
	Windige Tage, Winter (XII—I—II)		5865	0,19	1,77	1,24	1,43	0,005	0,98—1,02
	Windige Tage, Sommer (VI—VII—VIII)		5980	0,22	1,72	1,28	1,34	0,005	0,98—1,02

sehen Erscheinung — eine Dauerwahrscheinlichkeitstabelle im Wege von theoretischer Rechnung nicht zusammengestellt werden kann, (obwohl dies eine wesentlich kürzere Arbeit wäre als eine aus Beobachtungsangaben erfolgende Zusammenstellung), da die Abweichungen zu gross wären.

Inwieweit Dauer- als Kenngrössen des Klimas betrachtet werden können, darüber kann ein richtiges Bild in der Weise verschaffen werden, dass man die charakteristischen Werte der Dauerwahrscheinlichkeit der verschiedenen Zahlenreihen in ihrer räumlichen Verteilung untersucht. Wie erwähnt, ist die Analyse des Quotienten A'/A am zweckmässigsten, da wir mit deren Hilfe über der inneren Struktur der bezüglichen klimatischen Serie, d. h. über einer wichtigen Eigenschaft derselben Aufschluss erhalten. Deshalb haben wir auf Grund einer 30 jährigen Temperaturbeobachtungsreihe von 53 Stationen der nördlichen Hemisphäre die Wiederholungen der positiven und negativen Anomalien der Temperaturmonatsmittel untersucht. Wir haben für jede Station den Wert A'/A errechnet und deren räumliche Verteilung bezüglich der positiven und negativen Anomalien in den Abbildungen 1 und 2 angegeben. (siehe S. 250—251) Die uns interessierende obere Grenze des für das Wahrscheinlichkeitsniveau 0,0027 errechneten Unabhängigkeitsintervalls weist bei den einzelnen Stationen eine sehr geringe Schwankung auf und fällt überwiegend zwischen den Werten 1,19—1,22. Dabei wird eine Trennung bei der territorialen Verteilung der abhängigen und unabhängigen Temperaturbeobachtungsreihen von der Isolinie 1,20 (in der Abbildung mit einer dickeren Linie eingezeichnet) gut bestimmt. Die bezüglichen Temperaturangaben haben wir aus einer Abhandlung *Exners* entnommen [3] und diese beziehen sich auf eine Periode von 30 Jahren zwischen 1887—1916. Diese Angaben wurden ausserdem mit einer Temperaturreihe von 4 arktischen Stationen (aus der Periode 1921—1940) ergänzt.

Nach einem Überblick der Karten kann Folgendes festgestellt werden: Die grössten Werte des Quotienten A'/A können in der Tropenzone beobachtet werden. Von der Tropenzone gegen den vorrückend Norden zeigt sich eine Abnahme, der Quotient erreicht aber die niedrigsten Werte nicht im Arktikum, sondern im Inneren des asiatischen und nordamerikanischen Kontinents. In den arktischen Becken greifen vom Atlantikum und von Stillen Ozean Isolinien von grösseren Zahlenwerten ein, dadurch wird das Gebiet von kleineren Zahlenwertes gleichsam in zwei Teile aufgespalten.

In der Gestaltung der Isolinien zeigt sich ein gewisses System dessen Grund unseres Erachtens in den Folgenden zu suchen ist: Die an den tropischen Gegenden beobachtete Wiederholungen von verhältnismässig längerer Zeitdauer kann dadurch begründet werden, dass auf diesen Gebieten die bedeutenderen advektiven Einwirkungen fehlen, die Trägheit der Klimatelemente deshalb gross ist und in deren Aenderungen längere — hauptsächlich von der Sonnentätigkeit abhängige — Periodizitäten sich bemerkbar

machen. Von Interesse ist das sich von dem Atlantischen Ozean ungefähr der Längengrade 30° W entlang und vom Stillen Ozean dem Längengrade 160° W entlang nach den Norden sich erstreckendes Gebiet grösserer Zahlenwerte. Die Erklärung der Erscheinung liegt vermutlich darin, dass auf diesen Gebieten öfters Höhenrücken und Troge beobachtet werden können, die auf einen längere Zeit hindurch bestehenden meridionalen Wärmeaustausch deuten. Wir weisen auf eine Abhandlung *Essenwangers* [4] hin, laut welcher entlang der Breite 55° N Höhenrücken und Becken sich mit einer relative grösseren Häufigkeit bei den Schnittlinien mit den Längengraden 170° W, 120° W, 70–60° W, 40° W und 20° W melden. Wie ersichtlich, das Gebiet von höheren Zahlenwerten des Quotienten A'/A nördlich des von den zwei Ozeanen ungefähr in die Zone häufigsten Vorkommens der Höhenrücken und Troge. An jenen Gebieten also, wo die stärkeren meridionalen Deformationen der Isohypsen der Höhentopographien relative häufiger vorkommen, sind die längere Zeit andauernden kalten oder warmen Advektionen häufiger und diese erhöhen die durchschnittliche Länge der Wiederholungen. Die Karten lenken unsere Aufmerksamkeit auch auf eine andere Erscheinung, nämlich auf die, dass die Beständigkeit der Anomalien auf den Meeren grösser ist, in dem Inneren der Kontinente aber kleiner. Der Grund liegt offenbar in dem verschiedenen Wärmehaushalt der Meere und Kontinente: über den Meeren gehen sowohl die Erwärmungsvorgänge wie auch die Abkühlungsvorgänge langsamer vor sich als über dem Festlande. Laut unseren Karten ist die durchschnittliche Dauer der Wiederholungen in den inneren Gebieten des eurasischen und nordamerikanischen Kontinents so kurz, dass der Wert des Quotienten A'/A sowohl hinsichtlich der positiven, wie der negativen Anomalien unter 1,20 bleibt (in der räumlichen Verteilung des auf die positiven und negativen Anomalien errechneten Quotienten A'/A besteht ja laut den Karten kein wesentlicher Unterschied) und deshalb folgen in diesen Gebieten die Anomalien der Monatsmitteltemperaturen völlig zufällig nacheinander. In anderen Worten besagt dies, dass auf diesen Gebieten die in der langfristigen Vorhersage verwendbare Beharrung der Monatsmittel der Temperaturen nicht vorhanden sei.

Die Resultate unserer obigen Untersuchungen können wie folgt zusammengefasst werden:

1. Von mehreren heimländischen klimatischen Zahlenreihen ist es bewiesen, dass diese nichts als der Ausdruck einer Verkettung von einander unabhängigen Ereignisse erachtet werden können.

2. Die Untersuchung von Wiederholungen der Anomalien von Monatsmittel der Temperatur im Raume der nördlichen Hemisphäre ergab, dass das Verhältnis der beobachteten durchschnittlichen Länge der Wiederholungen und der durch eine zufällige Verteilung zustande kommenden durchschnittlichen Länge als eine klimatische Kennzahl betrachtet werden kann. Die Verhältniszahl gibt über eine wichtige strukturelle Eigenschaft des Klimas Auskunft, namentlich darüber, in welchem Masse die zu einem Zeitpunkte sich einsetzenden klimatischen Erscheinungen von den vorhergehenden abhängen.

Unseres Erachtens kann diese Untersuchungsmethode nicht nur zum Entwurf eines globalen Bildes von hemisphärischen Ausmassen verwertet werden, sondern es dürfte ihre Anwendung auch für die heimländische Klimaforschung durch das Erschliessen bisher unbekannter feineren strukturellen Eigenschaften unseres Klimas nutzbringend sein.

LITERATURVERZEICHNIS:

- [1] *Gy. Szakács*: Serien von regnerischen und regenfreien Tagen in Budapest, auf Grund eines 50-jährigen Beobachtungsmaterials. Forschungsberichte des Ungarischen Meteorologischen Institutes Budapest 1953., 145 S.
- [2] *Baur, F.*: Die Dispersion meteorologischer Häufigkeitsverteilungen. Meteorologische Zeitschrift LXXV. Braunschweig 1930, 381 S.
- [3] *Exner, F. M.*: Monatliche Luftdruck- und Temperaturanomalien auf der Erde. Korrelationen des Luftdrucks auf Island mit dem anderer Orte. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien 1924, 307 S.
- [4] *Essenwanger, O.*: Statistische Untersuchungen über die Zirkulation der Westdrift in 55° Breite. Berichte des D. W. D. Bad Kissingen 1953.

Zirkulationsgrößen europäischer Grosswetterlagen

Der Begriff der Großwetterlage, im Jahre 1937 von *F. Baur* als „die während mehrerer Tage gleichbleibenden und für die Witterung in den einzelnen Teilgebieten maßgebenden Züge des Gesamtzustandes der Lufthülle in dem betrachteten Großraum“, definiert, hat sich in der Folgezeit als äußerst wertvoll erwiesen. Mit der Großwetterlage ist ein komplexer Begriff geschaffen worden, der es erlaubt, mit einem Wort die großzügige Luftdruckverteilung am Boden und in der Höhe, die Luftströmungen und damit die Luftmassenverteilung und -zufuhr, die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse u.s.w. eines mehrtägigen Zeitraums anzugeben.

Da der Begriff der Großwetterlage zuerst in Mitteleuropa geschaffen wurde, ist es verständlich, daß die ersten Definitionen dieser Lagen im geographischen Raum von Europa und dem angrenzenden östlichen Nordatlantik entstanden; der Schwerpunkt der Definitionen lag in Mitteleuropa. Man kann zehn Großwettertypen definieren, je eine nach den acht auf Mitteleuropa zu gerichteten Strömungsfeldern bzw. Frontalzoneausdehnungen (Nord, Nordwest, West, Südwest u.s.w.) sowie zwei Lagen mit zentralem Hoch oder Tief über Mitteleuropa. Die wichtigsten Großwettertypen wurden nach Besonderheiten der Druckverteilung unterteilt, die meisten dabei noch nach ihrem überwiegend zyklonalen oder antizyklonalen Einfluß auf den Bezugsraum. Die folgende Tabelle (Tab. 1) gibt einen Überblick über die heute im täglichen Dienst angewandten Großwetterlagen.

TABELLE 1

Großwettertyp	Großwetterlage	Steuerungszentrum, Hauptfrontalzone
Nord (N)	Nordlage (Na, Nz)	Frontalzone Island-Mitteleuropa
	Hoch Nordmeer (HNa, HNz)	Höhenhoch zwischen Island und Schottland. Mit (HNa) oder ohne (HNz) Ausläufer nach Mitteleuropa)
	Hoch Britische Inseln (HB)	Höhenhoch bei oder westlich der Britischen Inseln, Ausdehnung bis zum nordwestlichen Mitteleuropa.
Nordwest (NW)	Nordwestlage (NWa, NWz)	Hoch Ostatlantik, Frontalzone nördlicher Nordatlantik — Westrußland.
	Trog Mitteleuropa (TrM)	Trogachse zwischen etwa 5 und 15 Grad östlicher Länge.
West (W)	antizyklonale Westlage (Wa)	lebhaft Westdrift nördlich 55 Grad N.
	zyklonale Westlage (Wz)	lebhaft Westdrift nördlich 50 Grad N.
	südliche Westlage (Ws)	Kerne der Einzelstörungen wandern über Mitteleuropa hinweg, bei Island höherer Druck.
Südwest (SW)	Südwestlage (SWa, SWz)	Frontalzone Azorenraum — Skandinavien
	Trog Westeuropa (TrW)	Trogachse zwischen etwa 10 Grad West und 5 Grad Ost.
Süd (S)	Winkelförmige Westlage (Ww)	Atlantik lebhaft Westlage, scharfe Umbiegungsstelle über Mitteleuropa, blockierendes Hoch Ost- oder Nordosteuropa mit Südströmung.

* Verfasser des Aufsatzes ist Regierungsrat *Dr. Paul Hess*, Meteorologe in der Forschungsabteilung der Zentralstelle des Deutschen Wetterdienstes in Frankfurt am Main.

TABELLE 1 (Fortsetzung)

Süd (S)	Südlage (Sa, Sz)	Frontalzone Mittelmeer — Nordmeer, Hoch Osteuropa.
	Tief Britische Inseln (TB)	Zentraltief bei oder etwas westlich der Britischen Inseln.
Südost (SE)	Südostlage (SEa, SEz)	Hoch von Südosteuropa bis in die Nähe von Island, Tief Biskaya.
Ost (E)	Hoch Fennoskandien (HFa, HFz)	Höhenhoch meist über Südsandinavien, Ausläufer nach Mitteleuropa (HFa) oder Höhentief (Kaltlufttropfen) Mitteleuropa (HFz)
	Hoch Nordmeer-Fennoskandien (HNFa, HNFz)	Höhenhoch meist über dem Nordmeer, Bodenhoch von Island bis Finnland, Ausweitung nach Mitteleuropa (HNFa) oder Höhentief (Kaltlufttropfen) über Mitteleuropa (HNFz)
Nordost (NE)	Nordostlage (NE)	Hochdrucksystem Azoren-Skandinavien Winter und Frühjahr oft Kaltlufttropfen über Mitteleuropa.
Hoch Mitteleuropa (HM)	Hoch Mitteleuropa (HM)	Höhenhoch oder stabiler Hochkeil über dem westlichen Mitteleuropa.
	Zonale Hochdruckbrücke über Mitteleuropa (BM)	Zonales Hochdrucksystem vom Mittelatlantik bis Westrußland, nordwärts der Brücke Westlagen.
Tief Mitteleuropa (TM)	Tief Mitteleuropa (TM)	Höhentief über dem westlichen Mitteleuropa, oft mit Vb-artiger Gleitanordnung über Süddeutschland.

Die Bestimmung der Lagen erfolgte zunächst subjektiv nach dem äußeren Bild der großräumigen Luftdruckverteilung und der Lage der Hauptfrontalzone. Im Bestreben, eine objektive Methode der Festlegung zu finden, wurde in vorliegender Untersuchung der Versuch unternommen, durch Einführung von Zirkulationsgrößen eine objektive Einordnung der einzelnen Lagen zu erreichen. Man kann ein Strömungsfeld in erster Annäherung festlegen durch Angabe der meridionalen und der zonalen Strömungskomponenten sowie durch das Verhältnis beider Größen. Als Maß für die Gesamtintensität einer Lage kann man die Summe beider Komponenten einführen. Es gibt naturgemäß mehrere Möglichkeiten, für einen vorgegebenen Raum diese Größen zu berechnen. In vorliegender Untersuchung wurden die mittleren zonalen (V_{gz}) und meridionalen (V_{gm}) Komponenten des geostrophischen Windes in der 500-Millibarfläche getrennt für den mittel- und ostatlantischen Raum (zwischen 65 und 40 Grad Nordbreite sowie zwischen 50 und 10 Grad westlicher Länge) und für West- und Mitteleuropa (zwischen 65 und 40 Grad Nordbreite sowie zwischen 10 West und 30 Grad Ost) berechnet (s. Abb. 1, S. 257). Die Berechnung erfolgt durch Mittelung schmaler zonaler bzw. meridionaler Streifen in den angegebenen Gebieten. Aus der praktischen Erfahrung heraus, daß für Europa Zonalzirkulation mit Westkomponente gleichbedeutend ist, während Ostströmungen nur bei meridionaler Anordnung auftreten, wurde für V_{gz} nur der Überschuß der West- über die Ostkomponente angegeben, es wurden also Westkomponenten mit positivem, Ostkomponenten mit negativem Vorzeichen versehen. Bei der meridionalen Komponente wurden dagegen die Absolutbeträge von Nord- und Südkomponenten addiert, da beide gleichbedeutend für die Feststellung des meridionalen Anteils sind. Würde man zum Beispiel den Südkomponenten positive, den Nordkomponenten negative Beträge zuordnen, so könnte es geschehen, daß in einem vorgegebenen Raum bei starken, gleichgroßen, aber entgegengesetzten Meridionalen Komponenten die Summe Null würde, also trotz starker Meridionalzirkulation eine solche nicht erfaßt würde. Das Verhältnis $q = V_{gz}/V_{gm}$ ist ein brauchbares Maß zur Unterscheidung der Zirkulationsform. Ist $V_{gz} > V_{gm}$, also $q > 1$, so ist die Zirkulation überwiegend zonal ist $V_{gz} \cong V_{gm}$, also $q < 1$, überwiegend meridional.

Für die angegebenen Zirkulationsgrößen V_{gz} , V_{gm} , q und $I = V_{gz} + V_{gm}$ liegen tägliche Werte seit dem 1. Januar 1947 vor; wie bereits betont, erfolgte die Berechnung für die beiden Teilausschnitte Atlantik und Europa getrennt. Aus diesem Material wurden für die einzelnen Großwetterlagen und Großwettertypen zunächst Monatsmittelwerte, aus diesen dann Jahresmittelwerte berechnet, die in Tabelle 2 enthalten sind.

TABELLE 2

Jahresmittelwerte der Zirkulationsgrößen für die einzelnen Großwetterlagen

Bei den einzelnen Großwetterlagen sind jeweils die zyklonalen und die antizyklonalen Formen zusammengefaßt.

Großwetter-		Europa				Atlantik			
Typ	Lage	V_{gz}	V_{gm}	q	I	V_{gz}	V_{gm}	q	I
N	HB	5,0	10,1	0,50	15,1	7,5	11,5	0,65	19,0
	HN	6,4	7,9	0,81	14,3	3,2	11,0	0,29	13,2
	N	8,4	11,4	0,74	19,8	7,2	11,5	0,63	18,7
Mittel N		6,6	9,8	0,67	16,4	5,7	11,3	0,50	17,0
NW	NW	10,1	9,4	1,08	19,5	10,6	9,8	1,08	20,4
	TrM	10,3	8,8	1,17	19,1	10,6	9,7	1,09	20,3
Mittel NW		10,2	9,1	1,12	19,3	10,6	9,8	1,08	20,4
W SW	W, Ws	11,6	7,2	1,61	18,8	14,9	8,1	1,85	23,0
	SW	10,3	8,0	1,29	18,3	9,7	5,5	1,63	15,2
	TrW	8,9	8,5	1,04	17,4	10,0	11,8	0,88	21,8
Mittel SW		9,6	8,2	1,16	17,8	9,8	8,6	1,26	18,5
S	Ww	8,3	8,5	0,97	16,8	15,6	8,3	1,88	23,9
	TB	8,0	8,7	0,93	16,7	11,7	9,3	1,26	21,0
	S	6,1	8,9	0,69	15,0	9,5	7,6	1,39	17,1
Mittel S		7,0	8,8	0,81	15,8	10,6	8,4	1,32	19,0
SE E	SE	4,5	8,1	0,55	12,6	11,2	10,6	1,06	21,8
	HF	3,8	8,8	0,43	12,6	12,4	10,4	1,19	22,8
	HNF	3,1	7,7	0,40	10,8	6,2	10,6	0,58	16,8
Mittel E		3,4	8,2	0,42	11,7	9,3	10,5	0,88	19,8
NE HM	NE	3,3	8,4	0,40	11,7	11,8	10,2	1,16	22,0
	HM	5,6	6,9	0,82	12,5	5,9	4,5	1,18	10,4
	BM	7,2	7,6	0,95	14,8	12,1	8,6	1,41	20,7
Mittel HM		6,4	7,2	0,64	13,6	9,0	6,6	1,30	15,6
TM	TM	6,2	9,7	0,64	15,9	9,4	9,4	1,00	18,8

Für die Großwettertypen sind die einzelnen Zirkulationsgrößen in Abbildung 2 (Seite 257) dargestellt. Die winkelförmige Westlage, die über dem Atlantik rein zonal, über dem europäischen Festland stark meridional ist — die zyklonale Umbiegungsstelle liegt im Mittel bei 10° Ostlänge — und deshalb einer Einordnung in einen der zehn Großwettertypen Schwierigkeiten macht, wurde gesondert behandelt. Wegen ihrer starken Südkomponente wurde sie für den europäischen Raum zwischen die Großwettertypen Südwest und Süd, für den atlantischen Ausschnitt zwischen West und Südwest eingeordnet. Im übrigen wurde die Reihenfolge der Lagen nach geographischen Gesichtspunkten vorgenommen; maßgebend war die Himmelsrichtung, aus der die Hauptfrontzone und damit die Grundströmung auf Mitteleuropa hin gerichtet ist. An erster Stelle stehen die Nordlagen mit ihren verschiedenen Unterformen, dann folgen Nordwest-, West-, Südwestlagen usw. Zum Schluß folgen die Lagen mit zentralen Hoch- oder Tiefdruckgebieten über Mitteleuropa, die sich allgemein nicht einer vorherrschenden Strömungsrichtung zuordnen lassen. Es ist interessant, festzustellen, daß sich die Zirkulationsgrößen im europäischen Raum fast genau dieser geographischen Reihenfolge anpassen. Die höchsten zonalen Werte treten naturgemäß bei Westlagen, die niedrigsten bei Lagen mit blockierenden Hochdruckgebieten im nord- und osteuropäischen Raum auf (Südost- bis Nordostlagen). Bei den meridionalen Komponenten sind die Unterschiede nicht gerade so groß, die Stärkeverhältnisse sind jedoch deutlich umgekehrt. Die stärkste

Zirkulation (Summe $V_{gz} + V_{gm}$) weisen die Lagen mit betonter Westkomponente (Nordwest bis Südwest) auf, während die Ostlagen merklich geringere Gesamtzirkulationswerte zeigen. Die nahe Verwandtschaft der Zentraltiefelagen Europas (TM) mit den Nordlagen, aus denen sie meist entstehen, zeigt die fast vollkommene Übereinstimmung der Werte für V_{gz} , V_{gm} , q und I .

Auf dem Atlantik liegen die Verhältnisse etwas anders. Am bemerkenswertesten ist die Tatsache, daß sowohl bei kontinentalen West- als auch Ostlagen die Westkomponenten über dem Atlantik sehr groß sind und sich nur wenig unterscheiden. Die höchsten Werte zeigt die winkelförmige Westlage (Ww), die eine ausgesprochene kontinentale Blockierung enthält. Man kann daraus schliessen, dass alle über dem nördlichen und östlichen Kontinent blockierenden Großwetterlagen (Ww, S, SE, HF und NE) über dem Atlantik mit hohen Zonalgeschwindigkeiten und gleichzeitig auch mit einer starken Gesamtzirkulation in diesem Raum verbunden sind. Vorläufige Einzeluntersuchungen lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß eine starke atlantische Zonalzirkulation geradezu eine Voraussetzung für einen Blockierungseffekt über dem Kontinent ist. Die niedrigsten atlantischen Zonalwerte weisen naturgemäß die Nordlagen einschliesslich der bei Island bereits blockierenden Lage Hoch Nordmeer-Fennoskandien (HNF) auf. Auch bei den mitteleuropäischen Zentralhochlagen (HM) ist die atlantische Zonalkomponente gering, unterscheidet sich von den Nordlagen jedoch dadurch, daß auch die Gesamtintensität I schwach ausgeprägt ist. Beständige mitteleuropäische Hochdrucklagen halten sich nur, wenn die gesamte Zirkulation über dem atlantischen und europäischen Raum gering ist. Anders ist es bei den zonalen Hochdruckbrücken, die über Mitteleuropa hinweg erstreckt sind; sie weisen eine weit stärkere Zonalkomponente über dem Atlantik auf.

Eine andere Darstellungsform der Zirkulationsverhältnisse von Großwetterlagen zeigt die Abbildung 3 (s. Seite 258) für Europa (oben) und den Atlantik (unten). Die einzelnen Großwetterlagen wurden in einem Koordinatensystem untergebracht, dessen Abszisse die Zonalkomponente V_{gz} , dessen Ordinate die Meridionalkomponente V_{gm} enthält. Die Gerade für $V_{gz} = V_{gm}$ bzw. $q = 1$ trennt das Feld in einen zonalen (rechts unten) und einen meridionalen Teil (links oben). Die Nordlagen liegen für den europäischen und den atlantischen Ausschnitt ganz ähnlich im meridionalen Teil, die Westlagen eindeutig im zonalen Feld. Die winkelförmige Westlage zeigt auch hier ihr doppeltes Gesicht; für Mitteleuropa knapp meridional, erreicht sie über dem Atlantik die höchsten zonalen Werte. Ähnliches gilt auch für die übrigen blockierenden Lagen, die Süd-, Ost und Nordostlagen mit Ausnahme der Lage Hoch Nordmeer-Fennoskandien (HNF), die in der Höhenverteilung über dem Atlantik zu den Nordlagen zählt. Das steuernde Höhenhoch liegt fast stets westlich des Null-Meridians, nur am Boden erstreckt sich der Kern bis Finnland. Mit dieser Ausnahme liegen alle blockierenden Lagen über Europa im meridionalen, über dem Atlantik im zonalen Feld. Ihre meridionale Komponente ist allerdings fast genau so groß wie die der Nordlagen. Das zentrale mitteleuropäische Hoch ist in beiden Teilgebieten mit schwachen Komponenten verbunden, während die zonale Hochdruckbrücke (über Mitteleuropa) eine starke zonale atlantische Komponente zeigt und dort zu den Westlagen zählt.

Die vorliegende Erfassung der Großwetterlagen durch feste Zahlenwerte ist ein erster Versuch zur Objektivierung der Definitionen. Die Überschneidung der Streubereiche der einzelnen Großwetterlagen (in Abb. 3 nicht eingezeichnet) ermöglicht aber noch keine eindeutige Zuordnung der Lagen nach reinen Zahlenwerten. Es müssen weitere charakteristische Zirkulationsgrößen herangezogen werden. Als solche kommen für engere Teilgebiete meridionaler Erstreckung die gerichteten Komponentenwerte, also unterteilt nach Nord- und Südkomponente (Berücksichtigung des Vorzeichens) in Frage. Auch die zonale Unterteilung zur genaueren Erfassung der Lage der stärksten Höhenwinde (Jetstream der Frontalzone) dürfte eine exaktere Einordnung ermöglichen. Die Vorarbeiten für eine solche feinere Erfassung der Großwetterlagen durch mehrere Zirkulationsgrößen sind bereits geleistet, sodaß wohl in absehbarer Zeit darüber berichtet werden kann.

LITERATURHINWEISE :

- [1] F. Baur : Die Bedeutung der Stratosphäre für die Großwetterlage. Met. Zeitschr. 53, s 237, 1936.
- [2] F. Baur, P. Hess, H. Nagel : Kalender der Großwetterlagen Europas 1881—1943, Bad Homburg v. d. H., 1944.
- [3] P. Hess, H. Brezowsky : Katalog der Großwetterlagen Europas, Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Nr. 33 (Bad Kissingen, 1952).

MAGYARORSZÁG HIDROLÓGIAI ATLASZA, II. sorozat 2. füzet. **Hőmérsékleti és párolgási viszonyok.** (*Hydrological Atlas of Hungary, Ser. II. Nr. 2. Thermal and Evaporation Conditions.*) Published by Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet (Research Institute for Water Resources), Budapest, 1956. pp. 156.

The second number in this series of publications, devoted to hydrometeorological data was intended, primarily, to furnish a presentation of most urgently needed information for the purposes of practical application. However, it should be appreciated, at the same time, as a monographical work in climatography, although it contains no verbal description, being a most valuable collection of data and of very instructing graphical representations. It is characterized by the richness of information and by a careful selection. Considering, that the responsibility for collecting and publishing meteorological data remains, of course, essentially with the Central Institute of Meteorology, the exceptional merit of the Research Institute of Water Resources in producing this fundamental work must be fully recognised. In conducting during a number of years, the publication of this valuable series, under the supervision of *Dr. W. Lászlóffy*, chief of section, and under the guidance of the engineers-in-chief *G. Csehidi* and *A. Szepesi* a number of prominent members of the Institute, aided by some external experts, have produced this most valuable publication. They made ample use of as yet unpublished data accumulated by the official organ (the Meteorological Institute) and were able of presenting this material in a way especially adapted to the needs of the users in the field of engineering and of agricultural irrigation.

Following a concise introduction of 5 pages, which has been wisely restricted to indispensable explanations on the subject-matter, a carefully drawn chart and an alphabetical index of stations, the main body of the publication consists of four parts of unequal length.

In Part I, the most comprehensive chapter of the book (nearly 90 pages), temperature conditions are described on charts, tables and graphical representations. (It is perhaps a failure in the Table of Contents, that there is not always made a distinction between data published in the form of numerical tables from those given in a graphical representation, although one of the merits of the book consists in the circumstance that most of the information is given under both forms of presentation.) It is satisfying that the charts of the January, July and annual isotherms, drawn from mean values of 50 years, are representing (in accordance with the needs of practical application) *actual* values of temperatures, that is, no attempt has been made to reduce them to a common level. These values are called, in the introduction, "real" mean values, without taking into account that the term of *real* mean value has been reserved, in our climatological terminology, for mean values derived from 24 observations a day. Though the discrepancy between the two sets of values is, in a practical sense, rather negligible, isotherms drawn in intervals of half a degree centigrade should be designed by the current terminology.

The first of the tables in Part I contains so much material (monthly, annual and semestrial mean values of temperature on 112-stations) that it satisfies nearly the standards of professional publications. It is difficult to imagine that the minute differences, comporting only one or two tenths, of a degree centigrade for a climatic region in the sense of *N. Bacsó*, could be really of significance in any practical engineering project. In the subsequent Table 3 (containing this time the 50-year data of only 12 stations) no such superfluous luxury is encountered and this should be considered as a very useful presentation of temperature conditions, mainly because it is strongly emphasizing the extreme character of the thermal climate in this country.

The further part of the presentation of thermal conditions is mainly concerned with frequency values. Discarding the use of the month as a conventional unit of time, a much more detailed picture of the annual temperature variation, by the use of pen-

tade values, is afforded. Table 6. is containing, for the 12 stations mentioned above, monthly and annual mean temperature values which are depassed with given percentages of probability. From the point of view of theoretical statistics, it is perhaps a deficiency that the dividing values corresponding to 10, 25, 50, 75, and 90% could be only determined from a population of 50 cases. However, even such data are welcomed for the sake of obtaining a more complete picture as compared to, that given by average values only. Similar, but much more real dividing values are found in the graphical representations containing frequency data of daily mean temperatures in each pentade on 4 stations (derived from populations of 250—250 actual cases). A series of tables and clearly drawn graphical representations are containing data on pentade temperature in the vicinity of 0° and +2° centigrade, which are extremely valuable not only for the building industry, but for agricultural interests as well.

In Part II, 10 years observation of water temperature on 35 stations are summed up. Monthly and annual values are given in tables and a graphical summary of the water temperature data of Hungarian rivers is produced. This chapter has the merit of publishing, at the first time, a seat of much needed and constantly required data.

In Part III, soil temperature are dealt with by giving pentade mean values at 3 stations in the form of tables, and some instructive isopleths illustrating average and extreme conditions (severe winter of 1939—1940, extraordinarily hot summer of 1950).

Part IV, devoted to evaporation, contains rather instructions for the measurement of this weather element, than actual data, the latter being subjected to strong local influences. A wise self-denial of the Authors led to the omission of values obtained by Wild's evaporimeter, by restricting themselves to an enumeration of the stations on which such measurements are executed, with reference to the seat of data published in the Hydrological Yearbooks. The charts of evaporation, calculated from precipitation and temperature data, as well as the seat of nomogrammes which have been derived from it, can be used only after a very careful study of them. The usefulness of the book could have been essentially raised by giving, in the introduction, some more support to those desiring to use it. As an example, no definition of the notion "areal evaporation" is given, (it is contained only implicitly in the bibliographical references), although this concept should be very useful for the practicing engineer. In fact it would have been very appropriate to mention, on the charts, that the isolines are representing the fraction of precipitation amount which has been lost by evaporation.

We are under the impression that the usefulness of this Hydrological Atlas is not merely confined to the fields for which it has been originally prepared. Further utilisations may be possible for planning and operation problems in the realm of horticulture, forestry, and communications. It should be especially mentioned, that the production of the book is excellent, the drawing are clear-cut, the superscriptions are very readable and used in an ingenious way.

L. Takács

G. SZÁSZ : Das Bestandsklima der Wintergerste. Mitteilungen des Meteorologischen Institutes der Kossuth Lajos Universität, Debrecen. No. 13., 20 (B/5) Seiten, 12 Abbildungen. Mit einem Auszuge in deutscher Sprache. Debrecen 1956.

In der Abhandlung werden auf Grund der seit 1948 ausgeführten Beobachtungen bestandsklimatische Eigenschaften der Wintergerste zusammengefasst. In dem ersten Teile gibt der Verfasser eine allgemeine Charakteristik des Bestandsklimas der Wintergerste, von der herbstlichen Vegetationsperiode angefangen. Es wird festgestellt, dass es sich im Bestande bereits zum Beginn der Entwicklung für die Halmfrüchte charakteristische mikroklimatische Bedingungen bilden. Laut Bodentemperaturbeobachtungen bildet der Bestand bereits im Herbst eine wirksame beschattende Masse und die Bodentemperatur des Bestandsklimas ist niedriger, als die der freien Oberfläche.

Aus der während der Vegetationsperiode im Frühling durchgeführten Messungen geht es hervor, dass in der Phase des Schossens und des Ahrenschiebens die Temperatur des Bestandes in der Höhe von 10 cm in den Vormittagsstunden höher, nachmittags aber niedriger ist, als über der freien Oberfläche. In der Periode der Blüte und Reife finden wir auf dem Niveau von 10 cm bis zu den Nachmittagsstunden einen bedeutenden Wärmeüberschuss. Die Bodentemperaturmessungen beweisen, dass bis zur Beendigung der Blüte der Bestand ständig zunehmend beschattet ist, nachher aber ein Ausgleich der Bodentemperatur im Verhältnis zur freien Oberfläche vor sich geht.

Auch die Auswirkungen der Bodenunterschiede auf dem Bestande der Wintergerste werden vom Verfasser untersucht. Diese Beobachtungen wurden auf braunem Sand- und gebundenem Lössboden ausgeführt, und am Sandboden höhere Bestands- und Bodentemperaturen vorgefunden, als im Falle des Lössbodens.

Die Untersuchungen erstreckten sich auch auf für die Entwicklung günstiger und ungünstiger Niederschlagsbedingungen, und es wird festgestellt, dass die Frühjahrsdürre von ganz besonderer Gefährlichkeit für die Wintergerste sei.

Es werden auch Vergleiche mit anderen Halmfrüchten unternommen, namentlich mit dem Winterroggen und der Sommergerste.

Abschliessend wird bemerkt, dass es sich noch die Notwendigkeit vieler ausführlicher Untersuchungen (Agrotechnik, Düngung usw.) ergibt um die Erforschung der im Bestandsklima der Wintergerste auffindbaren kleineren Eigenartigkeiten durchführen zu können.

T. Szilágyi

STEINHAUSER, F.—ECKEL, O.—SAUBERER, F.: **Klima und Bioklima von Wien**. Band II. 136 Seiten (B/5), 29 Textillustrationen, 10 beigelegte Abbildungen, 41 Tabellen. Herausgegeben von der *Österreichischen Meteorologischen Gesellschaft*. Wien, 1957.

Unter den in der jüngsten Vergangenheit herausgegebenen klimatographischen Werken haben wir das obige Buch mit ganz besonderem Interesse studiert. Der im Jahre 1955 erschienene Band I. des eigentlich auf einen Umfang von drei Bänden geplanten Werkes enthält Mittel- und Extremwerte der einzelnen Klimaelemente (Temperatur, Niederschlag, Insolation, Wind) sowie ihre Häufigkeitsverteilung. Diese Angaben sind nicht nur aus dem klimatologischen Standpunkte, sondern auch bezüglich der Entwicklung der Stadt von Bedeutung.

Der zweite Band befasst sich ausführlich mit den klimatischen Eigenschaften Wiens als einer Großstadt und industriellen Ansiedlung. Im Rahmen einer kurzen Zusammenfassung werden die Resultate der Untersuchungen über sekuläre Variation der Klimaelemente bekanntgegeben, aus welchen hervorgeht, dass die festgestellten Perioden von verschiedener Länge nicht mit einer strengen Konsequenz auftreten und diese deshalb vom Standpunkte einer langfristigen Prognose aus gesehen von keinem konkreten praktischen Werte sind.

Die Autoren behandeln in einem besonderen Teil die aus dem Standpunkte der Architektur und der Hygiene der Großstadt unternommenen speziellen Untersuchungen, — im Grunde genommen sind dies Kombinationen der Elemente. Die territoriale Verteilung, sowie eine Verteilung nach Windrichtung und Windgeschwindigkeit der Niederschlags- und Nebelverhältnisse (Niederschlags- und Nebelwindrose) werden ausführlich besprochen. Ausserordentlich wertvoll ist das Kapitel über die Beimengungen der Luft. Unter Zuhilfenahme des Trübungs-faktors werden die Entstehungsherde, sowie die territoriale Verteilung der Beimengungen bei verschiedenen Windrichtungen untersucht. Die Beimengung ist für Wien — und überhaupt für jede Großstadt, die zugleich auch eine industrielle Ansiedlung ist und wo ein Großteil der Bevölkerung eines Landes lebt — als Modifizierungsfaktor sowohl für die Luftreinheit, als auch für die Insolation von grosser Bedeutung. Mit der Schwüle und dem Abkühlungswert befassen sich die Autoren — aus Mangel an genügendem Untersuchungsmaterial — nur kurz und lückenhaft. Die Zahl der Heitztage, die Summe der Gradzahl-tage sowie die Häufigkeit des Dauers von Temperaturen unter 0° C sind ebenfalls ein wertvolles Material für eine Großstadt aus dem Gesichtspunkte der Heizmaterialversorgung im Winter.

Ein spezielles Kapitel behandelt in ausführlicher Weise die Probleme der Temperaturverteilung von Stadt und ihrer Umgebung, wobei auch auf die Resultate der in den einzelnen Jahreszeiten ausgeführten Messungen eingegangen wird.

Das besprochene Werk ist gleichsam ein Leit-faden zum Studium des Stadtklimas. Eine ähnliche Bearbeitung des Materials des Bandes I. ist auch in der ungarischen Fachliteratur vorzufinden — das Werk des Professors *A. Réthly*: Das Klima von Budapest —, ausführlichere ungarische Werke über das Stadtklima besitzen wir aber nicht.

Das obige Werk über das Klima von Wien behandelt manche Fragen in einer ausführlichen Weise, doch werden z. B. die Insolationsverhältnisse nur kurz besprochen. Das gesammelte reichhaltige Material und ganz besonders die wertvollen Tabellen sind zur Befriedigung der verschiedensten Interessenskreise geeignet. Wir blicken mit lebhafter Erwartung dem Erscheinen des dritten Bandes entgegen, welcher voraussichtlich das nach einzelnen Wetterlagen aufgearbeitetes Material des Stadtklimas und ähnliche andere Untersuchungen der Klimaprobleme der Großstadt enthalten wird.

G. Endródi

Kiadásért és szerkesztésért felelős: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója
A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ÉS AZ ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET LAPJA

Megjelent 950 példányban. — 2-573910 Athenacum (F. v. Soproni Béla)