

IDŐJÁRÁS

2

1961. MÁRCIUS – ÁPRILIS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

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

*

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

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

*

ELŐFIZETÉS:

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

*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
 EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

<i>Hromov, Sz. P. (Moszkva): A trópuson belüli konvergencia-zóna dinamikájáról (О динамике междутропической зоны конвергенции)</i>	65
<i>Mészáros Ernő—Wirth Endre: Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages cumuliformes (Gomolyfelhőkől hulló esők cseppjeinek spektrális eloszlása)</i>	80
<i>Kasneci, P.—Jaho, S. (Tirana): Quelques caractéristiques du régime de la température et des précipitations en Albanie (A hőmérséklet és csapadék néhány jellemző vonása Albániában)</i>	86
<i>Pápainé Szalay Gabriella: Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makrosziноптикus heizetekben</i>	93
<i>Kissné Tóth Erzsébet: A talaj hőforgalmának kérdései Magyarországon</i>	99
<i>Endrődi Gabriella: A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi-félszigeten</i>	105
<i>Kiss István: A hófelületek vegetációs színeződéséről</i>	110
<i>Pápai László: A kicserélődési együttható meghatározása Budapest felett</i>	113
<i>Ifj. Bartha Lajos—Gausser Károly: A meteorpor kapcsolata a csapadékkal</i>	119
IRODALOM	
<i>Iszajev, E. A.: Az Atlanti-óceán és Eurázsia fölötti szinoptikai folyamatok katalógusa (Péczy Gy.)</i>	121
<i>Lauscher, A.—Lauscher, F.—Printz, H.: Norvégia fenológiája (Szakály J.)</i>	121
<i>Fizikai enciklopédikus szótár (Aujeszký L.)</i>	122
KRÓNICA	124

Sz. P. Hromov (Moszkva):

A trópuson belüli konvergencia-zóna dinamikájáról

On the dynamics of the intertropical zone of convergence. The author—when crossing the Equator on two occasions on board of the expeditionship—during 1956—1957—observed two different variants of the intertropical zones of convergence, which are described on basis of numerous observations made on board of the ship. In the first case this was a broad transitional zone in the Northern Hemisphere with a marked tropic front within it, between two trade winds, conserving their typical direction. In the second case it was a well pronounced equatorial zone of west winds between the south-east trade wind and changing pre-monsoon winds coming from the northern part of the Indian Ocean. The zone was extended over both sides of the Equator.

The air currents can be considered as quasi-geostrophic in the distance of more than 5° from the Equator, and Eulerian-antitriptic ones near the Equator. Starting from this, the author finds the basic types of the distribution of the stream-line in the tropics dependently on the situation of the intertropical zone of convergence relating to the Equator, and from the extent and direction of the baric gradients near the Equator (Fig. 9). The equatorial zone of the west winds proved to be one of the variants of the intertropical zone, this variant being non-constant, non-permanent and of a limited extension. Its formation in the basin of the Indian Ocean is the most probable in the eastern part of this ocean in spring and autumn, when the intertropical zone is to be found in the immediate neighbourhood of the Equator.

*

1. Trópusi meteorológián jelenleg teljesen meghatározott jellegű kérdések széles körét értjük. Még két évtizeddel ezelőtt ilyen fogalom a meteorológiában egyáltalán nem létezett, és a trópusokon végbemenő légköri folyamatokra vonatkozó ismereteinkből hiányzott minden rendszeresség. Nem csupán a trópusi légkörre vonatkozó ismereteinknek erős megnövekedéséről van szó, bár természetesen az észlelőhálózatnak a kibővülése fontos szerepet játszik, s ez ténylegesen a háborús és a háború utáni években ment vége. Közrejátszik itt még az a szempont is, hogy részben az észlelőhálózat kibővülése, de még inkább a trópuson a légiközlekedésnek megnövekedése következtében létrejött a trópusi időjárás szolgálat.

Még nemrégén a trópusok kérdése csupán a klimatológusokat foglalkoztatta, és a trópusi légkör jelenségeiről valamennyi elképzelésünk éghajlati koncepció volt. Egyedüli kivételt, úgy látszik, a trópusi ciklonok képeznek, mert szinoptikus analízisük szükségessége már régen világos volt, és azt lehetőség szerint elvégezték. De minden más — passzátok, trópusi monszunok és az összes azokkal kapcsolatban álló jelenség — elsősorban a klimatológiai kutatásnak volt a tárgya, az pedig kevésbé fedte fel a folyamatok kinematikai és dinamikai mechanizmusát. Ezt olykor elméletileg is igazolták az időjárásnak a trópusokon belüli kis változékonyságára vonatkozó megfontolásokkal és azzal, hogy az időjárás és az éghajlat fogalma a trópusokon azonosnak vehető.

Most már tudjuk, hogy ez egyáltalán nem így van. Ha nem teszünk indokolatlan összehasonlítást a trópusokon kívüli szélességekkel, azaz ha nem feledkezünk meg a trópusi folyamatok speciális voltáról, akkor a trópusi légkör valósággal elképeszt bennünket megnyilvánulásainak sokféleségével, amely nagyon is távol áll attól a primitív elképzeléstől, amely a trópusi időjárást gyakorlatilag változatlanak véli.

2. Az első hatalmas lépést a trópusi meteorológia fejlődésében már több mint 30 évvel ezelőtt megtették. Ez a lépés azt jelentette, hogy a trópusi szélességekre is kiterjesztették a frontkonceptiót. Az egyenlítői szélsőséges zóna természetesen a tengerészek előtt régebben is ismert volt, hiszen ezt a tényt hajóútjaik során a valóságban is tapasztalták. Ám az első világháborúig, sőt még később is, e téren minden ismeretünk csupán statisztikai jellegű volt, és a kérdést tipikusan klimatológiai úton közelítettük meg.

A meteorológiában a frontok koncepciójának a közepes szélességekre történt bevezetése után hamarosan, 1921-ben *Brooks* és *Braby* az egyenlítői szélsőséges zónára is kiterjesztette a frontális értelmezést. A mindjobban gyarapodó szinoptikus tapasztalat az ilyen interpretációnak helytálló voltát, legalábbis számos esetre, megerősítette. A sokévi átlagokra felépülő éghajlati térképeken a szélsőséges zóna frontális természete nyilvánvalóan nem volt kimutatható.

1930-ban és 1933-ban *Bergeron* a trópusi frontot besorolta a troposzféra fő frontjainak általános rendszerébe, megjelölte egyes ágainak átlagos helyzetét és kapcsolatba hozta velük a trópusi ciklonok keletkezését.

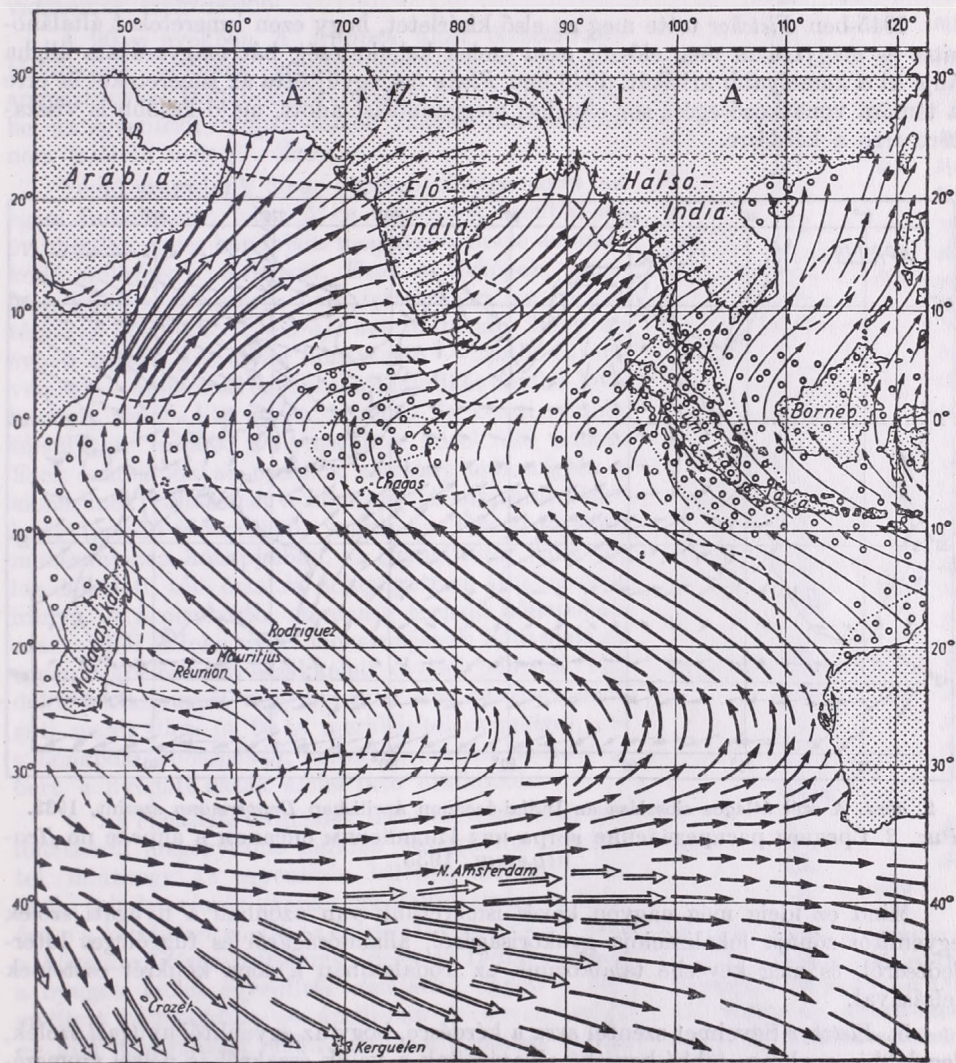
Majdnem egyidőben alakult ki a passzátfrontokról, azaz az egyes szubtrópusi anticiklonok közötti frontokról alkotott elképzelés is. Ezek a frontok gyakran a poláris frontok folytatásai a trópusokon, elkülönítik a frissebb trópusi légtömegeket az öregebbektől. Ugyanakkor a szinoptikus objektumokat képező trópusi és passzátfrontok az éghajlati térképeken is határozottan tükröződnek és annak idején a „Fizikai hidrodinamika” szerzői, jómagam, *Pettersen* és mások, a légkör általános cirkulációjának átlagos képebe illesztették be.

3. A negyvenes években néhányan ellentéték a „trópusi (trópuson belüli) front” kifejezés alkalmazását azzal az indokolással, hogy a hőmérsékleti törések az egyenlítő közelében rendszerint jelentéktelenek és frontális felszínnek jelenléte ott alig látszik. Innét magyarázható a „trópuson belüli konvergencia-zóna” megjelölés használatának gyors elterjedése, amely fogalom kevésbé határozott és rugalmasabb is. A gyakorlatban ezt a fogalmat a „trópusi front” fogalmának szinonimájaként használták, azaz az egyik szélrendszerből a másikba való éles átmenetnek a megjelölésére; ebben az értelemben *Fletcher* és *Flohn* két trópuson belüli konvergencia zónáról beszél, amely a nyugati szelek egyenlítői zónáját északról és délről elhatárolja. Ugyanazzal a „trópuson belüli konvergencia-zóna” kifejezéssel jelölték a két félteke cirkulációja közötti széles, elmosódott átmeneti zónát is.

Nézetem szerint a két fogalmat különböző értelemben lehet és kell is alkalmazni. A „trópuson belüli konvergencia-zóna” megjelölés alkalmazása hasznos és kényelmes, minthogy az átmenetnek az egyik passzátból a másikba, a passzátból a monszunba, vagy a monszunt megelőző változókéony szelekbe, stb. bonyolult kinematikai jellege lehet és egyáltalán nem vezethető vissza egyetlen éles frontra. Az egyenlítői zóna szélemezéjében azonban az éles átmenetek, még ha időnként és helyenként is, de nyilvánvalóan megvannak; az ilyen éles átmenetnek pedig, amely többek között a trópusközi konvergencia-zónán belül lehet, vagy annak külső határát képezheti, joggal adhatjuk a *trópusi front* elnevezést. Ugyanakkor nem szabad összekevernünk a frontális felület helyzetének megállapíthatatlan voltát annak nyilvánvaló hiányával: az éles konvergenciavonalat nem kisebb indokkal

minősíthetjük két nagyméretű légköri áramlás határának, mint a választó felületen mutató hőmérsékleti szakadásnak.

Mind ez ideig azonban tényleges ismereteink a trópuson belüli konvergencia zóna szerkezetéről nagyon hiányosak voltak, ez annak tudható be, hogy az észlelő-



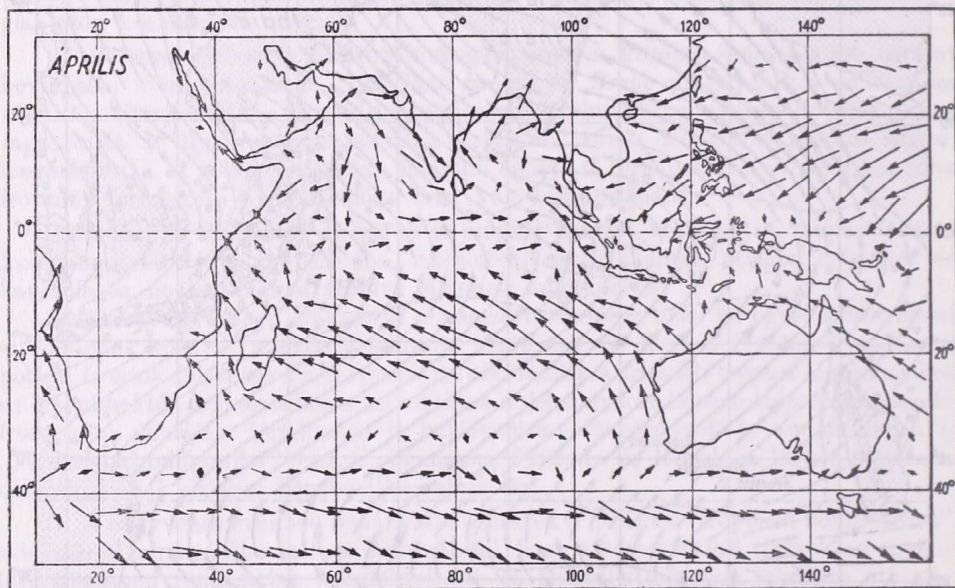
1. ábra. A szél átlagos eloszlása az Indiai-óceánon júliusban és augusztusban Köppen szerint
 Рис. 1. Среднее распределение ветра над Индийским океаном в июле и августе по В. Кеннеу.

hálózat az egyenlítői szélességek óceánjain túlságosan ritka ahhoz, hogy a struktúra részleteit a szinoptikus térképeken, vagy a függőleges metszeteken felfedjük.

4. A második világháború idején a figyelmet váratlanul a trópuson belüli zóna egy teljesen sajátos formájára irányították. Nevezetesen nyilvánvalóvá vált, hogy a trópuson belüli konvergencia-zóna jelentheti az erősebb és kevésbé erős

nyugati szelek zónáját, amelyet a tőle mindkét oldalra levő általános keleti passzát átvitelbe soroltak. Így a zónán belül nincs meg a passzátok közvetlen közeledése, sem a szélséend. *Fletcher* bevezette az ilyen képződményre a *nyugati szelek egyenlítői zónája* elnevezést, ami tartósan bevonult a terminológiába (angolul: equatorial westerlies).

1945-ben *Fletcher* tette meg az első kísérletet, hogy ezen ismereteket általánosítsa és magyarázta meg először ezen szelek keletkezését, bár magyarázata aligha állja ki a komolyabb kritikát. 1949-ben *Flohn* összegyűjtötte az ismereteket és erre a témára vonatkozó egész sor elméleti megfontolást adott, majd később is visszatért erre a kérdésre.



2. ábra. A szél átlagos eloszlása az Indiai-óceánon áprilisban *Deppermann* szerint, 1933.

Рис. 2. Среднее распределение ветра над Индийским океаном в апреле по *Депперману*, 1933.

Mind ez ideig még nagyon kevés ismeretünk van azonban a nyugati szelek egyenlítői zónája lokalizációjáról, gyakoriságáról, állandóságáról és függőleges kiterjedéséről, és még kevésbé találkozunk az irodalomban a zóna konkrét eseteinek leírásával.

5. *Fletcher* figyelmet szentel arra a kérdésre, hogy az egyenlítői nyugati szelek, legalábbis gyakran, többé-kevésbé elhatároltak a velük északról és délről szomszédos szélrendszerektől. Ezeket a frontképző határokat *Fletcher* északi és déli trópuson belüli konvergencia-zónának nevezte. *Flohn* elképzelése szerint a nyári monszun az Indiai-óceán vidékén a nyugati szelek egyenlítői zónájának a kiszélesedését jelenti a nyári félteke oldalán. Emellett az egyik zónahatár, klimatológiailag tekintve, az egyenlítőn marad, a másik pedig a monszun terjeszkedésével magasabb szélességek felé mozdul el.

Még később, 1953-ban *Flohn* rámutatott, hogy már *Meinardus* 1893-ban doktori disszertációjában statisztikailag bizonyította a három nyugati nyolcad szeleinek túlsúlyát, beleértve a tisztán nyugati irányt is, az egyenlítőnél az Indiai-óceán

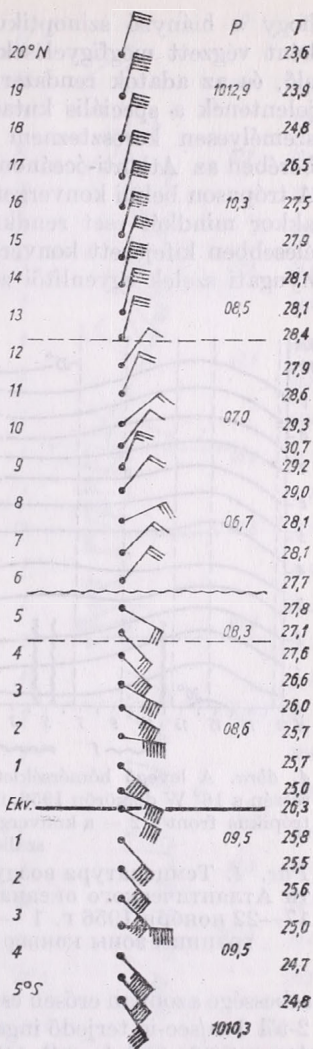
keleti részén egész évben. A nyugati okták szeleinek túlsúlya, vagy legalábbis jelentős százaléka jól látható az Indiai-óceán egyenlítői szélességeire vonatkozó szélrózsákból is és a világoceán néhány más egyenlítői vidékeinek szélrózsáiból.

A 90-es években a Köppen által összeállított térképeken, amelyek január—februárra és július—augusztusra az Indiai-óceán uralkodó szeleit mutatták be, az egyenlítői nyugati szelek világos tükröződését nem találták meg (1. ábra).

Végül századunk 30-as éveiben Deppermann az egész Indiai-óceán felett 5°-os négyzetek mentén az év minden egyes hónapjára megszerkesztette az uralkodó szélirányok térképeit. Ezek a térképek, amelyek különös hírességre nem tettek szert (az áprilisi térképet közöljük; 2. ábra), azt mutatják, hogy az évben csupán két olyan hónap van — április és november — amikor az egyenlítőtől mindkét oldalra levő keskeny zónában az óceán középső és keleti részein túlsúlyban vannak a nyugatihoz közel álló szelek. Ezek a hónapok az óceánok alacsony szélességein a monszunok váltásának a hónapjai. A májustól októberig terjedő időszakban, vagyis az Északi-félgömb monszunjának hónapjaiban, az egyenlítőtől délre főleg délkeleti, tőle északra délnyugati az áthelyeződés iránya. A decembertől márciusig terjedő hónapokat, azaz a déli félteke nyári monszunjának hónapjait az egyenlítőtől északra északkeleti átvitel jellemzi, tőle délre északnyugati vagy nyugati. Ami az óceán nyugati részét illeti (a 60-as meridiántól nyugatra), ott a hónapok többségében, beleértve áprilist és novemberet, a nyugati okták szelei nem uralkodók.

6. Az éghajlati térképnek természetesen nem kell feltétlenül megegyeznie minden szinoptikus helyzettel, minthogy az egyenlítőn bármely hónapban az óceán minden részén vannak másirányú szelek is, beleértve a keletieket is. De az éghajlati térképekből arra a következtetésre juthatunk, hogy az Indiai-óceánon a nyugati szelek egyenlítői zónájában éppen a fent említett hónapokban — áprilisban és novemberben — kell gyakrabban előfordulniuk a csaknem tisztán nyugati szélirányoknak. Ugyancsak ezekben a hónapokban általában különösen élesnek kell lennie ennek a zónának, mivel a többi hónapokban kiszélesedik az egyik vagy másik félteke irányában nyári monszun formájában (uralkodó délnyugati vagy északnyugati szelekkel).

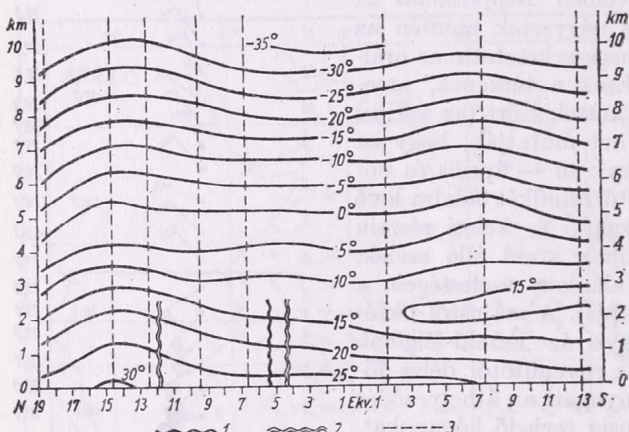
Az éghajlati általánosítások összevetése a tényleges szinoptikus valósággal a trópusokon nem jelent könnyű feladatot, mint arról már említés történt. De az óceán felett megvan az a lényeges lehetőség,



3. ábra. A szél, a légnyomás és a hőmérséklet délkörmenti eloszlása 1956. november 16—21. között az Atlanti-óceán egyenlítői részén. A szélzászlón egy hosszú vonal = 2 m/sec, a rövid = 1 m/sec

Рис. 3. Меридиональное распределение ветра, давления температуры воздуха 16—21 ноября 1956 г. в экваториальной части Атлантического океана. Длинное перо на стрелке — 2 м/сек, короткое — 1 м/сек.

hogy a hiányzó szinoptikus adatokat az egyenlítőt átszelő mozgó hajóról időnként végzett megfigyelésekkel bővítjük. Ilyen lehetőség azonban ritkán fordul elő, és az adatok rendszerint nem is leghasználhatóbbak. Természetesen kivételt jelentenek a speciális kutató, expedíciós hajókról végzett megfigyelések. Sikerült személyesen kereszteznem a trópuson belüli konvergencia-zónát: 1956 novemberében az Atlanti-óceánon és 1957 májusában az Indiai-óceánán az *Ob* hajón. A trópuson belüli konvergencia-zóna a két esetben élesen különbözött, de ugyanakkor mindkét eset rendkívül jellegzetes volt. Először: ez volt a passzátok legélesebben kifejezett konvergenciája; másodsor: nem kevésbé volt kifejezett a nyugati szelek egyenlítői zónája. Először fordítsuk figyelmünket az atlanti esetre.



4. ábra. A levegő hőmérséklete az Atlanti-óceán egyenlítői részén a 18° W délkörön 1956. november 17–22. között. 1 — trópusi front; 2 — a konvergencia zóna határa; 3 — a felszállások

Рис. 4. Температура воздуха в экваториальной части Атлантического океана по 18-му меридиану з. д. 17—22 ноября 1956 г. 1 — тропический фронт; 2 — границы зоны конвергенции; 3 — подъем.

sebessége azonban erősen csökkent: 12 és 6° N között átlagosan 3,9 m/sec-ot tett ki 2-től 6 m/sec-ig terjedő ingadozásokkal. A 6 és 5,5° N szélesség között a szél hirtelen átment 32°-os irányról 117° irányba, azaz a délkeleti passzát irányába 6 m/sec körüli sebességgel. A 4° N-tól kezdve a szélesség 10–11 m/sec-ig növekedett, de az irány nem változott egészen 17° S-ig. Átlagosan 122° maradt (3. ábra).

Így a 12° és 4° N közötti nyolcfokos zónát a benne található passzátok sebességének éles csökkenése jellemezte irányuk állandó megtartása mellett, mindenfajta átmeneti szél nélkül. Érthető, hogy a sebesség csökkenése az áramvonal mentén a mozgásmennyiség konvergenciájához és következésképpen a mozgás felfelé irányuló összetevőjének növekedéséhez vezetett az említett zónán belül. Megvan minden alap arra, hogy a fent említett zónát *trópuson belüli konvergencia-zónának* nevezzük. A mi esetünkben azonban a trópusi frontot is meg lehet különböztetni, mint egy keskenyebb zónát a trópuson belüli konvergencia zónán belül.

Ez a trópusi front éles, kiterjedésre nem több, mint 0,5° szélességű (6 és 5,5° N közötti) átmenetet jelent a gyengülő északkeleti passzátból a gyengülő délkeleti passzátba. A két passzát egymással bezárt szöge ebben a frontban kb. 90° volt. Független metszeten a hőmérséklet eloszlásában a front szerkezetét nem sikerült

7. 1956. november 12-én az *Ob* a Biscayai öbölben, a 47° N és a 7° W földrajzi koordinátáknál, sarki levegő északi áramlásában haladt, amely már megközelítőleg a 38° N szélességen a rétegződés és felhőzet szerint tipikusan passzát sajátosságokat vett fel. A nagy északi összetevő a passzátok irányában és a magas átlagos szélességgel azzal magyarázható, hogy a hajó útja egy észak-atlanti anticiklon keleti szegélyén vezetett, és közötté, valamint a földközi-tengeri medencében levő depresszió között nagy bárikus gradiens volt.

A 12° N szélességtől délebbre megmaradt az északkeleti irányú szél; a

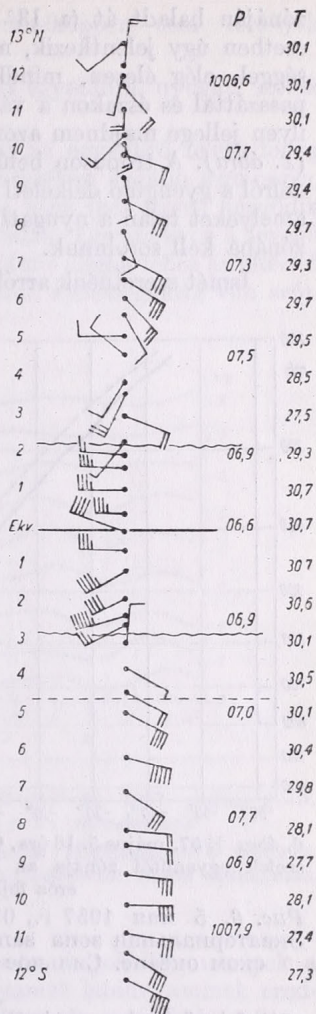
felfedezni, és homályos maradt a kérdés, vajon választófelületnek lehet-e tekinteni. De az egyik szélrendszerből a másikba való éles átmenet kiterjedése nem több, mint $0,5^\circ$ szélesség, ami véleményünk szerint teljesen igazolja a „front” terminológia alkalmazását (4. ábra).

Mondjunk néhány szót a trópuson belüli zóna felhőrendszeréről. Különbözik a Cu congestusok fejlődésével, amelyek nem voltak meg az északkeleti passzátnál. Jellemző volt a felhők sávos elrendeződése. A sávok, úgy látszik, a stabilitási vonalakkal kapcsolatban, a szélességi körök mentén húzódtak. A trópusi front közvetlen közelében a Cu congestusok különösen erőteljesek voltak, a szél olykor a szél-rohamig erősödött, és rövid esőzések következtek be, azonban nem voltak nagy cseppek és az intenzitás is kicsiny volt, zivatarjelenségek nélkül.

A délkeleti passzát átjutva az egyenlítőn a déli féltekéről az északira, megőrzi irányát és sebességét. A sebesség mind az egyenlítőtől délre, mind tőle északra a 4° N-ig, és magán az egyenlítőn kb. 10 m/sec volt. Ugyanakkor a 2° N és a 2° S közötti zóna majdnem gradiens nélküli volt: a teljes bárius gradiens az egyenlítő területén alig volt több, mint $0,2-0,3$ mb meridián-fokonként. Így példánk azt mutatja, hogy a délkeleti passzát az egyenlítőn való áthaladáskor semmiféle hajlamos nem mutatott dél-nyugati irányúvá válásra. A szél az egyenlítőn való áthaladásnál tehetetlenségénél fogva megtartotta nagy sebességét és délkeleti irányát, és a Coriolis-erő, amely ezeken a szélességeken kicsiny, előjelváltásával jelentéktelen hatást okozott.

8. Az Indiai-óceánon át vezető úton az egyenlítői zónában egészen más jellegű cirkulációváltozással találkoztunk. A 17° S-tól a 3° S-ig, április 26-tól május 4-ig bezárólag a hajó a délkeleti passzátnál haladt, amelynek sebessége $2-14$ m/sec nagyságú volt, átlagosan 7 m/sec, és iránya nem lépett ki a délkeleti negyedből. Május 4-én este a $3^\circ 42'$ S és $3^\circ 03'$ S között és 97° E-nél a gyengülő szél három óra alatt 100° -ról áttért 360° -os irányra, újabb három órával később ($2^\circ 33'$ S) — 240° -ra. A szél egészen a $2^\circ 26'$ N-ig állandóan megmaradt a nyugati negyedben, miközben 15 közül 10 észlelési időpontban (amelyből 4 közvetlenül az egyenlítőn volt) a szél iránya $260-290^\circ$ volt; átlagosan pedig 264° . A szél sebessége a nyugati szelek zónájában átlagosan 6,3 m/sec volt, 15 közül 9 észlelési időpontban pedig 7-től 11 m/sec-ig (5. ábra).

Ezután a hajó a $2,5$, ill. 3° N-től az Észak-Indiai-óceán gyenge, változó, monszunelőtti szeleinek széles

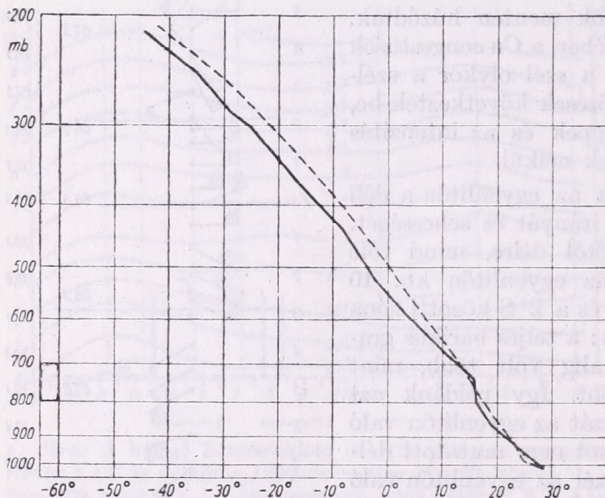


5. ábra. A szél, a légnyomás és hőmérséklet délkörmenti eloszlása az Indiai-óceán egyenlítői zónájában 1957. április 30. és május 11. között. A hosszú vonal a szélzászlón 2 m/sec, a rövid 1 m/sec

Рис. 5. Меридиональное распределение ветра, давления и температуры воздуха в экваториальной зоне Индийского океана 30 апреля — 11 мая 1957 г. Длинное перо на стрелке — 2 м/сек, короткое — 1 м/сек.

zónáján haladt át (a 13° N-ig). Így a trópuson belüli konvergencia-zóna adott esetben úgy jelentkezik, mint a nyugati szelek egyenlítői zónája, kb. 5° -os szélességgel, elég élesen, mindkét oldalon frontszerűen elhatárolva: délen a délkeleti passzáttal és északon a változó szelekkel. A nyugati szelek egyenlítői zónájának ilyen jellege majdnem azonos annak éghajlati képével *Deppermann* április térképén (2. ábra). A trópuson belüli zóna ezen alapvető, középső részéhez csatlakozik: délről a gyengülő délkeleti passzát övezete, északról a változó, gyenge szelek zónája, amelyeket talán a nyugati szelek zónájával együtt a trópuson belüli konvergencia-zónába kell sorolnunk.

Ismét szeretnénk arról az elképzelésről beszélni, amely szerint a trópuson belüli



6. ábra. 1957. május 5. 18 óra, $0^\circ 00' S$, $88^\circ 15' E$. A nyugati szelek egyenlítői zónája az Indiai-óceánon. A konvekció erős fejlődése.

Рис. 6. 5 мая 1957 г., $0^\circ 00'$ ю. ш., $88^\circ 15'$ в. д. Экваториальная зона западных ветров в Индийском океане. Сильное развитие конвекции.

zött fekvő keskeny zónában. A nyugati szelek zónája a felhőzet jellegében is elkülönül. A délkeleti passzáttban Cb-t nem figyelhetünk meg; a felhők fejlődése nem ment túl a Cu cong stádiumon. Ugyanez volt a helyzet a nyugati szelek egyenlítői zónájától északra levő változó szelekben is. A zónában közvetlenül hatalmas, magasan felnyúló, emelkedő Cu congestusok Cb-ká alakultak át (9,4-es átlagos felhőmennyiségnél), szélrohamok kísérték és záporos csapadék hullott, s bár a csapadék nem volt nagyon intenzív, de csaknem zivatarjelenségek nélkül. A felhők függőleges fejlődése annyira erős volt, hogy csúcsaik eljegesedése teljesen szemmel látható volt. A közvetlenül az egyenlítőn végzett szondázások egyik emagramját itt közöljük (6. ábra).

Május elején a két monszun közötti átmeneti periódusban a zóna kétségtelenül keskenyebb volt. A későbbiekben észak felé kiterjeszkedett, átalakulva az Észak-Indiai-óceán nyári monszunává, amint erre *Flohn* annak idején rámutatott.

De, ha a nyári monszun dinamikáját az egyenlítőtől többé-kevésbé távol eső szélességeken (10 – 20°) az izobárképből könnyen meg lehetne magyarázni, mint kvázigeosztrófikus átvitel dinamikáját, akkor az egyenlítő közvetlen közelében levő

konvergencia zóna egy széles öv, amely azonban nem egy frontot foglal magában, mint ezt az Atlanti-óceánon láttuk, hanem két frontot az egyenlítői szelek két oldalán.

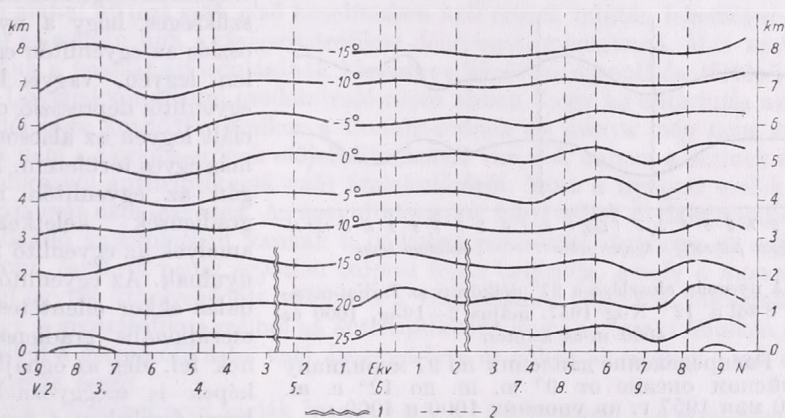
A nyugati szelek egyenlítői zónája természetesen a bonyolult-trópuson belüli konvergencia-zónának a legfontosabb és legérdekesebb része.

Figyelmet érdemelnek a nyugati szelek egyenlítői zónájában az elég erős szélsebességek, amiről fentebb szó volt, és a nyugati irány rendkívüli stabilitása. A nyugati szelek egyenlítői zónájában úgy lehet jellemezni a szeleket, mint a futóáramlások sajátos fajtáját: annyira tartós volt a nyugati szélirány a két teljesen más szélrendszer kö-

nyugati szelekre vonatkozólag ezt ilyen könnyen semmiképpen sem tehetjük meg.

9. Milyen módon lehet megmagyarázni általában az egyenlítői, nyugati szelek keletkezését, így egyebek közt a mi esetünkben?

Fletcher annak idején feltételezte, hogy a felhőzet az egyenlítő felett hideg sugárzási forrást jelent a troposzférában, aminek következtében lezálló légmozgás, az egyenlítőn divergencia jön létre, és két konvergencia zóna (két front) képződik az egyenlítőtől bizonyos távolságra, annak mindkét oldalán. Ugyanakkor a levegő az egyenlítőtől szétfolyva nyugati összetevőket vesz fel (amit aligha lehet az eltérítő erővel magyarázni, mivel az egyenlítőhöz közvetlen közeli szélességekről van szó).



7. ábra. A léghőmérséklet az Indiai-óceán egyenlítői részén, 92–87° E, 1957. május 2–9.

1: az egyenlítői nyugati szelek zónájának határa; 2: szondázások

Рис. 7. Температура воздуха в экваториальной части Индийского океана под 92–87° в. д. 2–9 мая 1957 г. 1 — границы экваториальной зоны западных ветров; 2 — зондажи.

A felhőzet pedig az egyenlítőn elmosódva két zónára tagolódik, amelyek a konvergencia zónákkal vannak kapcsolatban. Ez a folyamat labilis, aminek eredménye, hogy a nyugati szelek zónája gyorsan megváltoztatja saját helyzetét.

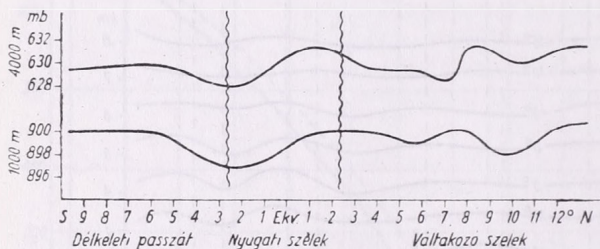
Esetünkben, mint fentebb említettük, a szelek még az egyenlítő közvetlen közelében is gyakran nyugatiak voltak, a divergencia az egyenlítőn nem volt jelentős, nyomásnövekedés az egyenlítő fölött szintén nem volt (ezt később fogjuk bemutatni).

A hőmérsékleti metszet, amit teljesen elegendő rádiószonda felszállás nyomán szerkesztettünk meg, nem mutatott semmiféle kifejezett hideggócot az egyenlítő felett, legalábbis 8 km-ig (7. ábra). Arra a következtetésre jutunk, hogy *Fletcher* magyarázata nem felel meg az általunk megfigyelt esetnek.

*Flohn*nak volt a javaslata, hogy a nyugati szelek egyenlítői zónáját, mint kvázigeosztrófikus légátvitelt vizsgáljuk (az alsóbb rétegekben — sűrűdési javítással) bizonyos távolságra az egyenlítőtől és mint Euler-átvitelt (az alsóbb rétegekben antitriptikust) közvetlen az egyenlítőn. A szinoptikus térképek kétségtelenné teszik, hogy a nyári monszun az óceán északi vidékei felett, mindenesetre az Indiai-óceán felett, a bárikus széltörvényhez igazodik, vagyis a magasban a geosztrófikus áramláshoz, az alsóbb rétegekben a Coriolis-erő és a sűrűdés jelenlétére megállá-

pított áramláshoz áll közel. Ezt nem állíthatjuk a nyugati szelek egyenlítői zónájáról az egyenlítő közvetlen közelében. Könnyen meghatározhatjuk, hogy 5° szélesség alatt 10 m/sec-os geosztrófikus szélhez elegendő fokként 1 mb-os nagyságrendű bárikus gradiens, ami többé-kevésbé megközelíti a ténylegesen megfigyelt értékek nagyságrendjét. De még közelebb jutva az egyenlítőhöz, pl. 2° szélesség alatt ilyen sebesség fenntartására nem több, mint fokként $0,005$ mb nagyságrendű gradiensre lenne szükség, ami közelítőleg két nagyságrenddel alacsonyabb a ténylegesen megfigyelt értéknél (8. ábra). Közvetlenül az egyenlítőn geosztrófikus szél általában nem lehetséges.

10. Elegendő alapunk van azonban arra, hogy a nyugati szeleket az egyenlítőn alapjában véve antitriptikus szeleknek (ill. Euler-szeleknek) tekintsük — Flohn fel-



8. ábra. A nyomás eloszlása a 97° délkörön az Indiai-óceánon a 9° S-tól a 12° N-ig 1957. május 2–10-ig, 1000 és 4000 m-es szinten

Рис. 8. Распределение давления по 97 меридиану в Индийском океане от 9° ю. ш. до 12° с. ш. 2—10 мая 1957 г. на уровнях 1000 и 4000 м.

alacsonyabb, mint az óceán nyugatibb vidékei felett; hasonlóképpen alacsonyabb az egyenlítői Afrika felett is. A szinoptikus térképek azt mutatják, hogy az egyenlítői depresszió differenciálódása különálló, gyenge ciklonokra teljesen megszokott jelenség. Ha feltételezzük, hogy egy depresszió van az óceán keleti részén és egy második depresszió Közép-Afrika felett, akkor az antitriptikus szélnek az egyenlítőn éppen nyugatnak kell lennie az óceán keleti része fölött és keletnek a nyugati részén. A depressziók tengelye mentén emellett a szél szintén zonális lenne, egyebütt az egyenlítő közelében pedig kissé elhajolna a zonális iránytól a gradiens meridionális összetevőivel kapcsolatban, és a depressziók tengelye felé konvergálna.

Hogy meggyőződjünk az egyenlítőn a szélnek antitriptikusként való értelmezhetőségéről, végrehajtottam a nyomási gradiensek nagyságrendjének a kiszámítását, amelyek 10 m/sec-os antitriptikus szélességnek felelnek meg. Ennek nagysága közel áll ahhoz, amit a nyugati szelek egyenlítői zónájában megfigyeltünk. Linke kézikönyve szerint véve a súrlódási együtthatót, amit az Atlanti-óceán egyenlítői zónájára Guldberg és Mohn állapított meg, 10 m/sec sebességre $2 \cdot 10^{-2} \text{ sec}^{-2}$ -nek kapjuk a súrlódási erőt. Ugyanilyen nagyságúnak kell lennie a nyomási gradiens erőnek is antitriptikus egyensúly mellett, a gradiensek pedig közelítőleg $2 \cdot 10^{-5}$ din/cm nagyságrendűnek kell lennie, és gyakorlati egységekben fokként $0,2$ mb-nak. A nagyságrend teljesen elfogadhatónak mutatkozott az egyenlítői viszonyokra.

11. Következtethetünk-e a fentebb mondottakból arra, hogy a levegő átfolyása az egyenlítőn keresztül és a nyári monszun táplálása a másik félteke passzátjának

tevésének megfelelően. Emiatt szükséges, hogy a nyomáseloszlás az egyenlítőn egyenlőtlen legyen, vagyis hogy az egyenlítői depresszió differenciált legyen az alacsony nyomás egyes területein. Így magán az egyenlítőn nyomási gradiensek keletkezhetnek, amelyek az egyenlítő felé irányulnak. Az egyenlítő két oldalán ekkor ellentétes irányú meridionális gradiensek lépnek fel. Még az éghajlati térképek is meggyőznek arról, hogy áprilisban a nyomás az indonéziai szigetvilág felett

az időtartama alatt a sűrűlási rétegben általában nem lehetséges, mint bizonyos szerzők siettek következtetni? Nem. Először: a nyugati szelek egyenlítői zónája áprilisban sem permanens, vagy stacionárius képződmény. Ez nyilván azzal van kapcsolatban, hogy a depressziók, amelyek az egyenlítőn keletkeznek, áthelyeződnek és nem hosszú tartamúak. Az Északi-félgömb nyári hónapjaiban, Köppen és Deppermann térképei szerint megítélve, a másik helyzetnek kell a legtipikusabbnak lennie. Ez abban áll, hogy a meridián mentén megnövekedett nyomási gradiens lép fel a szubtrópusi anticiklontól a monszunális depresszióig, amely lényegesen meghaladja a gyengébb zonális gradiens-összetevőt még az egyenlítőn is. Így az egyenlítőn a nyomási gradiensnek inkább meridionálisnak, mint zonálisnak, és a monszunális depresszió felé irányulnak. A kvázigeosztrófikus (lenn a sűrűlási javítással) délkeleti passzát áthaladva az egyenlítőn, az egyenlítőn át történő antitriptikus átvitellel alakul át (ezt csak első közelítésben kell érteni, miután lehetséges inerciahatás is) és azután újra kvázigeosztrófikus délnyugati monszunná. Más szavakkal: megkapjuk a passzát elfordulásának klasszikus képét az egyenlítőn történő áthaladásnál. Ugyanakkor semmi csodálnivaló nincs abban, hogy az elfordulás az egyenlítőtől délebbre kezdődik, amikor a Coriolis-erőnek az iránya még nem változott meg. Itt nem a Coriolis-erőnek előjelváltozásáról van szó, hanem a szélnek a kvázigeosztrófikusból antitriptikusá váló átalakulásáról. Most a nyugati szelek egyenlítői zónája már nem lesz meg. Az egyenlítői szelek főleg déliek és délnyugatiak lesznek; állandó kapcsolatban vannak a délkeleti passzáttal, úgyhogy az egyenlítőn nincs front, északról pedig egyetlen trópusi front határolja, amely a monszun terjedésével együtt áthelyeződött valahová a Himalájához. Egészen valószínű különben, hogy a geosztrófikus szélből az antitriptikusba vagy az északi féltekén az antitriptikusból a geosztrófikusba való átmenet lesz, és ebben az esetben a szél gyengülését vesszük észre.

Köppen térképei nem zárják ki azt, hogy a (téli monszun) passzátjainak elfordulása, amely annak antitriptikus szélbe való átalakulásával van kapcsolatban, az Indiai-óceánon kezdődik ennek vagy a másik féltekének ötödik szélességi körénél. Emellett a trópusi front januárban közelítőleg a 10° S-on helyezkedik el és júliusban a 25° N-on. Az ötödik szélességi kör, mint a szél antitriptikus mechanizmusának közelítőleges kezdeti határa, megfelel a fentebb tett következtetésünknek arról, hogy az 5° szélességnél a szél még geosztrófikus lehet a valóságban megfigyelt gradiensnek és sebességnek mellett.

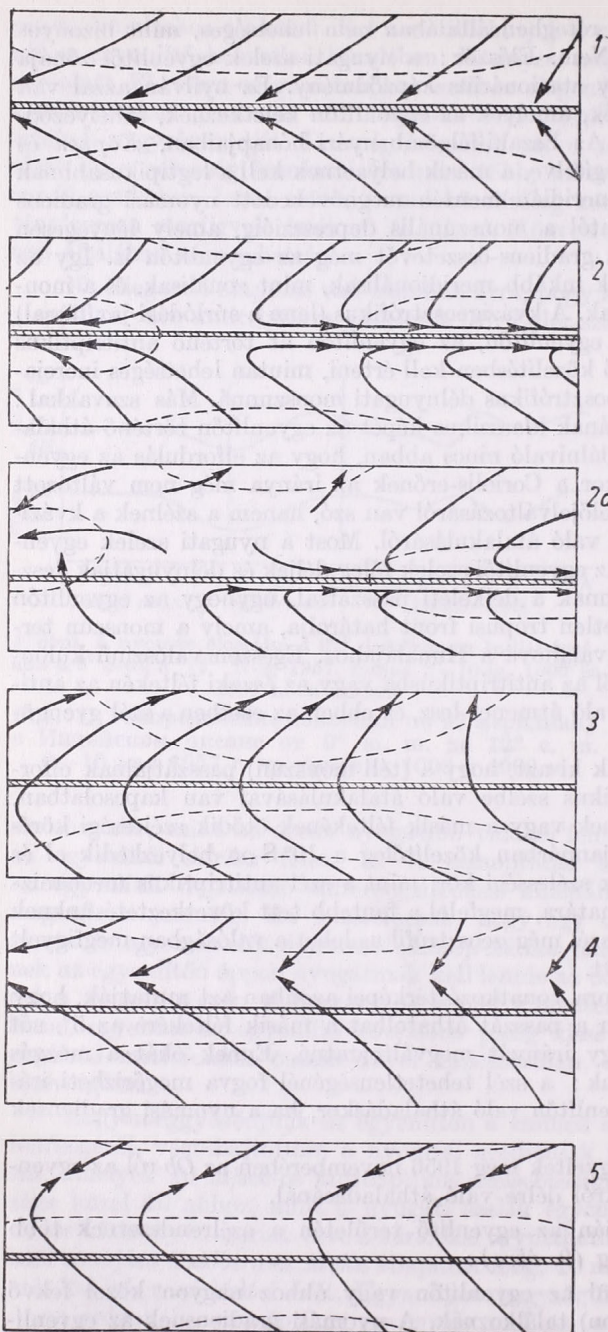
Köppennek a Csendes-óceánra vonatkozó térképei azonban azt mutatják, hogy ennek az óceánnak nagy részén a passzát áthatolhat a másik féltekére az 5° , sőt 10° szélességig is, anélkül, hogy irányát megváltoztatná. Ennek okát a mozgás tehetetlenségében kell keresnünk: a szél tehetetlenségénél fogva megőrizheti irányát és nagy sebességét az egyenlítőn való áthaladásakor, ha a nyomási gradiens az egyenlítő területén kicsik.

Nevezetesen ilyen esetet figyeltek meg 1956 novemberében az Ob-ról az egyenlítőn, az Atlanti-óceánon északról délre való áthaladásánál.

12. Az elmondottak alapján az egyenlítő területén a szélrendszernek több típus-sémáját állapíthatjuk meg (9. ábra):

1. A passzátok közvetlenül az egyenlítőn vagy ahhoz nagyon közel fekvő teknő tengelyén (trópusi fronton) találkoznak. A nyomási gradiensnek az egyenlítőn nincs lényeges zonális összetevője. Az 5° szélesség alatt a passzátok antitriptikus szelekké alakulnak át, de irányukat lényegesen nem változtatják meg, mivel a gradiens iránya az egyenlítőn nem tér el erősen a passzátok irányától.

2. Hasonló helyzetben az egyenlítő mentén a gradiensnek többé-kevésbé jelentős zonális összetevői vannak. Az egyenlítőnél a passzátok főleg zonális antitriptikus



9. ábra. Az áramlási vonalak alapsémái az egyenlítőnél. (Az egyenlítő = széles vonal; a szaggatott vonal izobárok.)
 Рис. 9. Основные схемы линии тока у экватора (экватор указан широкой линией; прерывные линии — изобары).

tikus szelekké alakulnak át, keletieké vagy nyugatiakká. Ilyen volt a helyzet a mi esetünkben is, azzal a különbséggel, hogy az egyik passzátnál gyenge változó szelek voltak.

3. A trópusi front távol fekszik az egyenlítőtől és az egyik passzát áthatol az egyenlítőn. Emellett a meridionális nyomási gradiens jelentős és a passzát antitripitikus széllé alakul át, közel a meridionális irányhoz, nem érve el még az egyenlítőt, a másik féltéken pedig folytatódik, majd a Coriolis erő előjelváltásának hatására elfordul. A fronthoz már nyugati összetevővel érkezik meg.

4. Az előbbihez hasonló helyzet, a nyomási gradiens azonban az egyenlítőnél kicsi és a passzát áthatol a másik féltékére, tehetetlenségénél fogva megtartva irányát. Ha a trópusi front nincs távol az egyenlítőtől (5° szélességnyi sávban), a passzát elfordulása általában nem lesz (atlanti esetünk).

5. Szintén hasonló helyzet; a trópusi front azonban lényegesebben elmozdul az egyenlítőtől, és a passzát, amely irányváltozás nélkül halad át az egyenlítőn, átjutva a másik féltékére, megváltoztatja irányát.

Önkéntelenül is felvetődik a kérdés, hogy ezek a sémák erősen variálódhatnak a trópusi front helyzetétől, a passzátok sebességétől, az egyenlítőn levő gradiens nagyságától és a zonális és meridionális összetevők viszonyától függően:

Így a nyugati szelek egyenlítői zónája az egyik félteke cirkulációjának a másik félteke cirkulációjába való átmenet-típusának egyike, ugyanakkor olyan típus is, amely minden adott pillanatban korlátozott kiterjedésű és nem túlságosan stabilis. Az átmeneti évszakokban gyakorisága nagyobb, mint a fő-évszakokban.

A nyugati szelek egyenlítői zónájának legmesszebbmenő kutatására — mint általában a trópuson belüli konvergencia-zónáéra is — a legjobb eszközt az időjárási hajókról végzett gyakoribb megfigyelések jelentik, az egyenlítő többszöri keresztezésével a különböző hosszúságokon. A megfigyelések felhalmozódása impulzust adhatna a jelenség elméleti modelljének mélyebb kidolgozásához is.

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА:

- [1] Хромов, С. П. : Атмосферная циркуляция и погода на пути «Оби» в плавании 1956—57 г.г. Советская антарктическая экспедиция, 5. Ленинград, 1959.
- [2] Хромов, С. П. : К вопросу о характере междутропической зоны конвергенции. Известия Всесоюзного Геогр. О-ва, 92, 2, 1960.
- [3] Хромов, С. П. : Типы приземного распределения ветра вблизи экватора. Известия Всесоюзного Геогр. О-ва, 93, 2, 1961.
- [4] Bergeron, T. : Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. Meteorol. Zeitschr. 1930.
- [5] Bjerknes, V. u. a. : Physikalische Hydrodynamik mit Anwendung auf die Dynamische Meteorologie. Berlin, 1933.
- [6] Brooks, C. E. P. a. Braby, H. W. : Quart. Journ. of R. Meteorol. Society, 47, I, 1921.
- [7] Depperman, Ch. E. : The mean transport of air in the Indian and South Pacific oceans. Manila, 1935.
- [8] Fletcher, R. D. : The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. Journ. of Meteorol., 2, 3, 1946.
- [9] Flohn, H. : Eine equatorielle Westwindzone als Glied der allgemeinen Zirkulation. Zeitschr. für Meteorol. 3, 8—9, 1949.
- [10] Flohn, H. : Studien zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Berichte d. Deutschen Wetterdienstes, 18, 1950.
- [11] Flohn, H. : Wilhelm Meinardus und die Revision unserer Vorstellungen von der atmosphärischen Zirkulation. Zeitschr. für Meteorol. 7, 4, 1953.
- [12] Hann—Süring : Lehrbuch der Meteorologie. 5 Aufl. Leipzig, 1940.
- [13] Linke's Meteorologisches Taschenbuch, neue Ausgabe, Bd. 2. herausgegeben v. F. Baur. Leipzig, 1953.
- [14] Meinardus, W. : Beiträge zur Kenntnis der klimatischen Verhältnisse der nordöstlichen Teils des Indischen Ozeans. Archiv d. Deutschen Seewarte, 13, 7, 1893.

*

О ДИНАМИКЕ МЕЖДУТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ

Структура междутропической зоны конвергенции является одним из наиболее интересных вопросов современной метеорологии. Понятие о тропическом фронте возникло в 20-х годах этого столетия. Однако, в 40-х годах наметилась некоторая реакция против применения этого термина на том основании, что разрывы температуры вблизи экватора обычно незначительны и существование фронтальных поверхностей неочевидно. Был введен термин «междутропическая зона конвергенции», менее определенный и потому более удобный. Впрочем, по большей части он применялся как синоним термина «тропический фронт».

По мнению автора, оба термина могут и должны применяться в разных значениях. Междутропическая зона конвергенции, как переходная зона между пассатами, может иметь сложный кинематический характер, не исключаящий однако, того, что внутри этой широкой переходной зоны могут заключаться рез-

кие переходы фронтального типа, резкие линии сходимости, за которыми следует оставить название тропических фронтов.

Междутропическая зона конвергенции, как правило, представляется переходной зоной между двумя в общем восточными пассатами или между восточным пассатом и западным муссоном (с теми или иными меридиональными составляющими). Однако, во время второй мировой войны был установлен своеобразный вариант кинематики междутропической зоны, получивший название *экваториальной зоны западных ветров*. Переходная зона характеризуется здесь достаточно хорошо выраженным западным течением, отделенным более или менее резкими фронтами от смежных с ним ветровых систем двух полушарий. Предлагавшиеся до сих пор объяснения возникновения этой зоны противоречивы или явно несостоятельны. Кроме того неясна повторяемость и степень устойчивости этой зоны и ее горизонтальное распространение даже в том районе, где ее наличие особенно очевидно, именно — в Индийском океане. В этом последнем районе зона западных ветров, кстати, отчетливо видна даже на климатологических картах ветров Деппермана (1933) для апреля и ноября, т. е. именно для тех месяцев, когда происходит смена муссонов в широтах близких к экватору. Синоптика явления, однако, еще очень мало известна.

Во время плавания на экспедиционном судне «Обь» в 1956—57 г. автор имел возможность дважды пересекать междутропическую зону конвергенции — в ноябре в Атлантическом океане и в начале мая в Индийском. В первом случае зона имела характер широкой полосы от 12 до 4° с. ш., внутри которой, между 6 и 5,5° с. ш., лежал резкий тропический фронт между северо-восточным и юго-восточным пассатом. Интересно, что юго-восточный пассат, пересекая экватор, совершенно не менял свое направление и большую (около 10 м/сек) скорость, почти вплоть до 4° с. ш. При этом зона между 2° ю. ш. и 2° с. ш. была почти безградиентной.

Во втором случае междутропическая зона конвергенции была типично выраженной зоной западных ветров между ослабленным юго-восточным пассатом и переменными предмуссонными ветрами северного Индийского океана. Западные ветры весьма устойчиво дули между 2,5° ю. ш. и 2° с. ш.; в 10 сроках наблюдений из 15 их направление в этой зоне было между 260 и 290°. Средняя скорость была свыше 6 м/сек, а в 9 сроках наблюдений из 15 — от 7 до 11 м/сек. Границы между смежными ветровыми системами носили резкий, фронтообразный характер.

Между прочим, зона западных ветров отличалась от смежных ветровых систем развитием кучево-грозовых облаков (Св), которых не было ни в пассате, ни в переменных ветрах. Эмаграмма подъема, сделанного на самом экваторе, показывает отсутствие инверсии, характерной для юго-восточного пассата. Вертикальный временной разрез по меридиану не обнаруживает никакого очага холода над экватором, необходимого, по Флетчеру, для существования зоны западных ветров.

Геострофическое объяснение западных ветров в такой близости к экватору и на самом экваторе безусловно невозможно. По подсчетам автора, фактически наблюдавшиеся градиенты могли бы обусловить геострофический перенос со скоростью порядка 10 м/сек не ближе чем в 5 градусах от экватора. Однако вполне можно рассматривать западные ветры в нашем случае как перенос *эйлеровский* вверху и *антириптический* в нижних слоях, соответствующий барическому градиенту, направленному с запада на восток. При градиенте в 0,2 мб на градус антириптический ветер у экватора имел бы скорость в 10 м/сек, вполне приемлемую с точки зрения фактических условий.

Градиенты направленные по экватору возможны вследствие целлюлярного расчленения экваториальной депрессии, и именно тогда, когда междутропическая зона лежит на самом экваторе, как это и было в нашем майском случае. При этом, одновременно с градиентами направленными на восток, к Индонезии, в восточной части океана, должны наблюдаться градиенты направленные на запад, к Африке, в западной части океана. Но вследствие перемещения экваториальных циклонических центров зона западных ветров не может быть перманентной и устойчивой. В переходные месяцы — в мае и ноябре — и в близкие к ним периоды описанное синоптическое положение с образованием зоны западных ветров на востоке океана осуществляется, повидимому, часто. Но ле-

том и зимою оно невозможно : в эти сезоны устанавливается увеличенный барический градиент направленный по меридиану, от субтропического антициклона одного полушария к муссонной депрессии другого полушария, удаленной от экватора. При этом мы наблюдаем перетекание пассата через экватор, хорошо видное на летних и зимних климатологических картах как Деппермана, так и Кеплена. Вращение пассата начинается при этом еще до перехода его через экватор, примерно в пяти градусах от экватора. Это явление, очевидно, нельзя объяснить изменением знака Кориолисовой силы. Но его легко понять, как преобразование квазигеострофического пассата вблизи экватора в антитриптический-меридиональный перенос и затем снова в квазигеострофический пассат уже другого полушария.

Можно наметить несколько типовых схем режима ветра в области экватора, т. е. несколько кинематических вариантов междутропической зоны.

1. Пассаты встречаются на оси экваториальной депрессии (на тропическом фронте) на самом экваторе или очень близко к нему. При этом на экваторе нет существенных зональных составляющих барического градиента. В нескольких градусах от экватора пассаты превращаются в антитриптические ветры, не меняя значительно своего направления, поскольку направление градиентов у экватора не отличается значительно от направления пассатов.

2. Сходное положение ; однако вдоль экватора существуют более или менее значительные зональные составляющие градиента. У экватора пассаты превращаются в зональные антитриптические ветры, восточные и западные. Именно в этом случае возникает экваториальная зона западных ветров. Аналогичное положение было и в описанном нами случае, с той разницей, что, поскольку над Индией уже существовала депрессия, северно-восточный пассат (зимний муссон) был уже заменен над океаном слабыми переменными ветрами.

3. Тропический фронт удален от экватора и один из пассатов проникает за экватор. При этом меридиональный барический градиент значителен, а пассат превращается у экватора в антитриптический ветер, близкий к меридиональному, а в другом полушарии продолжает вращаться уже под влиянием изменения знака силы Кориолиса. К фронту он подходит с западной составляющей. Это типичный летний или зимний случай в Индийском океане.

4. Сходное положение ; однако барический градиент мал, и пассат проникает в другое полушарие, сохраняя по инерции свое направление. Если тропический фронт недалеко от экватора (в пределах 5° широты) — вращения пассата вообще не будет (наш атлантический случай).

5. Сходное положение, однако тропический фронт более значительно отодвинут от экватора, и пассат, перешедший экватор без изменения направления, меняет его уже в другом полушарии.

Само собой разумеется, что эти схемы могут сильно варьировать в зависимости от положения тропического фронта, от скорости пассатов, от величины градиентов у экватора и от соотношения меридиональной и зональной составляющих. Но интересно, что все основные варианты можно обнаружить и в средних линиях тока на климатологических картах.

Итак, экваториальная зона западных ветров является одним из многих типов перехода от циркуляции одного полушария к циркуляции другого полушария, притом типом распространяющимся в каждый данный моменты на ограниченное протяжение и не слишком устойчивым. В переходные сезоны ее повторяемость выше, чем в основные.

Лучшим средством для изучения междутропической зоны конвергенции можно считать учащенные наблюдения кораблей погоды при многократном пересечении экватора под разными меридианами.

Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages cumuliformes

Спектральное распределение дождевых капель выпадающих из кучевых облаков. В первой части статьи авторы на семнадцати примерах показывают распределение по размерам дождевых капель выпадающих из кучевых облаков. В второй части они пытаются найти связь экспериментальных кривых с механизмом формирования осадков. Спектры измерялись с помощью метода гирфототографических пластинок.

*

Dans un travail précédent les auteurs ont décrit la distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes [1], et leurs répartitions ont été comparées avec les résultats analogues des autres auteurs. Dans cet article on va présenter la distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages à développement vertical, et la relation entre les spectres mesurés et le mécanisme de la formation de la précipitation. La méthode de mesure utilisée [2] était la même qu'on a appliqué déjà précédemment [1].

Les mesures ont été effectuées dans la période durant du début du mars 1960 jusqu'à la fin du juillet 1960. Les valeurs calculées caractérisant les distributions étaient les mêmes qu'à l'occasion des pluies continues, c'est à dire : n le nombre des gouttes de pluie tombant sur l'unité d'air pendant une seconde, N le nombre des gouttes se trouvant dans l'unité de volume (concentration) et w le contenu en eau (masse de l'eau dans l'unité de volume d'air).

On a choisi 17 mesures représentatives pour la démonstration de la distribution spectrale. Le *tableau I* donne la répartition du nombre de gouttes par m^3 (N) en fonction de leur diamètre (mm) dans ces dix-sept cas selon l'intensité croissante. Nous avons déterminé l'intensité de la pluie des données d'un pluviographe Hellmann. Il est possible que les valeurs de l'intensité, surtout à l'occasion des très petites et des très grandes intensités, ne sont pas tout à fait exactes.

On peut déterminer de ce tableau la variation de la fréquence maxima — la mode — et du diamètre maximum des gouttes selon l'intensité. La mode se trouve dans la majorité des cas dans l'intervalle 0,25—0,50 et ne varie pas pratiquement avec l'intensité. Il est remarquable, en regardant les résultats reçus à l'occasion des pluies continues aussi, que d'une part le nombre des petites gouttes est un peu plus grand (en ce qui concerne les grandes intensités) et d'autre part la valeur du diamètre maximum subit une variation plus importante lors des averses. Le premier phénomène, qui est le plus marquant quand l'intensité est grande, est dû probablement à l'éclatement de quelques grandes gouttes, qui est inévitable même avec un traitement très soigneux (ou il est dû à la désintégration des grandes gouttes dans l'air). L'autre est causé par la fluctuation de la force des averses.

La *figure I* donne la relation entre l'intensité et le diamètre maximum des gouttes (l'abscisse est le diamètre maximum : d_{max} , l'ordonnée est le logarithme de l'intensité). En admettant qu'il y a un diamètre critique avec lequel les gouttes s'écrasent déjà après une chute de quelques centimètres (c'est environ $d \cong 6,0$ mm), la courbe a probablement un point d'inflexion après les diamètres maxima mesurés, c'est à dire elle s'adapte à la droite de $d = 6,0$ mm. La section initiale de ces courbes est aussi d'intérêt : elle montre que les averses atteignent la même intensité avec

I. TÁBLÁZAT - TABLEAU I.

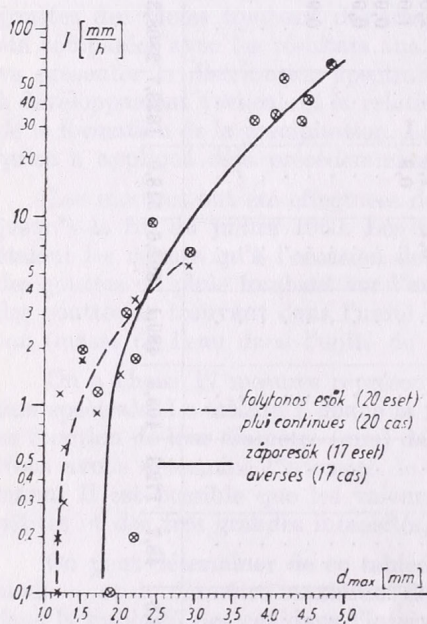
Átmérőintervallumok (mm) szerinti esőcsepp eloszlások a levegő 1 m³-re vonatkoztatva

Répartition du nombre des gouttes par m³ selon les intervalles du diamètre (mm)

I mm/h	0,1	0,1	0,1	0,2	1,2	1,8	2,0	3,0	4,8	6,4	9,6	32	32	35	42	55	62
Dátum Date	1960. V. 6. 14 ⁰⁰	1960. III. 4. 14 ⁰⁵	1960. V. 11. 15 ⁵⁰	1960. III. 17. 13 ²⁵	1960. VI. 7. 11 ³⁵	1960. V. 27. 14 ³¹	1960. VI. 28. 13 ⁵⁰	1960. VI. 28. 13 ⁴⁵	1960. V. 27. 14 ³⁶	1960. VI. 3. 13 ²⁵	1960. V. 27. 14 ⁴⁵	1960. VII. 21. 12 ²⁰	1960. VII. 21. 12 ³⁰	1960. VII. 21. 12 ⁴⁰	1960. VII. 21. 12 ¹⁵	1960. VII. 21. 12 ⁰⁵	1960. VII. 21. 12 ⁰⁰
0,00 - 0,25	3,2	2,9	14,8	32,9	2,8	33,1	94,2	90,9	149,2	40,1	565,0	1433,0	399,0	187,0	1524,0	.	1096,0
0,25 - 0,50	14,7	7,5	14,1	23,7	18,1	81,7	114,9	184,0	108,3	140,8	606,5	976,0	647,0	143,2	1893,0	109,2	1310,0
0,50 - 0,75	18,5	5,5	14,5	21,3	16,3	45,0	125,7	134,2	78,0	204,6	503,8	258,7	204,0	65,3	447,9	95,7	223,7
0,75 - 1,00	2,4	2,5	9,0	9,2	4,4	5,6	51,6	45,4	23,4	67,9	97,0	59,6	86,3	42,1	77,2	48,9	103,6
1,00 - 1,25	0,5	0,5	8,0	12,3	2,6	3,4	9,6	13,4	15,3	32,8	32,4	23,1	46,7	26,8	34,3	36,0	79,1
1,25 - 1,50	0,3	0,3	8,6	11,2	2,6	0,4	7,3	9,4	12,7	13,5	18,1	16,2	38,8	11,5	17,8	45,1	65,0
1,50 - 1,75	.	0,3	2,2	6,8	1,9	.	.	6,5	1,8	7,5	3,2	12,6	26,4	7,7	10,0	19,9	51,8
1,75 - 2,00	.	0,5	0,9	6,0	.	1,5	.	4,7	0,9	4,9	2,8	9,3	18,5	7,9	6,9	16,8	45,1
2,00 - 2,25	.	.	0,1	5,1	.	0,6	.	0,6	1,6	1,8	2,7	8,7	16,0	5,1	7,2	9,1	40,6
2,25 - 2,50	0,7	1,7	2,5	5,4	17,7	9,3	3,9	3,0	33,6
2,50 - 2,75	0,7	1,6	.	2,0	15,4	6,3	1,3	2,9	12,5
2,75 - 3,00	0,8	.	1,0	15,9	4,6	5,9	6,6	10,7
3,00 - 3,25	0,9	7,1	1,4	4,3	7,2	7,4
3,25 - 3,50	0,9	7,7	3,3	2,2	2,6	7,8
3,50 - 3,75	9,2	2,2	.	3,8	14,8
3,75 - 4,00	0,9	12,0	1,0	2,1	5,0	5,3
4,00 - 4,25	11,2	1,0	1,0	2,4	2,9
4,25 - 4,50	6,9	.	1,0	.	2,7
4,50 - 4,75	2,7
4,75 - 5,00	2,7
Σ	39,6	20,0	72,2	128,5	48,7	172,1	403,3	489,1	392,6	518,0	1833,7	2808,3	1585,8	525,7	4040,0	412,2	3118,0

des gouttes de diamètre maximum plus grand, c'est à dire avec un nombre de gouttes plus petit que les pluies continues. Les valeurs du *tableau II* montrent aussi que la croissance de l'intensité à l'occasion des pluies tombant des nuages cumuliformes est due à l'accroissement en grandeur des gouttes de pluie (et non à l'accroissement du nombre des gouttes).

En examinant la *figure 2* (abscisse: d en mm, ordonné: N en m^{-3}) et utilisant les résultats du travail [1] on peut comparer aussi ces deux types de pluie. On peut voir que le spectre des gouttes des pluies tombant des nuages à développement vertical est souvent ouvert et à la même intensité, en accord avec les constatations précédentes, d_{max} est plus grand. Il faut noter aussi que le nombre des gouttes de pluie est très variable lors des averses. Ces sont les plus marquantes différences entre les distributions spectrales des gouttes des pluies tombant de ces deux types



1. ábra. Összefüggés a maximális cseppát-mérő és az intenzitás között.

Fig. 1. Relation entre le diamètre maximum et l'intensité de la pluie

principaux des nuages pluvieux. Les ressemblances plus frappantes sont les suivantes: la place de la mode ne change pas pratiquement, avec la croissance de l'intensité d_{max} croit aussi et les équations servant pour la description de la répartition des gouttes de pluie [3] ne sont pas applicables ici non plus.

La *figure 3* représente le nombre des gouttes se trouvant dans l'unité de volume et le contenu en eau en fonction de l'intensité pour les deux types de pluie (l'abscisse donne le logarithme de l'intensité, l'ordonné est le logarithme de w en g/m^3 et de N en m^{-3}). Il est visible que la courbe du contenu en eau relative aux averses croit uniformément avec la croissance de l'intensité. On peut voir aussi que N à l'occasion des averses est inférieur au nombre des gouttes des pluies continues (en ce qui concerne les petites intensités), comme nous l'avons mentionné déjà.

II. TÁBLÁZAT — TABLEAU II.

Folytonos (F) és záporos (Z) esők koncentrációja és víztartalma azonos intenzitások esetén

Concentration et contenu en eau des pluies continues (F) et des averses (Z) aux intensités identiques

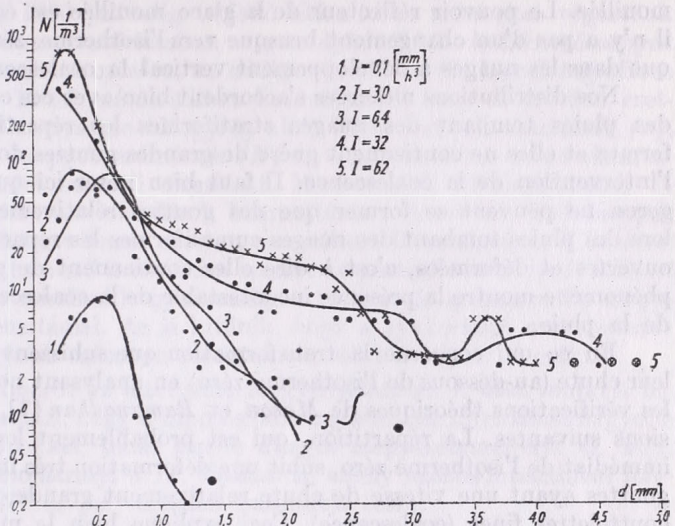
I [mm/h]		N [l/m^3]	w [gr/m^3]
0,1	{ F	300,5	33805,2
	{ Z	72,2	32052,6
0,2	{ F	282,1	13225,8
	{ Z	128,5	91112,8
1,2	{ F	331,9	34606,4
	{ Z	48,7	13910,3
1,8	{ F	359,9	36542,0
	{ Z	172,1	23090,2

Pour pouvoir analyser nos résultats au point de vue de la formation de la pluie, il est indispensable de décrire en grandes lignes les théories relatives aux mécanismes qui sont efficaces de déclencher la formation de la précipitation.

*

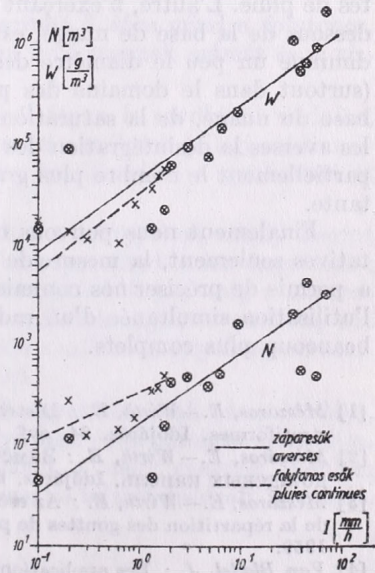
Il est bien connu qu'il y a deux mécanismes acceptés pour l'explication de la formation de la précipitation. L'un d'eux, proposé par Bergeron en 1933, est basé sur le fait que la tension de vapeur de la glace est inférieure à celle de l'eau surfondue pour une même température. Cette théorie suppose que dans un moment donné il y a dans le nuage à la fois des gouttes surfondues et des cristaux de glace, et ces cristaux grandissent aux dépens des gouttes. Mais les observations ont démontré que surtout sur les basses latitudes les pluies peuvent tomber de tels nuages aussi dont le sommet n'atteint pas le niveau des cristaux de glace. Dans ces cas, selon les recherches théoriques, la cause réelle de la formation des particules de pluie est la coalescence des gouttes. L'application du radar, les observations effectuées en avion et les mesures de radiosondage ont affirmé cette théorie en démontrant qu'à l'occasion des courants verticaux très forts (par exemple dans les cumulus développés) la formation de la pluie est possible par le mécanisme de la coalescence.

D'autre part les observations effectuées par les radars à balayage vertical, qui sont convenables à l'étude qualitative des précipitation atmosphériques, ont attiré l'attention sur un phénomène intéressant. Surtout à l'occasion des pluies tombant des nuages stratiformes on constate l'apparition d'une bande brillante sur l'écran du radar, mais une averse a une structure verticale uniforme. La bande brillante est située au voisinage immédiat de l'isotherme zéro et due à la fusion de la glace. C'est une preuve excel-



2. ábra. Záporesők alkalmazásával mért esőcsepp-spektrumok különböző intenzitások esetén.

Fig. 2. Répartition du nombre des gouttes dans les averses à l'occasion des intensités diverses



3. ábra. Az esőcsepp koncentrációja és víztartalma az intenzitás függvényében.

Fig. 3. Concentration des gouttes de pluie et contenu en eau en fonction de l'intensité

lente du mécanisme *Bergeron* qui joue un rôle essentiel dans les nuages nimbostratus-altostratus. Pour interpréter l'uniformité de l'image des averses on suppose que les cristaux de glace captant par coalescence des gouttes surfondues ont une surface mouillée. Le pouvoir réflecteur de la glace mouillée est égal à celui de l'eau, ainsi il n'y a pas d'un changement brusque vers l'isotherme zéro. Ceci semble affirmer que dans les nuages à développement vertical la coalescence est forte [4, 5, 6].

Nos distributions mesurées s'accordent bien avec ces constatations. A l'occasion des pluies tombant des nuages stratiformes les répartitions sont généralement fermes et elles ne contiennent guère de grandes gouttes dont la présence justifierait l'intervention de la coalescence. Il faut bien noter ici qu'avec le mécanisme *Bergeron* ne peuvent se former que des gouttes relativement petites. Au contraire lors des pluies tombant des nuages cumuliformes les répartitions sont généralement ouvertes et déformées, c'est à dire elles contiennent de grandes gouttes aussi. Ce phénomène montre la présence incontestable de la coalescence pendant la formation de la pluie.

En ce qui concerne la transformation que subissent les gouttes au cours de leur chute (au-dessous de l'isotherme zéro) en analysant nos répartitions et utilisant les vérifications théoriques de *Mason* et *Ramanadhan* [7], on peut faire des conclusions suivantes. La répartition, qui est probablement logarithmique au voisinage immédiat de l'isotherme zéro, subit une déformation très importante, car les grandes gouttes ayant une vitesse de chute relativement grande, rattrapent et captent les gouttelettes fines (coalescence). Ceci explique bien le manque relatif des petites gouttes (diamètre : 0,1, 0,2 mm). Il y a encore deux effets de transformation beaucoup moins importants existant à l'occasion de toutes les deux espèces de pluie. L'un d'eux, qui joue un rôle au-dessus de la base de nuage, est la captation des gouttelettes nuageuses (accrétion). Cet effet augmente un peu le diamètre des gouttes de pluie. L'autre, n'exerçant une influence sur la forme de la distribution qu'au-dessous de la base de nuage, est l'évaporation des gouttes de pluie. Ce phénomène diminue un peu le diamètre des gouttes dans le domaine entier de la répartition (surtout dans le domaine des petites gouttes) en dépendant de la hauteur de la base du nuage, de la saturation et de la température de l'air. Naturellement dans les averses la désintégration des grandes gouttes entre en action aussi, ceci explique partiellement le nombre plus grand des petites gouttes quand l'intensité est importante.

Finalement nous pouvons constater : bien que nos vérifications soient qualitatives seulement, la mesure de la distribution spectrale des gouttes de pluie nous a permis de préciser nos connaissances relatives à la formation de la pluie. Avec l'utilisation simultanée d'un radar et d'un avion on pourrait obtenir des résultats beaucoup plus complets.

REFERENCES

- [1] *Mészáros, E. — Wirth, E.* : Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes. *Időjárás*. 64. évf. 82. o. 1960.
- [2] *Mészáros, E. — Wirth, E.* : Замечания о методе Сивадана для измерения спектра дождевых капель. *Időjárás*. 63. évf. 329. o. 1959.
- [3] *Mészáros, E. — Wirth, E.* : Az esőcseppek nagyság szerinti eloszlásának egyenletei (Equation de la répartition des gouttes de pluie en fonction de leur diamètre). *Időjárás*. 63. évf. 241. o. 1959.
- [4] *Van Bladel, J.* : Les applications du Radar à l'Astronomie et à la Météorologie. Gauthier-Villars. Paris. 1954.
- [5] *Jones, R. F.* : The temperatures at the tops of radar echoes associated with various cloud systems. *Quart. Journ. of Roy. Met. Soc.* Vol. 76. p. 312. 1950.
- [6] *Rouilleau, J.* : Formation de la pluie. *La Mét.* 35. p. 221. 1954.
- [7] *Mason, B. J. — Ramanadhan, R.* : Modification of the size distribution of falling raindrops by coalescence. *Quart. Journ. of Roy. Met. Soc.* Vol. 80. p. 388. 1954.

GOMOLYFELHŐKBŐL HULLÓ ESŐK CSEPPJEINEK SPEKTRÁLIS ELOSZLÁSA

Az 1960 márciusától 1960 júliusáig terjedő időszakban méréseket végeztünk a budapesti Aerológiai Observatóriumban a gomolyfelhőkből hulló esőcseppek spektrális eloszlásának meghatározására, az eddig már jól bevált higrofotografikus lemezek segítségével [2]. Előző méréseinkhez hasonlóan [1] most is minden esetben kiszámítottuk a felületegységre időegység alatt hulló cseppek számának (n), a térfogategységben levő cseppek számának (N) és a grammokban mért víztartalomnak (w) a cseppátmérő szerinti eloszlását. Méréseinkből kiválasztottunk 17 reprezentatív esetet a spektrális eloszlások bemutatására. A m^2 -ben levő cseppek számát az átmérő (mm) intervallumai szerint, az említett 17 esetben, az *I. táblázat* tünteti fel. Az eloszlásokat az eső intenzitása szerint csoportosítottuk. Az *I. táblázat* alapján megállapítható a maximális gyakoriság, a módus, és a maximális cseppátmérő változása az intenzitással. Az is kitűnik, hogy a gyakorisági maximumnál kisebb cseppek néha nagyobb számban szerepelnek, mint a folytonos esőknél.

A maximális cseppátmérőt az intenzitás függvényében az *I. ábra* mutatja be. A görbék kezdeti szakasza jelzi, hogy a záporos esők ugyanazt az intenzitást nagyobb maximális átmérőjű cseppekkel, tehát kisebb átlagos cseppszámmal érik el, mint a folytonos esők. Ezt demonstrálja a *II. táblázat* is, amely azonos intenzitású folytonos és záporos esők „ N ” és „ w ” értékeit hasonlítja össze.

A *2. ábra* segítségével további összehasonlításokat tehetünk a két esőtípus között (lásd [1]-t). Látható, hogy a záporos esők spektruma szélesebb és deformáltabb. A legfontosabb hasonlóságok: a módus gyakorlatilag nem változik, az intenzitás növekedésével általában d_{max} is nő és az esőcseppek spektrális eloszlását leíró egyenletek [3] itt sem alkalmazhatók.

Az individuális csepp-spektrumok alapján elkészített *3. ábra* mind a folytonos, mind a záporos esőkre megadja a térfogategységben levő cseppek számát és a víztartalmat az intenzitás függvényében.

A dolgozat második felében egy, már kereteinél fogva is rendkívül vázlatos, áttekintést igyekeztünk nyújtani a csapadékeletkezési elméletek jellegi stádiumáról, s ennek megfelelően próbáltuk eredményeinket beleilleszteni a gyakorlati és elméleti vizsgálatok kialakította általános képbe.

Ezek szerint vizsgálataink is hozzájárultak ahhoz a felfogáshoz, amely szerint folytonos esőknél a Bergeron-folyamat játszsa a főszerepet (lásd radarvizsgálatok: olvadási sáv jelenléte, saját vizsgálataink: nagy cseppek hiánya), míg a záporos esőknél az általunk mért spektrumok és a radarvizsgálatok együttes analízise azt a feltevést látszanak bizonyítani, hogy ilyen esetekben a szilárd és folyékony részecskék összeolvadási folyamata a döntő záporképző erő.

A spektrumot az olvadási szint alatt a cseppek egyesülés általi összeolvadása, a felhőcseppeknek az esőcseppek által történő begyűjtése és a párolgás módosítja. Természetesen gomolyfelhőkből hulló esők alkalmával, a nagy cseppek jelenléte miatt, az esőcseppek széthullása is befolyásolja az eloszlás talajon mérhető formáját.

Quelques caractéristiques du régime de la température et de la précipitation en Albanie

Некоторые характеристики условий температуры и осадков в Албании. Исследуются средние и экстремальные значения температуры и осадков, а также территориальное и временное распределение их в Албании. На основе этих двух элементов, представляется до известной степени возможность для обрисовки климата. После топографического описания страны излагаются климатологические элементы. Цифровые значения собираются в 3 таблицах.

*

Le régime de la température et des précipitations d'un pays dépend de ses conditions physiques et géographiques. C'est pourquoi nous procéderons brièvement à la description de ces conditions.

L'Albanie est située dans la partie occidentale de la péninsule Balkanique et au sud-est de l'Adriatique. Elle s'étend entre 39°38'—42°39' lat. nord et 19°16'—21°04' long. est. Sa superficie, l'île de Sazan comprise, est de 28.749 km². Du nord au Sud elle atteint une longueur d'environ 340 km et sa largeur varie entre 75 et 150 km, avec une moyenne d'environ 100 km.

Son relief atteint en moyenne plus de 700 m d'altitude et comparé à celui de l'Europe il le surpasse de plus du double. Environ le tiers de la superficie de l'Albanie atteint une hauteur qui va du niveau de la mer jusqu'à 300 m, tandis que l'autre partie, plus des deux tiers, atteint une hauteur de 300 à plus de 2700 m.

Le relief de l'Albanie diffère de celui des pays voisins, étant donné qu'à l'ouest s'étend une plaine côtière basse traversée par endroits par des crêtes pas assez hautes, orientées du nord-ouest au sud-est, tandis que la partie méridionale, l'Albanie côtière présente un relief différent : région élevée traversée par des vallées encaissées entre les montagnes. On remarque la même diversité du relief sur la côte Adriatique.

Bien que l'Albanie soit comparativement un petit pays, ses côtes atteignent une longueur d'environ 400 km, dont plus de 300 km sont baignés par les eaux de l'Adriatique et plus de 90 km par celles de la mer Ionienne.

A cause de la position physique et géographique de l'Albanie son climat est tempéré. Toutefois on y trouve des zones aux climats différents, suivant leur latitude, leur éloignement de la mer, leur relief, l'orientation des montagnes et la circulation des masses d'air.

La proximité des mers Adriatique et Ionienne exerce une influence considérable sur le climat de l'Albani. La mer Adriatique est froide, étant donné qu'elle est presque entourée par la péninsule Balkanique et la péninsule des Appenins. Cette mer exerce une influence pas assez adoucissante sur le climat de l'Albanie. La mer Ionienne, qui est ouverte du côté du sud et plus chaude, donne à tout le territoire et en particulier à la partie sud-ouest un caractère méditerranéen.

Le relief de l'Albanie est d'une grande importance pour son climat. Comme il a été mentionné plus haut, l'Albanie est un des pays les plus élevés de l'Europe, avec une moyenne de plus de 700 m au-dessus du niveau de la mer. Cette altitude varie de l'ouest à l'est. Dans la partie occidentale les terres sont basses, c'est-à-dire elles n'offrent aucun obstacle à la circulation des masses d'air chaudes venant des mers avoisinantes, tandis que dans la partie sud-ouest et en direction de l'est s'élèvent les montagnes qui empêchent ces masses de pénétrer profondément dans le territoire et, par conséquent, d'exercer sur le pays leur influence adoucissante.

En ce qui concerne le relief, l'orientation des montagnes exerce également son influence sur le climat. Les montagnes de l'Albanie sont orientées du nord-ouest au sud-est, c'est-à-dire elles se dressent parallèles à la mer ce qui empêche cette dernière d'exercer son influence à l'intérieur du pays.

L'Albanie est sous l'influence des masses d'air chaudes venant de la Méditerranée et de l'océan Atlantique, ainsi que sous l'influence des masses d'air froides venant de l'intérieur de l'Europe centrale et de la péninsule Balkanique.

Passons maintenant aux caractéristiques du régime de la température et des précipitations.

La température de l'air. En Albanie la température est assez variable. Dans un petit pays comme l'Albanie on rencontre un régime thermique à la fois continental et maritime. C'est ce qu'on peut constater dans les amplitudes moyennes annuelles et diurnes des températures moyennes de l'air. L'amplitude annuelle de la température moyenne de l'air oscille entre 16 et 24° C. L'amplitude annuelle la plus petite est celle de la région côtière (16° C) résultant essentiellement de l'influence adoucissante de la mer, tandis que l'amplitude annuelle la plus grande (24° C) on trouve à l'intérieur du pays et en particulier dans sa partie nord-est et est. Cela est due aux masses d'air provenant fréquemment du continent pendant la période froide de l'année; elles donnent les plus basses températures pour tout le territoire.

Dans la région des lacs d'Ohri et de Prespa, bien que située dans la partie la plus orientale du pays, on remarque une diminution de l'amplitude annuelle de la température (20° C).

L'amplitude la plus petite de la température moyenne diurne pour toute l'année on trouve dans la région côtière (<10° C), tandis que l'amplitude la plus grande on trouve dans la région centrale (13° C et par endroits jusqu'à 17° C). Les grandes amplitudes diurnes de la température dans cette partie du territoire sont dues à la faible nébulosité pendant l'été et à l'influence réduite des brises marines.

Un trait caractéristique est que la température de l'air s'élève en allant du nord au sud et de l'est à l'ouest du pays. Cette augmentation est plus accentuée dans la partie sud-ouest de la région côtière (de Vlora à Butrint) et est due à la proximité de la mer et aux hautes chaînes de montagnes qui protègent cette zone contre les vents de l'est et du nord. Cette particularité de la nature en est la cause que cette zone est considérée, et non sans raison, la Riviera albanaise, tant pour son climat que pour son site pittoresque.

Les températures moyennes annuelles les plus élevées on trouve dans la région côtière du pays (16—17° C) et surtout dans la côte de la mer Ionienne, où elles atteignent 18° C, tandis que les plus basses on trouve dans la partie orientale du pays et en particulier au nord-est (12—13° C).

Le mois qui montre les températures les plus basses pour tout le territoire, est le mois de janvier. La température moyenne pour ce mois dans la région côtière est de 6—9° C, tandis qu'à l'intérieur du pays elle est de 0—3° C. Les températures les plus élevées pour tout le territoire sont enregistrées en juillet. Pour ce mois la température, dans la région côtière, est de 23—25° C, tandis qu'à l'intérieur du pays elle est de 20—22° C.

De ce qui a été dit plus haut et des données de certaines stations principales, figurant dans le tableau N^o 1, il résulte que l'Albanie a une température moyenne positive pour tous les mois de l'année. Toutefois on doit remarquer que les cas des températures négatives ne sont pas rares. C'est ce qu'on peut constater également dans le tableau N^o 2 où figurent les températures minima absolues d'un nombre de stations météorologiques. (Tableaux N^o 1 et 2 voir page 91.)

Il résulte des observations effectuées jusqu'à présent que le maximum absolu de la température de l'air est de 45,5 ° C, température qui a été mesurée en juillet 1939 à la station météorologique de Lezha (Hs = 20 m). Le minimum absolu de la température est de -25,0° C, température qui a été mesurée en janvier 1942 à la station météorologique de Voskopoja (Hs = 1180 m).

Le nombre des jours à températures minima négatives est plus grand dans la partie orientale du pays et en particulier dans la partie nord-est où on enregistre également les températures les plus basses de l'année. Dans cette partie de l'Albanie, au cours de la période octobre-avril, et dans certains endroits même durant les premiers jours de mai, dans les régions jusqu'à 850 m d'altitude, on observe essentiellement 60—100 jours de gel. Dans la région côtière les jours de gel sont enregistrés essentiellement durant la période novembre-mars et leur nombre est beaucoup plus réduit (10—20 jours), tandis que à la côte de la mer Ionienne on n'enregistre pas plus de 8 jours.

Le régime thermique en Albanie offre des conditions assez favorables pour la croissance et le développement des différentes cultures agricoles. Ce régime de température se présente particulièrement favorable dans la partie sud-ouest du pays (la côte de la mer Ionienne) où la croissance et le développement de certaines cultures subtropicales comme l'oranger, le citronnier, le mandarinier, l'olivier, voire même le bananier, s'y prêtent le mieux.

Précipitations atmosphériques. L'Albanie est un des pays européens et Balkaniques où on enregistre la plus grande quantité annuelle de précipitations. Les précipitations dans ce pays sont caractérisées par le fait que la plus grande quantité de ces pluies tombe dans la partie occidentale du territoire et que sur les versants occidentaux et du sud-ouest de l'Albanie méridionale et septentrionale on enregistre une plus grande quantité de pluies que sur les versants orientaux. La raison de cette grande différence dans la quantité des précipitations il faut chercher dans la position du front polaire au cours des différentes saisons de l'année et dans les cyclones qui s'y développent. Ces cyclones apportent en Albanie du côté sud-ouest des masses d'air chaudes et humides (essentiellement air tropical). Les courants d'air humides et chaudes rencontrant les versants ouest et sud-ouest des montagnes sont obligés de s'élever, ce qui cause une forte condensation de la vapeur d'eau et des précipitations. Tandis que sur les versants nord-est, au contraire, les courants d'air, après avoir déchargé la plus grande quantité de pluies, descendent et se réchauffent.

En se basant sur les quantités des précipitations annuelles on peut diviser l'Albanie en trois parties.

1. La partie septentrionale aux précipitations abondantes. Cette partie comprend les Alpes du Nord et la chaîne de montagne se trouvant au centre. Dans cette partie les plus grandes précipitations on trouve sur versants ouest et sud-ouest des montagnes. La quantité annuelle des précipitations atteint en moyenne 2600 mm et certaines années elle peut dépasser les 3000 mm.

La raison pour laquelle dans l'Albanie septentrionale et sur la côte Dalmate les précipitations sont abondantes il faut chercher dans la grande inclinaison de la surface du front atmosphérique en comparaison avec l'horizon. Cette inclinaison est causée par les vents forts et les grands contrastes de la température entre la masse d'air chaude au-dessus de la mer et la masse d'air froide venant de l'intérieur du continent.

Dans l'Albanie septentrionale, sur les versants nord-est et est des chaînes montagneuses se trouvant au centre, la quantité des précipitations est inférieure à 1000 mm par an.

2. La partie méridionale aux précipitations abondantes. Dans cette partie de l'Albanie la quantité annuelle des précipitations est d'environ 1500 mm, bien que sur les versants sud-ouest des montagnes de la côte du sud la quantité des pluies tombées atteint 2500 mm.

3. La partie centrale aux précipitations réduites. L'Albanie centrale possède la plus petite quantité de précipitations annuelles. Cette partie on peut diviser en trois régions distinctes :

a) La région occidentale ou bien la région côtière de l'Albanie centrale, qui est caractérisée par une quantité de précipitations variant aproximativement entre 900 et 1100 mm par an.

b) La région orientale de l'Albanie centrale, ou bien la zone comprenant les lacs (lacs de Pogradec et de Prespa), qui est caractérisée par la quantité des précipitations variant entre 600 et 800 mm par an.

c) La région élevée dans l'Albanie centrale, qui est caractérisée par la quantité des précipitations annuelles variant entre 900 et 1200 mm.

Cette région de l'Albanie centrale sert de trait d'union aux deux régions qui ont des précipitations abondantes, c'est-à-dire la région septentrionale et méridionale.

Comme trait caractéristique du régime des précipitations en Albanie il faut signaler leur répartition inégale au cours des différents mois de l'année. Cette répartition inégale se présente particulièrement accentuée dans la zone côtière et surtout le long de la mer Ionienne où pendant l'été (VII—VIII) il ne pleut presque pas ou bien il pleut très peu. Une telle répartition des précipitations au cours de l'année prouve la caractère maritime du climat dans cette région, tandis que dans la région orientale du pays la répartition annuelle des précipitations est plus régulière, ce qui montre le caractère continental du climat dans cette région. Dans le tableau № 3 (page 92.) figurent les moyennes pour plusieurs années des quantités mensuelles et annuelles des précipitations enregistrées par certaines stations météorologiques.

Comme il ressort de ces données, en Albanie la plus grande partie des précipitations tombe durant la période octobre-décembre (X—XII). La période la plus sèche pour tout le territoire est celle de juin au mois d'août (VI—VIII).

La plus grande quantité annuelle des précipitations enregistrée jusqu'à présent est de 4655,9 mm. Cette quantité a été enregistrée en 1952 à la station météorologique de Kodre-Shëngjergj (Hs = 513 m) située dans «la partie septentrionale aux précipitations abondantes». La plus petite quantité annuelle des précipitations enregistrée jusqu'à présent est de 444,8 mm. Cette quantité a été enregistrée en 1953 à la station météorologique de Popçisti (Hs = 875 m), située dans la région orientale de la «partie centrale aux précipitations réduites».

Un autre trait caractéristique des précipitations en Albanie est qu'elles tombent par averses. En 24 heures il tombent souvent plus de 200 mm de pluie. Des observations qui ont été effectuées jusqu'à présent, le maximum des précipitations en 24 heures a été de 350 mm, enregistré le 29 février 1933 à la station de Porto Palermo (Himare), située dans la partie méridionale «aux précipitations abondantes».

L'intensité de la pluie en Albanie est en général grande, exception faite pour la partie orientale du pays. Par exemple le 23/X/1946 dans la partie occidentale de l'Albanie centrale les précipitations à grande intensité ont causé des inondations. Au cours de cette journée, en deux heures et demie un pluie de 237,4 mm est tombée dans la ville de Tirana.

En général les précipitations en Albanie tombent dans la forme de pluie. Toutefois, exception faite pour la partie occidentale du pays, où en moyenne au cours de l'année il y a 1—2 jours de neige, à l'intérieur du territoire le nombre des jours de neige, va en croissant, en atteignant en grande partie 15 à 20 jours par an. Dans

la partie occidentale la neige tombée à cause des températures élevées ne forme pas de couche, tandis que dans les parties nord-est et est la hauteur de la couche de neige a atteint même 1,5 m.

Enfin en ce qui concerne le nombre des jours de précipitations, il faut signaler que le plus grand nombre de ces jours on trouve dans les régions qui possèdent la plus grande quantité de précipitations annuelles, 100—120 jours.

Le plus petit nombre de jours de précipitations on trouve dans les régions qui ont la plus petite quantité de précipitations annuelles, 60—80 jours.

Comme on pourra juger du régime des deux éléments principaux climatiques susmentionnés, l'Albanie est caractérisée par un climat méditerranéen aux hivers tièdes et précipitations abondantes, et aux étés chauds et secs.

*

A HŐMÉRSEKLET ÉS CSAPADÉK NÉHÁNY JELLEMZŐ VONÁSA ALBÁNIÁBAN

Egy ország hőmérséklete és csapadéka fizikai és földrajzi körülményeitől függ. Albánia a Balkán félsziget Adria felőli oldalán 340 km hosszan és átlag 100 km szélességben terül el. Kiterjedése 28 749 km². Az ország harmadrésze 0—300 m, a többi 300—2700 m közötti magasságban van. Északnyugati részén az alacsony partszegély mélyen benyúlik a szárazföldre, a déli felén viszont völgyektől szaggatott hegyvidéki terep az uralkodó. Aránylag hosszú tengerpartjából 400 km esik az Adriai-tengerre, 90 pedig a Jón-tengerre. Általában mérsékelt éghajlata elég tetemes különbségeket mutat. Az Adriai-tenger melegítő hatása kisebb, a Jón-tengeré nagyobb. A nyugati oldalon a tengeri hatás szabadon érvényesül, de dél-nyugaton és kelet felé hegységek zárják el az útját annál is inkább, mert gerincvonulatuk nagyjából párhuzamos a tengerrel. A nyugatról jövő meleg légtömegekkel ellentétben kelet felől többször hideg levegőfajta árasztja el.

Hőmérsékleti jelleg szempontjából az országnak van maritim és kontinentális része is. A parti részen a hőmérséklet évi amplitúdója 16°, a hegységek felé 24°, az Ohri- és Prespa-tó környékén 20°.

A napi hőmérsékleti ingadozás legkisebb értékei (10°) szintén nyugaton találhatók, míg keleten általában 13° körül van a napi amplitúdó értéke, de felmegy 17°-ig is, mert a felhőzet többnyire kisebb, és hiányzik a nappali tengeri szellő. Az albán tengerpartot védettsége és kellemes langyossága miatt albán Rivierának is nevezik. A évi középhőmérséklet a part felé 16—18°, északkeleten 12—13°. A leghidegebb hónap a január, a tengernél 6—9°, az ország belsejében 0—3° átlagos hőmérséklettel. A legmelegebb hónapban, júliusban, a nyugati síkon 23—25°, kelet felé 20—22° a hőmérsékleti közép. Bár a havi középhőmérséklet mindenfelé pozitív, az abszolút minimumok többfelé elég mélyen 0° alatt vannak. Az abszolút maximum 45,5° (Lesha, 20 m tszf. m.), az abszolút minimum —25,0°C (Voskopoja, 1180 m tszf. m.).

Az északkeleti hegységben 60—100, az adriai részen 10—20, az Jón-tengernél 0—8 fagyos nap van évi átlagban. Albánia hőmérsékleti viszonyai kedvezők a különböző növényi kultúrák részére, sőt délnyugaton szubtrópusi növényzetnek is megfelelő, mint amilyen a citrom, narancs, olajfa, sőt a banán.

A *csapadék* igen nagy mennyiségben hull. Lényeges különbség van azonban a nyugatról és délnyugatról jövő enyhe, nagy nedvességű légáramlatok útjában álló tengerpart és a nyugatra néző lejtők, meg a hegységek keleti lejtőinek csapadékmennyisége között. Utóbbi helyekreugyanis már csapadékkukat emelkedés közben kihullatott és leszálló légtömegek érkeznek.

I. TÁBLÁZAT — TABLEAU N^o. 1.

A léghőmérséklet átlagértékei C° — Valeurs moyennes de température de l'air, C°
(1930—1958)

Állomás Station	H	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év Année	Amp- litudó
Durrës	11 m	8,5	9,8	11,3	14,8	19,0	22,6	25,0	24,6	22,2	18,5	14,1	10,3	16,7	16,5
Vlorë	3,2	8,2	9,7	11,7	14,9	19,0	22,7	25,1	24,8	22,3	18,4	14,5	10,6	16,8	16,9
Himarë	30	9,9	10,6	11,4	14,1	17,5	21,5	23,6	24,2	21,6	18,3	14,7	12,0	16,6	13,7
Narë	670	1,7	2,8	5,7	11,3	16,2	20,0	22,5	21,4	18,2	13,2	8,3	3,1	11,9	20,8
Korçë	898,6	0,7	2,3	5,2	10,4	15,0	18,4	21,5	21,3	18,0	12,6	7,7	3,4	11,3	20,8
Voskopojë	1180	-0,2	0,3	3,3	7,2	12,0	16,3	18,0	18,0	13,8	11,0	5,3	2,0	8,9	18,2
Shkodër	28,3	5,0	6,6	10,3	14,9	19,5	23,4	26,2	26,2	22,5	16,5	11,5	6,9	15,8	21,2
Lezhë	20	7,7	8,9	10,8	14,7	18,5	23,4	25,5	25,2	20,9	17,9	13,0	7,9	16,9	17,8
Tiranë	126,7	6,9	7,9	10,4	14,5	18,7	22,5	25,1	24,9	21,7	17,0	12,6	8,4	15,8	18,2
Gjirokastër	192,9	1,3	5,9	9,9	12,9	18,2	21,0	25,2	24,9	22,7	16,8	10,3	6,6	14,7	23,9

II. TÁBLÁZAT — TABLEAU N^o. 2.

A hőmérséklet abszolút minimumai, C° — Valeurs minima absolues de température de l'air, C°
(1930—1958)

Állomás Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év — Année	
Durrës	-7,4	-4,6	-3,0	2,4	6,2	11,0	14,2	11,0	9,1	5,0	-2,0	-7,2	-7,4	I.1942
Vlorë	-7,2	-4,6	-3,1	0,4	5,0	9,0	12,5	12,8	4,0	1,0	-2,6	-4,5	-7,2	I. 1942
Himarë	-0,8	-0,9	-1,1	2,6	5,2	12,7	14,7	14,3	13,0	8,5	4,6	-1,3	-1,3	XII.1957
Narë	-17,0	-13,0	-18,0	-6,0	1,0	9,0	10,0	10,0	4,0	1,0	-4,0	-16,0	18,0	III.1940
Korçë	-20,0	-17,5	-15,0	-10,5	-2,0	5,4	6,5	5,6	1,6	-3,2	-9,5	-20,6	-20,6	XII.1941
Voskopojë	-25,0	-24,0	-19,8	-11,2	-4,0	2,0	3,4	4,0	-2,0	-7,6	-12,0	-20,0	-25,0	I.1942
Shkodër	-9,0	-7,5	-3,2	1,4	6,2	11,7	13,4	10,5	10,5	2,7	-0,3	-10,6	-10,6	XII.1941
Lezhë	-8,8	-6,2	-4,5	-4,0	4,7	10,0	12,9	11,5	9,0	1,5	-4,5	-7,0	-8,8	I.1941
Tiranë	-10,0	-9,0	-10,5	-1,7	1,8	7,7	8,0	8,5	2,0	0,0	-6,5	-8,0	-10,5	III.1949
Gjirokastër	-9,0	-6,8	-4,1	-1,8	2,9	5,3	4,6	10,5	4,4	0,2	-7,2	-13,8	-13,8	XI.1941

III. TÁBLÁZAT — TABLEAU N^o. 3

Átlagos esapadék mm-ben, 24 órai maximumok és dátumaik — Valeurs moyennes de précipitation en mm, maxima en 24 h. et leurs dates (1930—1958)

Állomás Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	24 órai maximum Maximum en 24 h.		
													mm	Datum	
Durrës	125,9	106,3	90,3	60,9	56,7	30,2	10,6	41,2	53,9	166,6	152,8	145,5	1040,9	104,0	27. XII 1935
Vlorë	145,8	99,2	74,7	60,2	49,0	26,9	8,0	26,4	65,8	137,8	166,1	187,7	1047,6	82,2	24. X 1946
Himará	157,3	215,8	132,0	99,0	41,0	15,3	11,0	24,9	135,2	213,3	178,3	332,2	1555,3	350,0	29. II 1933
Naral	254,4	229,6	231,9	147,3	199,3	107,9	52,6	98,4	175,2	437,4	312,4	356,2	2602,6	205,0	1. XI 1937
Korçë	65,9	54,0	44,2	53,0	49,5	46,3	20,7	25,4	48,0	79,2	91,5	81,7	659,4	69,0	6. XII 1937
Voskopojë	71,1	74,6	63,0	76,6	59,9	42,5	28,1	35,2	42,3	119,2	137,4	150,6	900,5	72,1	14. XI 1956
Shkodër	193,6	152,1	147,2	84,4	103,7	58,7	30,1	38,4	119,9	292,1	254,2	278,0	1707,4	202,0	6. V 1957
Lezhë	142,4	118,3	92,8	82,2	87,9	39,8	20,7	53,3	101,1	190,0	155,9	177,2	1261,6	130,0	21. III 1939
Tiranë	124,0	107,5	103,7	85,0	93,9	59,8	28,5	41,3	71,2	170,7	153,3	150,9	1189,5	237,4	23. X 1946
Gjirokastrë	324,5	250,3	152,0	114,7	67,8	33,6	16,1	25,0	91,7	193,7	316,0	294,8	1880,2	288,0	13. XI 1956

Csapadékviszonyok szempontjából Albánia 3 részre osztható :

1. A felső sík és gyengén hullámos rész 2600, néha 3000 mm évi csapadékot kap a megtorló enyhe levegő és az aránylag meredek időjárási frontfekvés miatt.

2. A déli, szaggatottabb parti rész, ahol az évi csapadék mennyisége 1500 és 2500 mm között ingadozik.

3. A középső, mérsékelten csapadékos terület, melynek nyugati fele 900—1100 mm-nyi csapadékú ; a belső keleti része 600—800 mm csapadékot kap, míg a magasabban fekvő hegyi tájon átlagosan 900—1200 mm hullik le évente.

Az éghajlat jellegzetes vonása a csapadék eloszlása az év folyamán. A parti sávban nyáron (júl.—aug.) alig esik eső ; ez a földközi-tengeri jelleg. Beljebb a csapadék időbeli eloszlása szabályosabb, ami viszont már kontinentális jellegre mutat.

Általában legtöbb csapadék október-december folyamán esik, legkevesebb június-augusztus hónapokban. A legtöbb évi csapadékot eddig Kobre-Shëngjergben (Hs=513 m) mérték, 1952-ben : 4655,9 mm-t ; a legkevesebbet : 444,8 mm-t Popçisti (Hs=875 m) meteorológiai állomásán 1953-ban.

Érdekes vonása az albániai esőknek a nagy intenzitás, amely 24 órás maximumban 1933. február 29-én 350 mm-nyi csapadékot adott. Rövidebb időtartamban előfordult pl. Tiranában 1946. október 23-án, 2,5 óra alatt 237,4 mm.

Havas nap a part felé évente 1—2 szokott lenni. A lehullott hó gyorsan olvad. A keleti vidékeken 15—20 havas nap van és néha 1,5 m-es hótakaró képződik. A csapadékos napok száma az erősen esős részeken 100—120 évente, míg a kisebb csapadékú területen mindössze 60—80.

Az ismertetett két éghajlati elem alapján összefoglalóan úgy lehet jellemezni Albánia klímáját, hogy az földközi-tengeri, enyhe télű, bő csapadékú, nyáron meleg és száraz.

(Kiv.: Hille A.)

Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben

Air currents in Hungary with large scale weather situations of N- and S-steering. On the basis of 5 years' pilot observations carried out by 8 stations at seven levels (ground, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, and 3000 m) the air currents forming in mCc- and CMw-large scale weather situations, are analysed. By using vectorial values it is proved that in the case of NW-leading current no "drain-effect" can be observed in the valley of the river Tisza.

*

Воздушные течения в Венгрии при макросиноптических положениях с северным и южным управлением. В статье рассматриваются воздушные течения, формирующиеся при макросиноптических положениях mCc и CMw. Обработав материал шаропилотных наблюдений 8 станций за пятилетний период на 7 уровнях: 500, 1000, 1500, 2000, 2500 и 3000 м. Используя векторные величины автор доказывает, что в случае северо-западного ведущего потока «канального эффекта» в долине реки Тиссы не оказывается.

*

Az egyes éghajlati elemek vizsgálatakor Magyarországon különös tekintettel kell lennünk az országnak a Kárpát-medencében elfoglalt sajátos helyzetére. A domborzat módosító hatása talán legélesebben az áramlás vizsgálatakor jelentkezik. A bárikus mező sokszor egészen más áramlási kép kialakulására enged következtetni, mint amilyen ténylegesen fellép. Nagyon jó példa erre az *Am*, *AF* (antiklon Magyarországtól északra) makroszinoptikus helyzetek idején kialakuló áramlás. E makroszinoptikus helyzetek fennállásakor a bárikus kép szerint Magyarország területén keleties áramlásnak kellene uralkodnia. Ezzel szemben az Északi-Kárpátok áramlásmódosító hatása következtében nemcsak északkeleti, hanem északnyugati irányból is érkezik hideg levegő hazánk fölé. Ezt a jelenséget kétoldali hidegbetörésnek nevezzük [1].

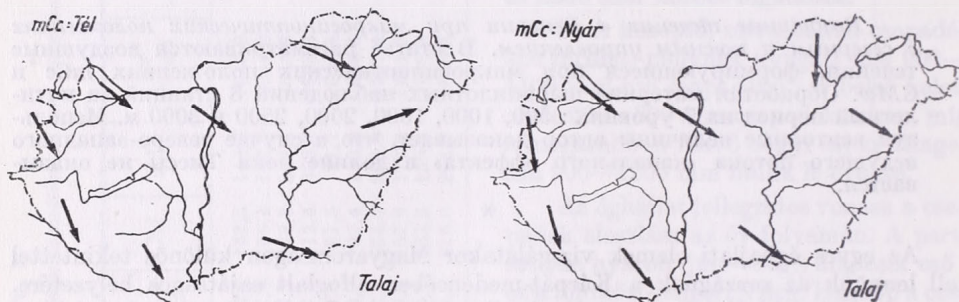
Jelen dolgozatunkban az északi irányítású *mCc* (meridionális hátoldali hidegfront) és a meridionális déli irányítású *CMw* (mediterrán, V/b ciklon előoldali áramrendszer) makroszinoptikus helyzetek alakalmával létrejövő áramlás vízszintes és függőleges szerkezetét tanulmányozzuk.

A különböző makroszinoptikus helyzetek talajmenti áramlását 28 állomás uralkodó széliránya alapján vizsgálva *Péczely* arra a következtetésre jutott [2], hogy a Kárpátok, Alpok és a Dinaridák hegyvonulata következtében sajátos módon Magyarországon területén az áramlás. Ennek alapján 5 fő áramlási típust különböztetett meg. Az áramlás részletes tanulmányozása azonban nem nélkülözheti a háromdimenziós vizsgálatot, ezért a fent említett áramlási típusok részletes sajátosságait csak a pilotadatok földolgozásával deríthetjük föl. Dolgozatunkban az áramlási képet az eredő szélvektorokkal kívánjuk bemutatni.

Munkánkhoz kiválogattuk az 1951—55-ig terjedő öt évből az összes *mCc* makroszinoptikus helyzetet, amelynek száma közel száz volt. Kiértük e helyzetek összes pilotadatát a következő állomásokra: Győr, Szombathely, Budapest, Miskolc, Debrecen, Szeged, Pécs és Nagykanizsa. (Ez utóbbi állomás csak 1953-tól működött.) Feldolgozásunkhoz a talajszél mellett az 500, 1000, 1500, 2000, 2500 és 3000 m-es szintek adatait használtuk föl. Olyan állomásoknál, ahol 4000 és 5000 m-en legalább 30 adat állt rendelkezésünkre, ott ezen szintek pilotadatait is figyelembe vettük. A téli és nyári felévet külön vizsgáltuk. A szélirányokat a 4 fő és 4 mellékirány szerint csoportosítottuk. Kiszámítottuk az eredő szélvektort és sebességét a Lambert-féle képlet segítségével [3].

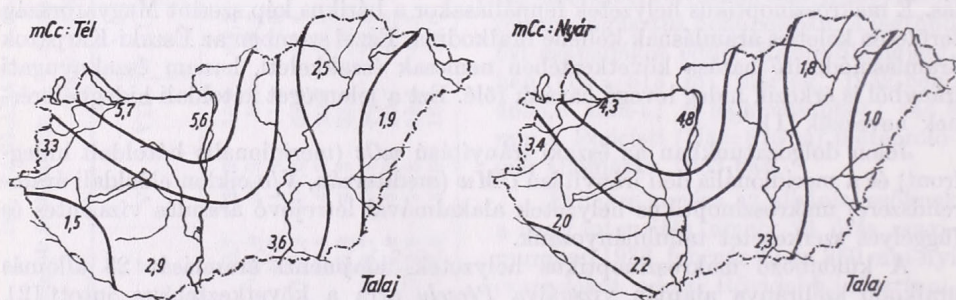
Az *mCc* makroszinoptikus helyzet idején a bárikus kép a következő: a ciklon centruma a Baltikum vagy Ukrajna térségében helyezkedik el. A helyzet nálunk hidegfrontátvonulással kapcsolatos. A makroszinoptikus típus relatív gyakoriságának évi menetét júniusi—júliusi maximum jellemzi. A minimum októberben van, de januárban is csak kis számmal fordul elő ez a helyzet [4].

A fent említett [2] tanulmányban megállapított 5 fő talajmenti áramlási típus közül az egyik éppen *mCc* helyzet idején alakul ki: ekkor a Magyaróvár—Szeged tengely mentén erőteljes északnyugati áramlás lép föl, vagyis szabadon érvényesül a vezetőáramlásnak megfelelő szélirány. E tengelytől délnyugatra a Dunántúlon



1. ábra. Szélvektorok eloszlása a talajon *mCc* helyzetben télen és nyáron

Fig. 1. Distribution of wind vectors on the ground in weather situations *mCc* in winter and summer



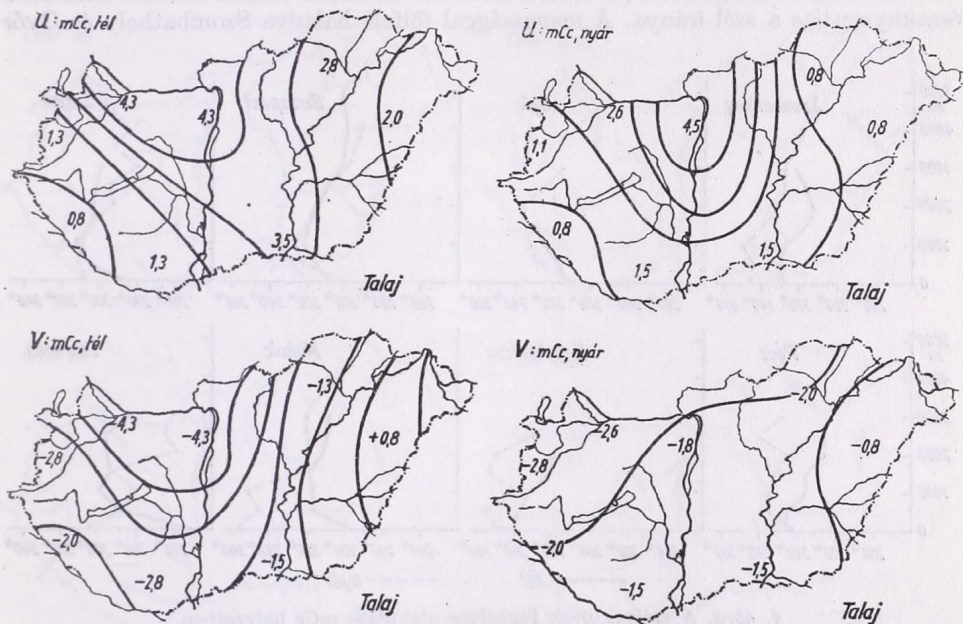
2. ábra. Vektoriális szélesebesség a talajon *mCc* helyzetben télen és nyáron.

Fig. 2. Vectorial wind-velocity on the ground in weather situations *mCc* in winter and summer

fellépő széláramlás következtében északi szél válik uralkodóvá, a Tiszántúlon pedig nyugatira, délnyugatira fordul a szél. A Tiszántúlon bekövetkező sajátságos szélfordulás okát az Északi-Kárpátok és az Erdélyi-Középhegység által közbezárt mélyebb fekvésű terület, a tiszántúli csatorna hatásának tulajdonítja a szerző.

A talajmenti szélmegfigyelésekből számított szélvektorokat tekintve a téli félévben (1. ábra) nagyjából hasonló áramlási képet kapunk, mint amilyent az előbb említett tanulmány bemutat az uralkodó szélirányok segítségével: A Dunántúlon északias szél, Debrecenben délnyugati. Ez a szélirányeloszlás látszólag megerősíti a tiszántúli csatornahatás létezésének feltételezését. Ha azonban a sebességértékeket tekintjük (2. ábra), akkor nem kapjuk meg Debrecenben a csatornahatásnak megfelelő áramlástanilag szükséges sebességnövekedést, hanem éppen ellenkezőleg (Nagykanizsát kivéve) itt a legkisebb a szélesebesség. Ha a szélesebességnek az összes megfigyelésből számított átlagértékét tekintjük, akkor is hasonló eredményt

kapunk, vagyis Debrecen szélessége a többi állomáshoz viszonyítva csekély. Minthogy 80 év adatai alapján az *mCc* helyzet relatív gyakoriságának évi maximuma nyáron van [4], a csatornaeffektus létezésének eldöntéséhez vizsgáljuk meg a nyári félév adatait, különös tekintettel Debrecen szélirányára (1. ábra). Azonnal szembe-tűnik, hogy nyáron még a talajon sem jelentkezik Debrecenben a csatornahatásnak megfelelő délnyugati irány, mert a szél határozottan nyugat—északnyugat irányú. Ugyanekkor Győr 308°, Szeged 307°-os széllel rendelkezik, ami a dévényi kapu csatornahatását támasztja alá. A szél sebességét vizsgálva (2. ábra) itt is szembe-tűnik, hogy Debrecenben vannak a legalacsonyabb értékek. A második legkisebb



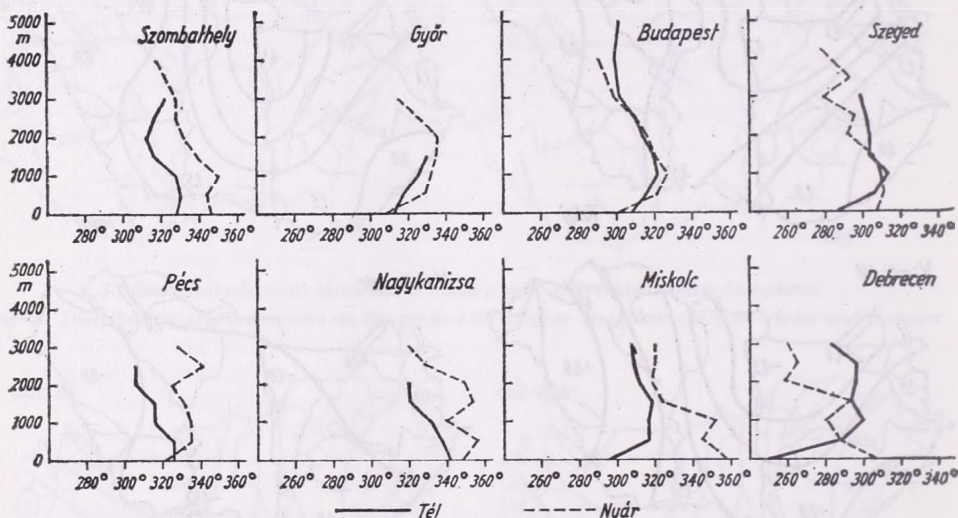
3. ábra. A szélvektorok *u* és *v* komponenseinek eloszlása a talajon *mCc* helyzetben télen és nyáron
 Fig. 3. Distribution of the components *u* and *v* of wind vectors on the ground in weather situations *mCc* in winter and summer

szélesség Miskolcon található, azonkívül ennek észak—északnyugati szele éppen merőlegesen fúj a föltételezett csatornára, ami fizikailag lehetetlen. Mind a téli, mind a nyári félév adatai alapján megrajzolt izotaha térképek, nyugatról kelet felé sebességsökkenést mutatnak. Ezek a tények is bizonyítják, hogy a tárgyalt helyzetben nem lehet szó csatornahatásról.

A részletes és pontos vizsgálat érdekében elvégeztük a vektori értékek *x* (nyugat—kelet) és *y* (dél—észak) tengely menti *u*, *v* komponenseinek analizisét is. A következő eredményt kaptuk (3. ábra): Télen a talajon az *u* komponens Győr és Budapest térségében a legnagyobb, azonkívül Szeged is magas értékkel rendelkezik. A Dunántúl délnyugati része felé, s a Tiszántúlon fokozatosan csökken. A *v* komponens szintén Győr és Budapest vidékén a legnagyobb. Ettől délnyugatra és keletre csökken, sőt az ország északkeleti részén előjelet vált, ami nem csatornahatás, hanem — eddig még ismeretlen eredetű — szélfordulás. Ez az előjelváltás csak a talajon található meg. A magassággal fölfelé haladva az eloszlás jellege hasonló képet mutat, csupán a maximumot kifejező terület tolódik el mindkét térképen nyugat felé. A nyári félév vektorértékeinek *u*, *v* analizise szerint az *u* komponens Budapest

térségében a legerősebb, délnyugati és északkeleti irányban fokozatosan csökken. A v komponens az ország északnyugati felében a leghatékonyabb, innen kelet felé egyre csökken. Az értékek vertikális eloszlása tendenciálisan megegyezik a talajértékek eloszlásával. Ha Debrecen vidékén délnyugati irányú csatornahatás létezne, akkor a „v” vonalaknak egyrészt más irányítottságúaknak kellene lenniük, másrészt határozott sűrűsödést kellene mutatniok azon a területen, ahol a csatornahatást feltételezték. Az mC_c helyzetben tehát a feltételezett csatornahatás nem jelentkezik!

Visszatérve az áramlás vertikális eloszlásának az egyes állomások alapján történő részletes vizsgálatára, a 4. ábra szerint télen 500 m-en már minden állomáson északnyugati a szél iránya. A magassággal fölfelé haladva Szombathely és Győr



4. ábra. A szélvektorok függőleges alakulása mC_c helyzetben.
Fig. 4. Vertical form of wind vectors in weather situations mC_c

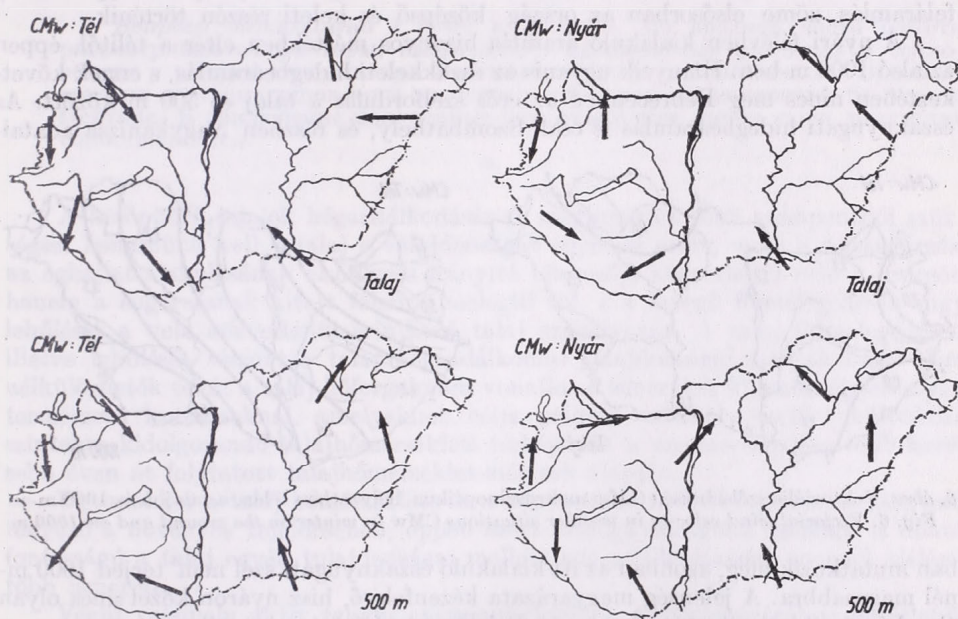
megtartja északnyugati irányát. Budapest, Miskolc, Debrecen és Szeged állomásokon 1000, 1500 m-ig jobbrafordulás, majd egy kis visszafordulás észlelhető, ami a súrlódási erő hatásának az érvényesülését mutatja. Pécs és Nagykanizsa állomásokon pedig csekély balrafordulás van, amely a hidegfront átvonulása után létrejövő hidegadvекció következménye.

A nyári fél évben Szombathely, Nagykanizsa és Győr állomásokon végig észak—északnyugati, ill. északnyugati az áramlás iránya. Budapesten, Szegeden és Pécsen 1000, 1500 m-ig jobbrafordulás, majd balrafordulás figyelhető meg, Miskolcon és Debrecenben pedig határozott balrafordulás észlelhető. Az előbbi a súrlódási erő hatásának a következménye, az utóbbi oká a már említett hidegfront átvonulása után bekövetkező hideg advекció létrejöttében keresendő. Nyáron a ciklonok hazánktól északabbra vonulnak el, mint télen, s így a tárgyalt helyzettel kapcsolatos hidegfront rendszerint nem nyúlik le mélyen Magyarország területére és ezáltal Miskolc és Debrecen térségében éreztetni utoljára nálunk a hatását. Valószínűnek tarthatjuk tehát, hogy a szélirány megfigyelt alakulása az mC_c helyzettel kapcsolatos hidegfront eredménye, de semmiképpen sem tisztavölgyi csatornahatás.

Munkánk során megvizsgáltuk az mC_c makroszinoptikus helyzetben a szélirány vertikális eloszlását az egész év folyamán is az 5 éves pilotanyag átlagértékei

alapján. Minden állomáson 1500 m-ig jobbrafordulás észlelhető, amit azt jelenti, hogy az *Ekman*-modellhez hasonló eloszlási képet kaptunk. Ez a helyzet eleget tesz az *Ekman*-modell létrejöttéhez szükséges bárikus feltételnek, azaz a nyomásgradiens = 1 mb/100 km. Az *u*, *v* analízis eredményeként a nyári félévhez hasonló térbeli eloszlást kaptunk.

A következőkben a *CMw* makroszinoptikus helyzetek idején létrejövő áramlás függélyes alakulását tárgyaljuk az 5 év pilotadatai alapján. E helyzet fennállásakor Magyarországtól délnyugatra ciklon helyezkedik el, melynek középpontja a Genovai-öböl, vagy Észak-Olaszország térségében található. A típus melegfront átvonulása-



5. ábra. Szélvektorok eloszlása a talajon és 500 m-en *CMw* makroszinoptikus helyzetben télen és nyáron

Fig. 5. Distribution of wind vectors on the ground and on 500 m in weather situations *CMw* in winter and summer

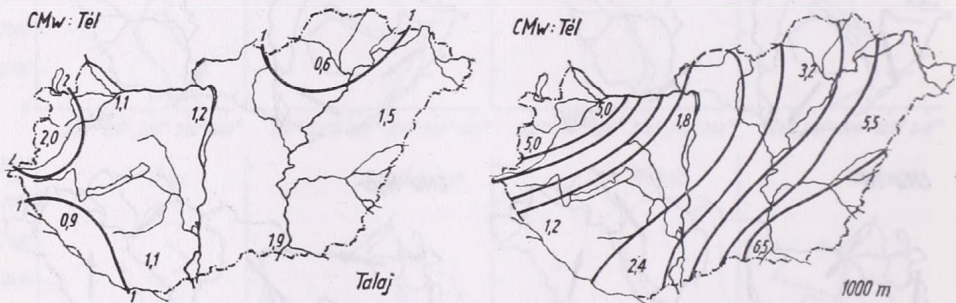
val kapcsolatos. Relatív gyakoriságának évi menetét áprilisi maximum, júliusi, augusztusi minimum, valamint december—januári másodmaximum jellemzi [4].

E makroszinoptikus helyzet részletes talajmenti áramlása szintén a [2] tanulmányban meghatározott áramlási típusok egyikének felel meg: keleties irányú áramlás, amely csak az alsó pár száz méterre terjed ki. A Tiszántúlon északkeleti a Dunántúlon északi, északnyugati az uralkodó szélirány.

A téli félév pilotadataiból számított vektorokat tartalmazó talajtérképen (5. ábra) a következő módon alakul az áramlás: Győr, Szombathely, Nagykanizsa és Pécs állomásokon északi, északnyugati; Budapesten északkeleti a szél iránya; Debrecen, Szeged és Miskolc keleti ill. délekleli széllel rendelkezik. A szélirány magassággal való változása Debrecenben a legélesebb. A talajmenti keleti, északkeleti szélirány az 500 m-es szinten már csaknem teljesen déli irányúvá változik. A *CMw* makroszinoptikus helyzet alakulmával kialakuló jellegzetes áramlást a következőkkel magyarázhatjuk: Ez a helyzet olyankor jön létre, amikor az Északi-Sarkvidékről és Európa északi részéről meridionális irányban hideg légtömegek

áramlanak a Földközi-tenger nyugati medencéje felé. Az Adria térségében tartózkodó meleg levegő felsiklik a Kárpát-medencét borító hideg légtömegekre. A hazánktól északra elhelyezkedő hideg légtömegek az *An* és *AF* helyzetek fennállásakor bemutatott úton jutnak az ország területére, azaz északnyugat és északkelet felől. Ez az áramlási kép a talajtérképen jól felismerhető. Említettük, hogy Debrecennél a szél már 500 m-en átvált déli irányba. A Dunántúl északnyugati részén még jellegzetes és kb. 2000 m-ig kimutatható az északnyugati áramlás. Ez azt bizonyítja, hogy az északkeleti hideg beszivárgás csak egészen vékony rétegre terjed ki, a ciklon szívóhatása következtében a dévényi kapun történő hidegbeáramlás viszont erőteljes és 2000 m-ig is érezteti a hatását. A ciklon mozgási irány olyan, hogy a meleg feláramlás zöme elsősorban az ország középső és keleti részén történik.

A nyári félévben kialakuló áramlás bizonyos mértékben eltér a télitől, éppen az alsó 1000 m-ben. Hiányzik ugyanis az északkeleti hidegbeáramlás, s ennek következtében nincs meg Debrecenben az erős szélfordulás a talaj és 500 m között. Az északnyugati hidegbeáramlás is csak Szombathely, és részben Nagykanizsa adatai-



6. ábra. Vektoriális szélesség *CMw* makroszinoptikus helyzetben télen, a talajon és 1000 m-en
Fig. 6. Vectorial wind-velocity in weather situations *CMw* in winter on the ground and on 1000 m

ban mutatkozik meg, azonban az itt kialakuló északnyugati szél nem terjed 1000 m-nél magasabbra. A jelenség magyarázata kézenfekvő, hisz nyáron közel sines olyan éles hőmérsékleti ellentét Észak- és Dél-Európa között mint télen.

A sebesség téli vertikális eloszlását vizsgálva megállapítható, hogy Szombathelyen és Szegeden, valamint Debrecenben, tehát hazánk peremvidékein legerősebb a talajszél. 1000—1500 m-en mindenütt ugrásszerűen megnövekszik a szél sebessége, ami azt jelzi, hogy a meleg levegő felsiklása ebben a szintben indul meg (6. ábra). Egyébként ez a sebesség-eloszlási kép sem mutat csatornahatást, mert az ország közepén éppen a leggyengébb szeleket találjuk.

Megjegyezzük még, hogy *Aujeszky László* egy korábbi tanulmányában [5] az *V/b* ciklon létrejöttékor olyan szinoptikai feltételek teljesülését tartja szükségesnek, amelyek a *CMw* makroszinoptikus helyzet áramlására vonatkozó vizsgálatainkban mint eredmények jelentkeztek.

IRODÁLOM

- [1] *Pápai*, *Szalay G.*: Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén. *Időjárás* 63. évf. 356. old. Budapest, 1959.
- [2] *Pécze*ly *Gy.*: Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás* 61. évf. 408. old. Budapest, 1957.
- [3] *Conrad, V.*—*Pollak, L. W.*: *Methods in climatology*. 178. old. Cambridge, 1950.
- [4] *Pécze*ly *G.*: *Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie Budapest Nr. 30.* Budapest, 1957.
- [5] *Aujeszky L.*: *Vizsgálatok a magyarországi quasistacionaer frontok (V/b helyzetek) szinoptikájá köréből.* Az Országos Meteorológiai Intézet hivatalos kiadványai XX. kötet. Beszámolók az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról. 230. old. Budapest, 1955.

A talaj hőforgalmának kérdései Magyarországon

Problems of the heat exchange of the soil in Hungary. In the introductory part of the paper the factors, causing differences in the heat-balance of different soils, are discussed. On the basis of 1 day's measurements and by the aid of Tseitín's method the heat exchange of soil types, expanding over the greatest part of the country, is analysed. To conclude, the author compares the results found for the different soil types.

*

Вопросы теплообмена в почве в Венгрии. Во вводной части работы рассматриваются факторы, вызывающие наблюдаемые различия в теплообмене у разных типов почвы. Зачем исследуется теплообмен для преобладающих в стране типов почв на основе односуточных измерений по методу Цейтина. В заключение полученные для отдельных типов почв результат сопоставляются.

*

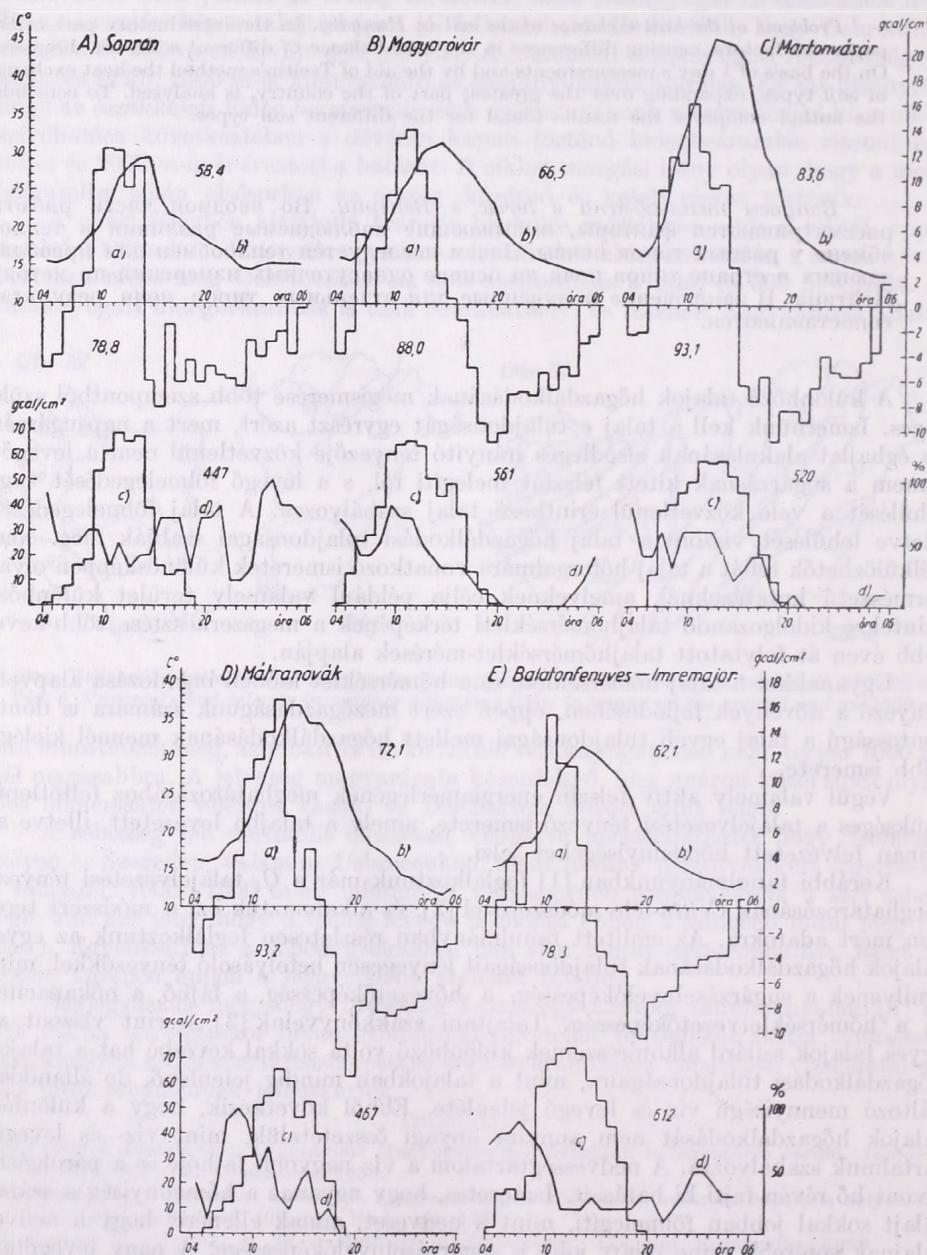
A különböző talajok hőgazdálkodásának megismerése több szempontból szükséges. Ismernünk kell a talaj e tulajdonságát egyrészt azért, mert a napsugárzás, az éghajlat alakulásának elsődleges irányító tényezője közvetlenül nem a levegőt, hanem a sugárzásnak kitett felszínt melegíti föl, s a levegő fölmelegedését vagy lehülését a vele közvetlenül érintkező talaj szabályozza. A talaj fölmelegedését, illetve lehülését viszont a talaj hőgazdálkodási tulajdonságai szabják meg. Nem nélkülözhetők tehát a talaj hőforgalmára vonatkozó ismeretek különösképpen olyan természetű kutatásoknál, amelyeknek célja például valamely terület különböző szintekre kidolgozandó talajhőmérsékleti térképének a megszerkesztése több-kevesebb éven át folytatott talajhőmérséklet-mérések alapján.

Ugyanakkor a talaj hőmérséklete és a hőmérséklet időbeli ingadozása alapvető tényező a növények fejlődésében, éppen ezért mezőgazdaságunk számára is döntő fontosságú a talaj egyéb tulajdonságai mellett hőgazdálkodásának mennél kielégítőbb ismerete.

Végül valamely aktív felszín energiamérlegének meghatározásához feltétlenül szükséges a talajjelvezetési tényező ismerete, amely a talajba levezetett, illetve az onnan felvezetett hőmennyiségeket jelzi.

Korábbi tanulmányunkban [1] foglalkoztunk már a Q_t talajjelvezetési tényező meghatározásának *Cejtin*-féle módszerével [2], és alkalmaztuk ezt a módszert terepen mért adatokra. Az említett tanulmányban részletesen foglalkoztunk az egyes talajok hőgazdálkodásának tulajdonságait lényegesen befolyásoló tényezőkkel, mint amilyenek a sugárzáselnyelőképeség, a hővezetőképesség, a fajhő, a hőkapacitás és a hőmérsékletvezetőképesség. Talajtani szakkönyveink [3] szerint viszont az egyes talajok szilárd alkotórészeinek különböző volta sokkal kevésbé hat a talajok hőgazdálkodási tulajdonságaira, mint a talajokban mindig jelenlévő, de állandóan változó mennyiségű víz és levegő jelenléte. Ebből következik, hogy a különféle talajok hőgazdálkodását nem annyira anyagi összetételük, mint víz- és levegőtartalmuk szabályozza. A nedvességtartalom a víz nagyobb fajhője és a párolgásra elvont hő révén fejt ki hatását. Ismeretes, hogy ugyanaz a hőmennyiség a száraz talajt sokkal jobban fölmelegíti, mint a nedveset, annak ellenére, hogy a nedves talajnak sötétebb színe miatt jobb a sugárzáselnyelőképesége. A nagy levegőtartalmú, laza talajoknak — a levegő rossz hővezetőképessége következtében — rossz a hővezetőképességük és kicsi a hőkapacitásuk, ezért a felső rétegek gyorsan felmelegsznek, de gyorsan le is hűlnek, a hőmérsékleti amplitudó tehát igen nagy. Ezzel szemben a sok levegőt tartalmazó laza felső talajrétegek egyúttal igen jó

hőszigetelők, s az alattuk levő rétegek hőgazdálkodását kiegyenlítőbbé teszik. Minthogy a talaj víz- és levegőtartalma állandóan változik, így a talaj hőgazdálkodási tulajdonsága sem állandó.



1. ábra. A talajhőforgalom (a), a felszínhőmérséklet (b), a globálisugrás (c) és a felhőzet (d) menete 1960. aug. 2-án 04 órától aug. 3-án 06 óráig az egyes állomásokon

Fig. 1. March of heat exchange in the soil (a), surface temperature (b), global radiation (c) and cloudiness (d) from 04 h of 2. August to 06 h of 3. August 1960 on the measuring-stations

Az elmondottakból azt a következtetést vonhatnánk le, hogy a talaj víz- és levegőtartalma az uralkodó hatótényező a talaj hőgazdálkodási tulajdonságainak kialakításában, azonban nem szabad figyelmen kívül hagynunk azt, hogy azonos feltételek mellett a talaj nedvességtartalma szorosan függ agyag- és humusztartalmától, tehát a talaj anyagi összetétele közvetve mégis erősen befolyásolja a talaj hőgazdálkodását.

Néhány talajfajta hőgazdálkodási tulajdonságainak megvizsgálása céljából 1960. augusztus 2—3-án hőforgalom-méréseket végeztünk azonos időben Sopronban barna erdőségi vályogtalajon, Magyaróváron öntéstalajon, Balatonfenyves-Imremajorban láptalajon, Martonvásáron mezőségi vályogtalajon és Mátranovákon barna erdőségi agyagtalajon. A felsorolt megfigyelőhelyeken aug. 2-án reggel 4 órától 3-án reggel 6 óráig óránként, esetenként negyedóránként mértük a talaj hőmérsékletét a 0, 5, 10, 20 és 30 cm-es szintekben. A mérőhelyeken rendelkezésünkre álltak a globálsugárzás adatai, továbbá meghatároztuk a talaj nedvességtartalmát és hőkapacitását is. Augusztus 10—11-én szintén öt állomáson végeztünk méréseket, mégpedig Martonvásáron és Mátranovákon, a már említett talajfajtákon, Kecskeméten futóhomokon, Kompolton réti agyagtalajon, Kisvárdán pedig humuszos homokon.

A talajba elvezetett, illetve az onnan fölvezetett hő meghatározását a Cejtin-féle módszerrel végeztük el.

A mért adatok alapján rendre vizsgálat alá vettük a talajhőforgalom, a globálsugárzás, a talajhőmérséklet és a felhőzet napi menetét.

1 A ábránk a soproni barna erdőségi vályogtalajra meghatározott hőforgalmat mutatja be a felszínhőmérséklettel; az ábra második részében a globálsugárzás és a felhőzet napi menete látható. Augusztus 2-án reggel 7 óráig a talajban fölfelé irányult a hőáramlás, és csak 7 órakor indult meg a talaj mélyebb rétegei felé. 9 óra után rohamosan nőtt a talajba elszállított hő mennyisége. A jelenséget kielégítően magyarázza a globálsugárzás emelkedése, illetve a felhőzet csökkenése. A legtöbb hő 10 és 12 óra között vezetődött el a talajba.

A napi menet nem teljesen szabályos. Ha azonban figyelembe vesszük azt, hogy csupán egy alkalommal mért értékek menetéről van szó, és nem átlagos értékekről, akkor eleve nem várható, hogy zavaroktól mentes legyen a görbe. Különösen nem azért, mert a soproni méréseinket megelőző éjszakán is megázott a talaj, 2-án pedig 15 óra 50 perc körül rövid zápor zavarta a megfigyeléseket. A hőforgalom menetében a 14 órakor bekövetkezett hirtelen fordulás az előzetes erős gomolyfelhő-képződésnek, a talajból történő hőfeláramlás 15—16 órai maximális értéke pedig a záporosó következményének tekinthető. Az eső után kisütött ugyan kissé a nap, de a talajhőmérőkre rövidesen árnyékot vetettek a környező fák. A talajnedvesség a mérés napján 25% (a száraz talaj súlyszázalékában kifejezett nedvességtartalom) volt. A felszín 1 cm²-e globálsugárzás útján 447 gcal hőmennyiséghez jutott, s mint az ábrán feltüntetett adatokból látható, ennek a hőnek 13%-a szolgáltat a talaj fölmelegítésére. Megjegyezzük, hogy az összegszerűen feltüntetett adatok a 2-án reggel 4 órától 3-án reggel 4 óráig terjedő időszakra vonatkoznak. Éjszaka több hőt kapott a felszín a mélyebb rétegekből, mint amennyi nappal leszállított. Általában nyáron pozitív hőforgalomra számíthatunk, mivel azonban augusztus 2-a felhős, esős nap volt, a kapott érték elfogadható. A talaj nedvességtartalmával magyarázható a viszonylag késő reggeli talajhőforgalom-irányfordulás is. Nedves talajról lévén szó, a talajfelszín hőmérséklete sem emelkedett magasra, maximális értéke is 30° alatt maradt.

Másik mérőhelyünk Magyaróvár volt. Itt a talajhőmérőket öntéstalajban helyeztük el. Általános ismeretek szerint a Duna öntésterületén kialakult öntés-

talajok mezősségi jellegűek, humuszrétgükben jelentős mennyiségű szervesanyag halmozódott fel, és a szerkezetük is morzsás. A magyaróvári öntéstalaj hőforgalmának napi menetét 1 B ábránkon mutatjuk be, ahol a felszínhőmérsékletet, valamint az augusztus 2-i globálsugárzást és a felhőzet napi menetét is feltüntettük. A hőforgalom iránya reggel 6 órakor változik meg, 7 órától 8 órára egy erős visszateszt tapasztaltunk, ami azzal magyarázható, hogy ebben az időben felhőn keresztül sütött a Nap, s ez a körülmény mérsékelte a nagy hőmérsékleti gradiens, illetve az intenzív leáramlás kialakulását. A talaj nedvességtartalma 18% volt. A felszínre globálsugárzás útján érkező energiából 66 gcal-t vezetett el a talaj, éjszaka viszont 88 gcal hő szállított fel, így a talaj napi hőforgalma veszteséggel zárult. A veszteséget a sugárzásnak a felhőzet nappali növekedésével járó csökkenése és az effektív kisugárzásnak a felhőzet éjszakai feloszlásával járó növekedése magyarázza.

A martonvásári mezősségi vályogtalaj a többi mérőhelyhez képest feltűnően magas felszínhőmérséklettel és a talajba elvezetett hő nagyobb értékével tűnik ki (1 C ábra), ami az alacsony nedvességtartalommal magyarázható. Itt a felső 5 cm-es talajréteg nedvessége 3%, az 5–30 cm-es rétegé pedig átlagosan 10% volt. A talaj a globálsugárzás útján a felszínre érkező hőenergiából, ami számszerint 520 gcal volt, 16%-ot, azaz 83 gcal-t vezetett el. Igen magas felszínhőmérséklet alakult ki, amelynek maximális értéke a 45°-ot is meghaladta. A hőforgalom veszteséggel történő végleges napi alakulását szintén a felhőzetnek a mérőhelyet árnyékoló hatása idézte elő.

Barna erdősségi agyagtalajban mértük a hőforgalmat Mátranovákon. Ez a megfigyelőhely 350 m tengerszintfeletti magasságon feküdt, gyenge 2–3°-os északi lejtőn. A talaj nedvességtartalma 27% volt. Az 1 D ábrán látható, hogy a hőforgalomban 14 órától 15 órára esés következett be, amit a felhőzet növekedésével előálló sugárzáscsökkenés okozott.

Egyik mérőhelyünk, mint már említettük, Balatonfenyves-Imremajorban, a) nagyberekre láptalajon volt elhelyezve. Ezen a területen részben azért gyűjtöttünk adatokat, mert érdekesnek ígérkezett a lúp szélsőségesnek vélt hőgazdálkodása, részben pedig azért, mert e tulajdonság ismerete fontos lehet a Nagyberekben igen nagy arányokban végzett talajjavító munkálatok szempontjából is. Méréseink és számításaink a várt eredményt hozták. Ezen a területen a 612 gcal hőből, amit globálsugárzás útján kapott a felszín, mindössze 62 gcal-t, azaz 10%-t vezetett el a talaj, s a felszín hőmérséklete is igen alacsony maradt (1 E ábra). A talajnedveség körülbelül 95%-ot tett ki.

Augusztus 10–11-én, mint említettük, további öt állomáson vizsgáltuk a talaj hőforgalmát.

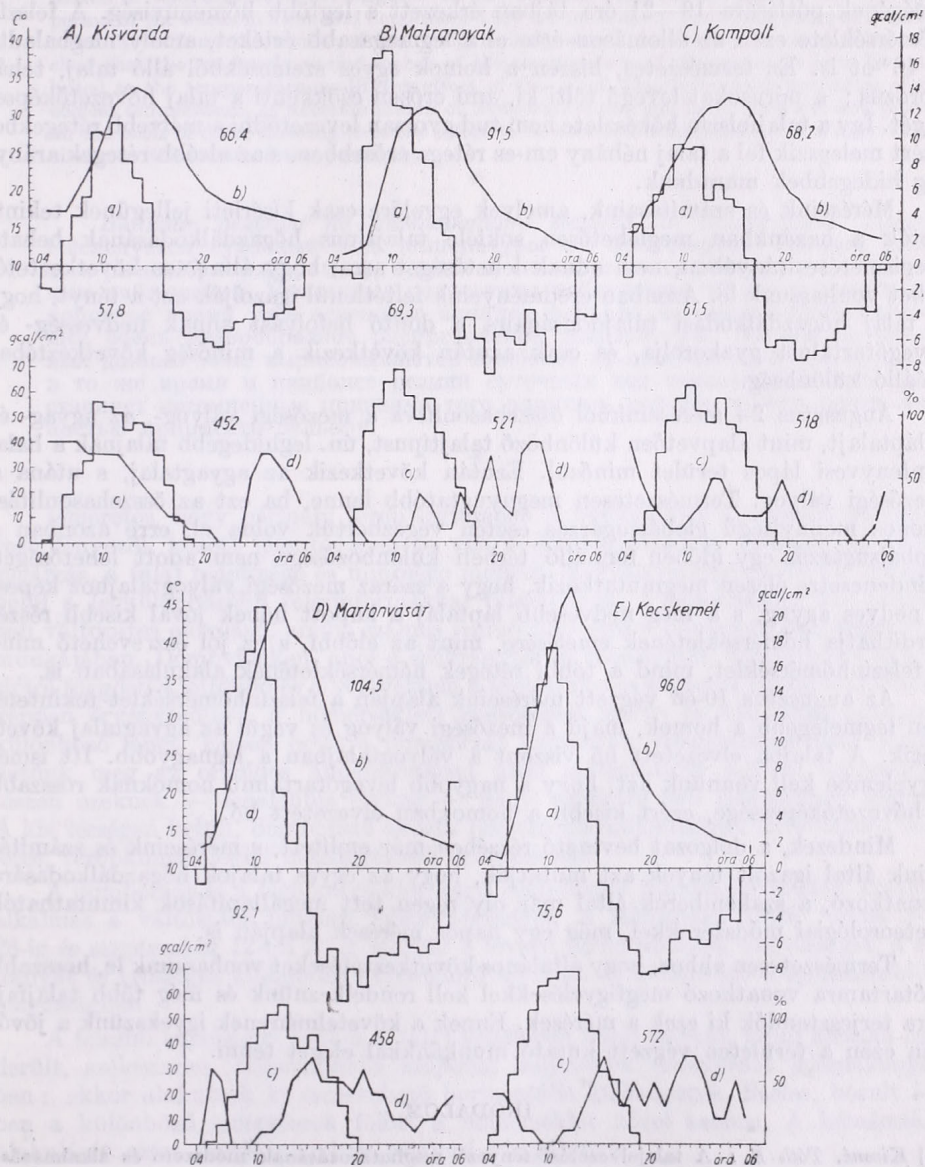
Kisvárdán 15% nedvességtartalmú humuszos homokon végeztük a méréseket. A felszínre érkező 452 gcal globálsugárzásból 66 gcal ment a talajba vezetés útján, tehát 14%, s ennek megfelelően a felszínhőmérséklet is aránylag alacsony maradt (2 A ábra). A szélsőségeket éppen a talaj nedvessége és a viszonylag nagy felhőzet elsimította, valamint közrejátszhatott az is, hogy ezen az állomáson fűvel borított talajban voltak elhelyezve a hőmérők.

Mátranovákon ezen a napon szárazabb volt a talaj, mint augusztus 2-án. A felszínre érkező 521 gcal hőből körülbelül 17% került a talajba (2 B ábra). A napi mérleg augusztus 2-hoz képest pozitív eredménnyel zárult. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy 10-én nappal kevesebb volt a felhőzet, mint augusztus 2-án, éjszakára viszont megnövekedett, tehát a nappali erős besugárzás a nyáron általában várt eredményt hozta meg.

A kompolti réti agyagtalajban 23% nedvességet mértünk augusztus 10-én. Felszínének hőmérséklete, amint azt a 2 C ábra mutatja, kb. a mátranováki agyag-

talajjal egyforma értéket ért el annak ellenére, hogy a talajba elvezetett hő mindössze 68 gcal volt. Kisebb hőkapacitása azonban magyarázza az azonos felszín-hőmérséklet kialakulását.

Martonvásáron augusztus 10-én 12% átlagos nedvességtartalom mellett a felszínre globálisugárzás útján érkező 458 gcal hőmennyiségből 104 gcal hő került a talajba vezetés révén, azaz a globálisugárzás 22%-a (2 D ábra). Az augusztus 2-i



2. ábra. A talajhőforgalom (a), a felszínhőmérséklet (b), a globálisugárzás (c) és a felhőzet (d) menete 1960. aug. 10-én 04 órától aug. 11-én 06 óráig az egyes állomásokon

Fig. 2. March of heat exchange in the soil (a), surface temperature (b), global radiation (c) and cloudiness (d) from 04 h of 10. August to 06 h of 11. August 1960 on the measuring-stations

nedvességhez képest magasabb nedvességtartalomnak megfelelően azonban alacsonyabb maradt a felszín hőmérséklete. A napi mérleg ezen az állomáson is pozitív eredménnyel zárult a derült nappal következtében.

Keckskeméten futóhomok hőforgalmát határoztuk meg. A 2 E ábra szerint a talajba reggel 6 órakor indult meg a lefelé irányuló hőáramlás, és 10—12 óra között érte el maximumát. 15 órakor már fölfelé áramlott a hő a talajból, s a felszín hővesztésének pótlására 19—21 óra tájban érkezett a legtöbb hőmennyiség. A felszín hőmérséklete ezen az állomáson érte el a legmagasabb értéket, amely meghaladta a 46°-ot is. Ez természetes, hiszen a homok egyes szemcsékből álló talaj, tehát porózus; a pórusokat levegő tölti ki, ami erősen csökkenti a talaj hővezetőképességét. Így a talajfelszín hőkészlete nem tud gyorsan levezetődni a mélyebb rétegekbe, ezért melegszik fel a talaj néhány cm-es rétege erősebben, s az alsóbb rétegek aránylag hidegebbek maradnak.

Méréseink és számításaink, amelyek egyelőre csak kísérleti jellegűnek tekinthetők a hazánkban meglehetősen sokféle talajtípus hőgazdálkodásának beható megismerése irányában, nem adnak lehetőséget arra, hogy általános következtetéseket vonhassunk le. Azonban eredményeink feltétlenül igazolják azt a tényt, hogy a talaj hőgazdálkodási tulajdonságaira a döntő befolyást annak nedvesség- és levegőtartalma gyakorolja, és csak azután következik a minőség következtében előálló különbség.

Augusztus 2-i méréseinkből összehasonlítva a mezősi vályog-, az agyag- és a láptalajt, mint alapvetően különböző talajtípust, ún. leghidegebb talajnak a balatonfenyvesi lápos terület minősül. Ezután következik az agyagtalaj, s utána a mezősi vályog. Természetesen megnyugtatóbb lenne, ha ezt az összehasonlítást azonos mennyiségű globálsugárzás esetén végezhetjük volna el, erre azonban a globálsugárzás egy időben fennálló térbeli különbözősége nem adott lehetőséget. Mindenesetre élesen megmutatkozik, hogy a száraz mezősi vályogtalajhoz képest a nedves agyag, s a még nedvesebb láptalaj a kapott hőnek jóval kisebb részét fordíthatja hőmérsékletének emelésére, mint az előbbi, s ez jól észrevehető mind a felszínhőmérséklet, mind a többi rétegek hőmérsékletének alakulásában is.

Az augusztus 10-én végzett méréseink alapján a felszínhőmérséklet tekintetében legmelegebb a homok, majd a mezősi vályog és végül az agyagtalaj következik. A talajba elvezetett hő viszont a vályogtalajban a legnagyobb. Itt ismét figyelembe kell vennünk azt, hogy a nagyobb levegőtartalmú homoknak rosszabb a hővezetőképessége, ezért kisebb a homokban elvezetett hő.

Mindezek, a dolgozat bevezető részében már említett, s méréseink és számításaink által igazolt tények azt mutatják, hogy az egyes talajok hőgazdálkodására vonatkozó, a szakemberek által már oly régen tett megállapítások kimutathatók meteorológiai módszerekkel, még egy napos mérések alapján is.

Természetesen ahhoz, hogy általános következtetéseket vonhassunk le, hosszabb időtartamra vonatkozó megfigyelésekkel kell rendelkezniünk és még több talajfajta terjesztendő ki ezek a mérések. Ennek a követelménynek igyekszünk a jövőben ezen a területen végzett kutató munkánkkal eleget tenni.

IRODALOM

- [1] Kissné, Tóth E.: A talajelvezetési tényező meghatározásának módszere és alkalmazása terepen mért adatokra. *Időjárás* 1960/6. szám.
- [2] Цейтлин, Г. X.: К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. *Труды ГГО*. Выпуск 39 (101) 1953. 201. old.
- [3] Di Gleria—Klímes-Szmik—Dvoracek: Talajfizika és talajkolloidika. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1957. 642—664. old.

A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi-félszigeten

The effect of the relief on the march of temperature in the Tihany peninsula. The daily march of temperature is investigated on the basis of observations carried out during a period of six weeks in June and September 1959 on the Tihany peninsula being of a varied relief. Even from the results of the comparatively short observational period it becomes clear that the extremely varied march of the temperature of the peninsula is to be attributed to the temperature-modifying effect of the relief. Clearly marked territories of the coolest temperature, of extreme march of temperature etc. can be pointed out and proved on the basis of data, showing thus the effect to be ascribed mainly and even almost exclusively to the relief of the peninsula.

*

Влияние рельефа на температуру воздуха на полуострове Тихань. Исследуется суточный ход температуры на полуострове Тихань, имеющем разнообразный рельеф, в июне и сентябре на основании шестинедельных наблюдений. Указанные результаты наблюдений за это сравнительно короткое время уже освещают влияние рельефа на температуру создающее очень разнообразное распределение температуры. На основе числовых данных ясно вырисовываются наиболее прохладные районы, имеющие в то же время и наиболее резкий суточных ход температуры, что представляет несомненные признаки того влияния, которое можно почти полностью приписать рельефу.

*

Ismeretes, hogy bármely terep légterében a hőmérséklet alakulását meghatározó tényezők között jelentős szerepe van a domborzatnak a földrajzi helyzet, a sugárzás, a talaj fedettsége és minősége mellett. Magyarországon, ahol kis térségen belül a legkülönbözőbb felszínformákkal találkozunk, a hőmérséklet különösképpen változatos eloszlású, amint számos szerző utal erre a hőmérséklettel foglalkozó munkájában. Dombvidéken, ahol a széliránytól és sebességtől, valamint az expozíciótól függően a lejtőkön és a völgyekben a légáramlás és sugárzás hatása különbözőképpen érvényesülhet, a hőmérsékleti szélsőségek mérve és időpontja rendkívül különböző lehet. Éppen ezért a domborzat hatásának vizsgálatakor nem elegendhetünk meg az országos állomáshálózat által szolgáltatott adatok ismeretével, hiszen ezeknek — legalábbis elvileg — nagy területre kell jellemzőnek lenniök. A kis térségen belüli, domborzat okozta hőmérsékletkülönbségek feltárásához részletes, terepklimatológiai megfigyelések szükségesek.

A domborzat és a léghőmérséklet közti összefüggés tanulmányozására kiválóan alkalmas a változatos felszínű Tihanyi-félsziget. A félszigeten 1959. június 2-től 28-ig és szeptember 12-től 26-ig mértük a levegő hőmérsékletét, nedvességét, a szél irányát és erősségét különböző expozíciójú lejtőkön és különböző tengerszintfőlötti magasságban.

A felszíni sajátosságok hatása a talaj közelében mind nappal, mind éjszaka csak derült, szélcsendes, anticiklonális időjárási helyzetben érvényesül jelentékenyebben: ekkor alakulnak ki észrevehető horizontális különbségek. Szeles, borult időben a különböző tereprészek fölött a hőmérséklet közel azonos. A hőmérséklet alakulását ezért derült napokon célszerű vizsgálunk.

Júniusban 10, szeptemberben 3 megfigyelőállomásunk volt a félszigeten (1. ábra). Vizsgálatainkhoz felhasználtuk a Biológiai Intézet kertjében levő állandó meteorológiai állomás adatait is.

Megfigyelőhelyeink egy részét különböző expozíciójú lejtőkön helyeztük el:

1. A 200 m tengerszintfölötti magasságot meghaladó Nyereg-hegy déli lejtőjén átlagosan 30 cm magas levendulaállományban folytak a megfigyelések (a megfigyelőhely tengerszintfölötti magassága 180 m).

2. A Nyereg-hegy északnyugati lejtőjén egy füves, fás kertben helyeztük el a hőmérőházikót (135 m).

3. A Diós-tető északkeleti lejtőjén is volt egy megfigyelőhelyünk, ugyancsak füves, fás kertben (125 m).

Állomásaink második csoportját a félsziget belső medencéiben, alacsony sík részén levő megfigyelőhelyek alkotják:

4. Külső tó (115 m) minden oldalról dombok által határolt tőzeg talajú kaszáló.

5. Belső tó (136 m), medencéjét ugyancsak minden oldalról dombok veszik körül.

6. A félsziget bejáratánál, a Diósi réten, füves, vizenyős kaszálón állt a hőmérőházikó; ezt a területet nyugat és dél felől határolják dombok (110 m).

Vízparti megfigyelőhelyeink:

7. A félsziget délnyugati partján, a Szarkádi erdőben, közvetlenül a vízparton folytattunk megfigyeléseket, a Halászház mellett (106 m).

8. A Tihanyi révnél is közvetlenül a víz partján állt a hőmérőházikó (107 m).

9. A Biológiai Intézet kertjében a meteorológiai állomás kavicsos feltöltésen, a Balaton-part közelében áll (107 m).

A település hatásának vizsgálata céljából Tihany faluban

10. a Népművészeti Ház kertjében is felállítottunk egy megfigyelőállomást (175 m). A félszigeten a legmagasabb megfigyelőállomásunk a

11. Hármashegy tetején volt, 211 m magasán.

A felsorolt megfigyelőhelyek közül szeptemberben csak a Hármashegy, a Külső és Belső tó medencéjében — és természetesen az állandó meteorológiai állomáson (Biológiai Intézet) — folytak megfigyelések, míg júniusban mindenütt. A hőmérőházakban elhelyezett termográfok főljegyzései lehetővé teszik ott a hőmérséklet napi menetének tanulmányozását.

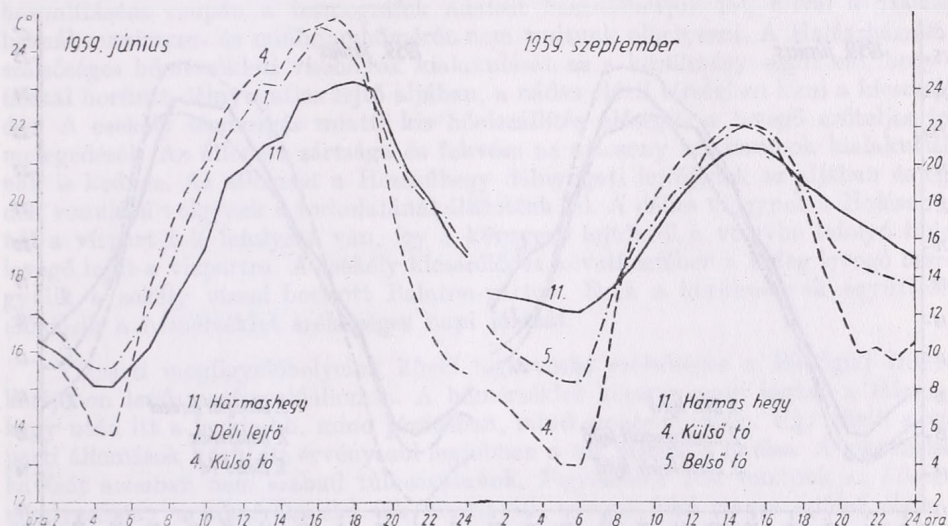
A hőmérséklet átlagos napi menete júniusban és szeptemberben egyaránt a legkiegyenlítettebb a Hármashegy. Különösképpen kitűnik a hegy szélsőségtompító hatása derült napokon (2. ábra). A kiegyenlített napi járás a hegytető fölötti élénk kicserélődéssel függ össze. A kiegyenlített napi járás azt jelenti, hogy a hegytetőn a maximumhőmérséklet alacsonyabb, a minimumhőmérséklet pedig magasabb, mint a félsziget bármely más pontján. A Hármashegy júniusban derült napokon a közepes napi ingás $8,9^\circ$, szeptemberben $10,7^\circ$, míg a Külső tóban $15,9$ illetve $21,5^\circ$. Júniusról szeptemberre a Hármashegy alig változik a napi ingás, amely annak a következménye, hogy az éjszakai minimumhőmérséklet a kutatás mindkét időszakában közelálló: a közepes minimum júniusban $14,8^\circ$, szeptemberben $11,3^\circ$. A Külső tóban ugyanakkor a minimumhőmérséklet szeptemberben 7 fokkal kisebb, mint júniusban.



1. ábra. Megfigyelőállomásaink a Tihanyi-félszigeten

Fig. 1. Measuring-stations on the Tihany-peninsula

A félsziget változatos felszíne elsősorban az éjszakai hőmérsékleteloszlásban, a minimumhőmérsékletekben hoz létre jelentős különbségeket. — a maximumhőmérsékletek között még derült napon sincs 1,5 foknál nagyobb eltérés, — tehát a szélsőséges hőmérsékletjárású területek a lehűlésben előálló különbségek miatt alakulnak ki. Az éjszakai erőteljes lehűlés következménye, hogy a Külső tó medencéjében a legnagyobb a napi amplitudó. Itt derült éjszakákon szerfölött alacsony hőmérsékletek alakulnak ki, a környező lejtőkről lefolyó hideg levegő felhalmozódása és a lápos felszín saját kisugárzása következtében. Éppen ezért különösen szeptemberben a délutáni és koraesti órákban jellemző a rendkívül gyors hőmérsékletesökkenés, ami bőséges harmatképződéssel jár együtt.



2. ábra. A hőmérséklet napi menete 1959. júniusban és szeptemberben 6—6 derült nap átlagában

Fig. 2. Daily march of air temperature in June and September 1959 in the average of 6—6 selected days of clear sky

A hőmérsékleti maximum beállta után a hőmérsékletváltozást kifejezhetjük a lehűlés sebességének a maximum és minimum közötti időszakra vonatkozó értékével. A lehűlés sebessége a Külső tóban egy júniusi napon átlagosan 0,93, szeptemberben 1,14 fok/óra, míg a legkevésbé szélsőséges helyen, a Hármashegyben 0,8, illetve 0,6 fok/óra. A Hármashegyben tehát szeptemberben a hosszabb éjszakákon sem fokozódik a lehűlés, mivel a felszínközeli hideg levegő lefolyik a lejtőn és helyébe a hegytől távolabbi meleg levegő kerül.

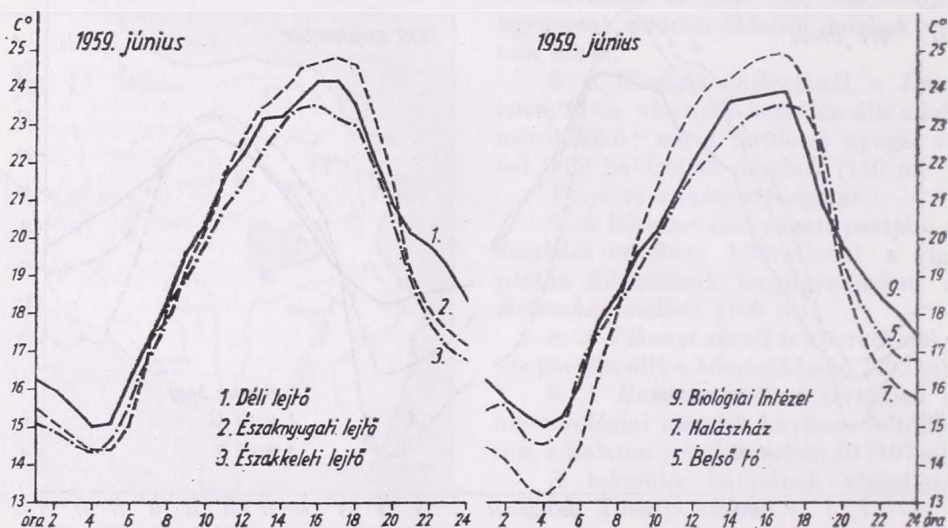
A hideg levegő legnagyobb gyűjtőterülete a félszigeten a Külső tó. A kisugárzás és a hideg levegő felhalmozódása következtében kialakuló hideg légtóban a hajnali órákban gyakran sekély ködöt figyelhettünk meg, nemcsak a Külső tó, hanem a hideg levegő másik gyűjtőhelye: a Belső tó fölött is.

A Külső tóban szeptemberben a hőmérséklet éjszakai csökkenése nem egyenletes. A hőmérséklet ingadozása különösen derült napokon szembetűnő 21 és 24 óra között. A hőmérséklet addigi erőteljes csökkenését néhány tizedfokos emelkedés, majd ismét süllyedés szakítja meg (lásd 2. ábra). A hőmérsékletingadozás azzal függ össze, hogy a felhalmozódó hideg levegő a Külső tó medencéjének keleti, alacsonyabb peremét elérve átfolyik a félsziget bejárata, a Diósi rétek felé. A Külső tó

medencéjéből eltávozó hideg levegő helyébe szélélénküléssel melegebb levegő kerül. Ezt a talajközeli — 2 m-ben kimutatható, hőmérsékleti pulzációt a felszín fölött 60 cm-ben Assman-féle hőmérővel végzett megfigyeléseink igazolták.

Szeptember 19-én észleltük Tihanyban a legalacsonyabb minimumhőmérsékletet a hőmérőházikóban: a Külső tóban —3,4°, a Belső tónál 4,4°, a Biológiai Intézet kertjében 7,6°, a Hármashegyben 9,4°.

A hegytető mellett a déli lejtő (1. sz. megfigyelőhely) a legkevésbé szélsőséges a félszigeten. A napi ingás azonban kb. 2 fokkal nagyobb, mint a Hármashegyben, mivel a nappali felmelegedés a déli lejtőn erőteljesebb. Éjszaka a Hármashegyhez hasonlóan magas a minimumhőmérséklet. Az éjszakai aránylag csekély lehűlés a



3. ábra. A hőmérséklet napi menete 1959. júniusban 10 derült nap átlagában

Fig. 3. Daily march of air temperature in June 1959 in the average 10 selected days of clear sky

hideg levegő lejtőmenti lefolyásával kapcsolatos. A minimumhőmérséklet eloszlásának vizsgálata végett a lejtő mentén a felszín fölött 5 cm-ben minimumhőmérőket helyeztünk el a lejtő különböző pontjain. Az adatokból kitűnik, hogy a hőmérőházikó a lejtő legmelegebb részén állt.

Ha a különböző irányú lejtők hőmérsékletének napi menetét összehasonlítjuk, kitűnik, hogy köztük jelentősebb eltérés csak derült napokon van (3. ábra). Ismereteinknek megfelelően a hőmérsékleti maximum az északkeleti lejtőn (3. sz. megfigyelőhely) egy-két órával korábban van, mint a délin, vagy az északnyugatin (2. sz. megfigyelőhely). Éjszaka az északkeleti és az északnyugati lejtő közel azonos hőmérsékletű, a déli lejtő azonban mindkettőnél melegebb átlagosan 1 fokkal, amelynek okára fentebb rámutattunk.

A Külső tó után a leghűvösebb terület a félszigeten a Diósi rét (6. sz. megfigyelőhely), bár korántsem olyan szélsőséges hőmérsékletű. A Diósi rét észak és kelet felé nyitott, légáramlásnak kitett, és ez okozza, hogy a hőmérsékleti maximum itt kisebb, mint a zártabb Külső tóban. A nappali csekélyebb mérvű felmelegedés mellett az aránylag erős éjszakai lehűlés ellenére sem haladja meg a közepes napi ingás a Külső tóban észlelt szélsőséges értéket: derült napokon a közepes napi ingás a Diósi réten 4,3 fokkal kisebb, mint a Külső tóban.

A déli lejtőjű állomás hőmérsékletéhez hasonló a hőmérséklet alakulása a faluban, a házak között (10. sz. megfigyelőhely). A hely zártsága miatt, a gyakori szélsendő következtében éjszaka valamivel hűvösebb, mint a déli lejtő, egyéb különbség hőmérsékletük alakulásában nincs.

Ha a vízparti megfigyelőhelyek hőmérsékletét összehasonlítjuk (3. ábra), szembetűnő a Halászház melletti megfigyelőhely hőmérsékletének szélsőséges volta (7. sz. megfigyelőhely). A víz közelsége miatt, mint minden vízhez közeli állomáson, kiegyenlített hőmérsékletjárást várunk. Ehelyett a félszigetnek a délnyugati partján, a Szarkádi erdőben a hőmérséklet napi menetében a Külső tóhoz hasonló szélsőségek mutatkoznak. A két megfigyelőhely hőmérsékletének összehasonlítására csupán a termográfok adatait használhatjuk fel, mivel a Halászháznál maximum- és minimumhőmérőt nem tudunk elhelyezni. A Halászháznál a szélsőséges hőmérsékleti viszonyok kialakulását az a körülmény segíti elő, hogy a fákkal borított délnyugatias lejtő aljában, a nádas előtti térségben kicsi a kicserélődés. A csekély légmozgás miatti kis hőszállítás elősegíti a levegő erőteljes felmelegedését. Az állomás zártsága és fekvése az alacsony minimumok kialakulásának is kedvez. Az állomást a Hosszúhegy délnyugati lejtőjének az aljában és egy déli vonulású völgynek a torkolatánál állítottuk fel. A délies völgynek a Halászháznál a vízpart felé lefolyása van, így a környező lejtőről a völgybe lefolyó hideg levegő lejut a vízpartra. A csekély kicserélődés következtében a hideg levegő összegyűlik a sekély vízzel borított Balaton-parton. Ezek a körülmények együttesen előidézik a hőmérséklet szélsőséges napi járását.

Vízparti megfigyelőhelyeink közül legkevésbé szélsőséges a Biológiai Intézet kertjében levő megfigyelőállomás. A hőmérséklet közepes napi ingása Hármashegy után itt a legkisebb, mind júniusban, mind szeptemberben. Úgy tűnik a vízparti állomások közül itt érvényesül legjobban a víz mérséklő hatása. A vízközelség hatását azonban nem szabad túlbecsülnünk. Figyelembe kell vennünk az állomás elhelyezését: a hőmérőházikó fák között áll, nyugat felől magas épület zárja el a légáramlástól, tehát a nyugati lejtőről odajutó hideg levegőtől is. Ezen sajátosságok következtében mind nappal, mind éjszaka néhány tizedfokkal melegebb, mint a légáramlásnak jobban kitett Tihanyi rév. A Biológiai Intézet hőmérsékletének napi járása szeptemberben is kiegyenlített: a közepes napi ingás derült napokon is csak 2,3 fokkal nagyobb, mint a Hármashegyben, míg a Külső tóban 11, a Belső tónál 4 fokkal magasabb értékű, mint a hegytetőn.

A tihanyi Belső tó partján a hőmérséklet alakulása a nappali órákban a Tihanyi rév hőmérsékletének napi menetével megegyezik. Éjszaka azonban a Belső tó környéke, különösen felhőtlen ég esetén, hidegebb, átlagos minimumhőmérséklete 13,0°, a rév 14,2°-os átlagos minimumával szemben. Az adatok szerint tehát a víz mérséklő hatása a sekély Belső tó partján éppúgy érvényesül, mint a Balaton partján. A derült napokban bővelkedő szeptemberben a többi megfigyelőhelyhez hasonlóan a napi ingás a Belső tónál is nagyobb, mint júniusban, kb. 2,5 fokkal. Különösen derült napokon szembetűnő a napi ingás növekedése, amely az éjszakai lehűlés erősödésével kapcsolatos. A fokozottabb lehűlésben a hideg levegő felhalmozódásának is szerepe van, a kisugárzás útján történő lehűlés mellett. A Belső tó is, a Külső tóhoz hasonlóan, minden oldalról dombok által körülvevett medence, amelyben derült éjszakákban a helyi kisugárzás következtében kialakuló és a lejtőről odajutó hideg levegőben a keverőmozgások hiányában 0° körüli hőmérsékletek alakulhatnak ki a talajfelszín közelében már kora ősszel is. A hőmérsékletnek a maximum beállta utáni csökkenése már a koraesti órákban bőséges harmatképződést tesz lehetővé.

Vizsgálatainkban mindössze a hat heti időszakra terjedő méréseink, és pedig a hőmérőházakban elhelyezett termográfok följegyzéseinek anyagát használtuk fel. Az aránylag rövid időszakra terjedő megfigyeléseink bemutatott eredményei is már rávilágítanak a domborzatnak arra a hőmérsékletmódosító hatására, amely a Tihanyi-félszigeten a hőmérsékletalakulást fölöttébb változatossá teszi. Világosan, számszerű adatokkal alátámaszthatóan rajzolódnak ki a félsziget leghűvösebb, ugyanakkor leginkább szélsőséges hőmérsékletjárású területei: a Külső és Belső mélyedései, s e belső mélyedésekből a félsziget partjai felé nyíló kis völgyek torkolatának hideg lefolyásos térségei (a délnyugati parton a Halászház környéke, a félsziget bejáratánál a Diósi rét területe), míg a fölénk alig 100 méterrel felmagasodó gerincek és lejtők kiegyenlítettébb hőmérsékletjárásukkal, számottevően melegebb hőmérsékletükkel tűnnek ki (a Hármashegy és a különböző irányú lejtők). Kétségtelen jeleként annak a hatásnak, amelyet elsősorban s majdnem kizárólag a domborzatnak tulajdoníthatunk.

Kiss István:

A hófelületek vegetációs színeződéséről

Vegetational coloration of snow-surfaces. Some cases of snow coloration in mountainous regions, the so-called snow-blooms, caused by the periodic mass growth of plant micro-organisms, are discussed on the basis of investigations made by the author. It is stated that the weather, resp. prefrontal weather situations, can be of primary importance in the formation of snow-blooms.

*

О вегетационной окраске поверхности снега. Автор на основе собственных исследований излагает несколько случаев окраски снега в горных странах т. е. так называемое «зацветание снега» которое вызывается временным размножением бесчисленных хладолюбивых растительных микроорганизмов. Он устанавливает, что в явлении «зацветания снега» погода, точнее говоря префронтальные синоптические положения могут иметь первичную роль.

*

A főként magashegyvidéki hófelületek ritka, de rendszerint igen feltűnő jelensége az ún. „hóvirágzás”, amelyet a hideg környezethez alkalmazkodott növényi mikroszervezetek mérhetetlen tömegben való felszaporodása idéz elő. Különösen néhány zöldalga-féleség (*Chlorophyceae*) képes a hófelületeken rövid idő alatt oly nagymértékben elszaporodni, hogy tömegjelenlétével vegetációs színeződést okoz. Az egysejtű növények között leggyakoribb ilyen szervezet a *Chlamydomonas nivalis*, amely zöld színű sejtjeiben néha olyan mennyiségben halmozza fel a piros hämatochrom festéket, hogy a sejtek piros színűekké válnak. Ezért ez a szervezet hol zöld, hol piros hószíneződést idéz elő. Az algák körében még számos egyéb hidegkedvelő (kryophil) szervezet ismeretes, amelyek eltérő természetük szerint kék, sárga vagy bíborbarna „hóvirágzásokat” hoznak létre.

A Mount Raleigh hegységben a hó megszínezését Davis már a XVI. században megfigyelte. Mertens a Spitzbergák területén a XVII. században látott színes havat. Grönland különösen nevezetessé vált a partvidéken levő „karmazsin sziklái”-ről („crimson cliff”) és rózsaszínű hómezőiről, amelyekről Ross kapitány adott először értesítést. A Magas-Tátrában Buchholtz 1752-ben, az Alpokban pedig Saussure 1778-ban észlelte először a hófelületek színeződését. Az Antarktiszon 1912-ben

találtak első ízben „hóvirágzást”. *Agardh* svéd kutató mutatta ki, hogy a hó megszínésedését algaszervezetek okozzák. A „hóvirágzás” elnevezés is tőle származik.

A fagyos élethelyek tömegproduktói jelenségei végeredményben az ún. „vízvirágzás” szélsőséges formái, mert szervezeteik már annyira a 0 °C körüli hőmérsékletre alkalmazkodtak, hogy azt nemcsak könnyedén elviselik vagy kedvelik, hanem fejlődésükhöz és szaporodásukhoz rendszerint igénylik is. Ezek az ún. kryophil szervezetek fiziológiailag és környezettenél nemcsak az alacsony hőmérsékletre, hanem a táplálékban szegény miliőhöz is alkalmazkodtak. A tápláló sókat ugyanis a hóra hulló igen csekély mennyiségű porból és egyéb szennyező anyagokból nyerik. A „hóvirágzások” kialakulásában igen nagy szerepűnek látszik az időjárás. *Kol E.* [4] vizsgálatai és saját megfigyeléseim is erre engednek következtetni.

A következőkben a Kaukázus hófelületein végzett kryobiológiai vizsgálataimról szólok, érintve az időjárás szerepét is. A kaukázusi hó mikrovegetációjával *Filippov* [2] 1934-ben már behatóan foglalkozott. Az 1929-ben és 1931-ben szervezett expedíciók eredményeként a hegyvidék különböző magasságban levő hófelületeiről 53 algafajt, 47 gombafélét és 14-féle baktériumot mutatott ki. *Prisler* [5] már említette, hogy a második világháború után a Kaukázus hegységben magam is végeztem botanikai gyűjtéseket. Az edényes növényeken kívül az egysejtű növények tömegproduktói is szerepeltek, s ez utóbbiak között öt „hóvirágzás” is volt.

Az első „hóvirágzást” a Hram folyó szurdok-jellegű völgyében észleltem 1947. január 8-án. A folyó árterületén kisebb-nagyobb foltokban szürkéskék vagy kékeszöld volt a hó felszíne. Sajátságos, hogy bizonyos helyeken a színeződés csak akkor volt látható, ha a havat előzőleg tapostuk. Szakasztott olyan volt itt a kép, mintha szürkéskék cementpor került volna a lábnyomokra. E jelenséget a „hóvirágzás” rejtett formájának neveztem [3], mert a hórétegben szétszórt mikroszervezetek csak a taposás révén sűrűsödtek össze annyira, hogy a havat is láthatóan színezzék. A kryobionta mikroszervezetek tömegproduktójának ez igen ritka formájaként tekinthető, mert az irodalomban rá vonatkozólag csupán egy adatot találtam. *Darwin* [1] emlékezett meg róla az ún. „hóbíbor”-ról szóló leírásában. A dél-amerikai Andokban való átkelése alkalmával feltűnt neki, hogy az ösvérek lábnyoma pirosas színű, mintha az állatok patái véreztet volna be. Az általam leírt kaukázusi szürkés-kék havat a *Dactylococcopsis caucasica* egysejtű kékalga mérhetetlen tömegben való felszaporodása idézte elő. E szervezet egyébként új fajnak is bizonyult. Botanikailag azért is érdekes, mivel a kék hó igen ritka jelenség.

A második „hóvirágzást” ugyancsak a Hram folyó szurdokvölgyében figyeltem meg 1947. február elején. Korábban néhány napos derült idő volt, s erre a Hram jegét borító hófelületen kb. fél négyzetméternyi kiterjedésben halványzöld színeződés kezdődött, amely napok múlva jelentősen erősödött. A *Hormidium fluitans* zöldalga tömeges felszaporodása okozta. E tömegproduktó nemcsak a hó felületét színezte, hanem annak mélyebb rétegeit is. E növényfaj hidegkedvelő képessége eddig nem volt ismeretes. Alighanem egy hidegkedvelő törzs alakult itt ki.

A harmadik „hóvirágzást” a Tbiliszitől északra fekvő hegyvidéken találtam 1948 februárjában. A Kaukázus fővonulata felé folyton emelkedő mellékgerincek egyikén, kb. 1200—1500 m tengerszintfeletti magasságban, egy nyereg délies oldalán kb. 4 × 4 m-nyi felületen zöld foltosodás mutatkozott. A hószíneződés itt néhány héttel korábban alakulhatott ki, mert a legmélyebb fekvésű részen a jeges réteg 1—2 cm-es vastagságban ugyancsak zöld színeződésű volt. Néhol 2—3 színeződési csíkot is meg lehetett figyelni. Ez arra mutatott, hogy korábban több olvadásos időszak is volt, amelyek során a lecsurgó hó a kialakuló „hóvirágzás” szervezetei-

ből jelentős mennyiséget is magával sodort. A „hóvirágzást” egy *Chlamydomonas* faj mérhetetlen egyedszámban való felszaporodása alakította ki. A sejtekben hámatochrom színanyag nem fejlődött.

Az előbbieken kívül még hat ízben észleltem színes havat, közülük azonban csak kettő volt „hóvirágzásnak” mondható, mivel mikroszervezeteket csak kettőben lehetett határozottan megkülönböztetni. Mindkét „hóvirágzást” zöldalga-félék hozták létre, amelyeket azonban pontosan determinálni nem sikerült. E két hószíneződést az előbbi területen egy időben találtam 1948. február közepén. Néhány nap múlva még másik három hószíneződést is találtam, egymástól 15—20 m távolságra. Színük szürkésbarna, helyenként feketés csíkokkal. Ezekben csak sejtszétvási produktumokat lehetett megfigyelni, így valószínűleg elpusztult „hóvirágzások” nyomai lehettek. Végül március 8-tól a tünőben levő hófelületen napokon keresztül sárgászöld színű kis foltokat észleltem. Ennek alkotóit sem sikerült determinálnom. Zömmel 1—2 mikron átmérőjű részecskék voltak, gyakran szilánkszerűek. Klorobaktériumokra gondoltam, de lehetséges, hogy ezek is sejtek széteséséből származtak.

Az időjárás szerepe. A harmadik „hóvirágzás” mutatta leginkább, hogy a havon kialakuló tömegprodukciók esetében is az időjárásnak igen jelentős szerepe lehet. Úgy mutatkozott, hogy a mikroszervezetek felszaporodása az átmenetileg derült, illetve enyhébb időszakokhoz kötött. Erről *Kol E.* [4] korábban így emlékezett meg: „Ahhoz, hogy ezeken a havas és jeges élettereken a növényi szervezetek olyan mérhetetlen egyedszámban jelenjenek meg, hogy felületüket színessé tegyék, több olyan tényezőnek kell egy időben közrejátszania, amelyek elszaporodásukat lényegesen elősegítik. *Mindenekelőtt feltétlenül szükséges néhány napi száraz idő, hogy a hó felületét se eső, se friss hó ne érje.*” (Szerző kiemelése.) Megjegyzi még *Kol*, hogy „... egy és ugyanazon hőmezőn egy időben többféle színeződés is felléphet”.

Mindezek alapján úgy látszik, hogy a „hóvirágzás” nemcsak rokon jelenség a „vízvirágzással”, hanem kialakulásának időjárási feltételei is a „vízvirágzás” légköri tényezőihez hasonló természetűek. Azaz: itt is szerepelhetnek ciklonális-depressziós időszakok, illetve praefrontális légköri helyzetek. A néhány napos derült, száraz, illetve enyhébb idő hegyvidéken többnyire főnszerű időjárást jelent. A főnről pedig ismeretes, hogy praefrontális jellegű élettani hatások hordozója. Az időjárási tényezők elsődleges szerepét bizonyítja egyébként az a körülmény is, hogy mind a „vízvirágzások”, mind pedig a „hóvirágzások” „halmozódásos” megjelenésűek, azaz valamely területen egy időben több biotopban is felléphetnek tömegprodukciók. *Az egyes élethelyeken többnyire eltérők a táptalajbéli feltételek, eltérők lehetnek a tömegproducens szervezetek is, így az egyidejű felszaporodás elsősorban az időjárási állapot következménye lehet.* Végül megemlíthető még, hogy az időjárási „faktor” kutatására a magashegyvidéki hófelületek „virágzásai” igen jó objektumokká válnak, mivel a táplálékban rendkívül szegény környezet a légköri tényezők szerepének „izoláltabb” tanulmányozását teszi lehetővé.

IRODALOM

- [1] *Darwin, Ch.*: Journal of a Voyage Round the World, 1836.
- [2] *Filippov, G. S.*: Микрофлора красного снега некоторых районов Кавказа. Die Mikroflora des roten Schnees des Kaukasusgebirges. — Извест. Акад. Наук. отдел. мат. 1934. p. 1034—1036.
- [3] *Kiss, I.*: Snow-blooms in the Caucasus. Botanikai Közl. 48, p. 25—28, 1959.
- [4] *Kol, E.*: Élet az örök havon és jégen. Term. Tud. Közl. 1937. p. 1—8.
- [5] *Priszter, Sz.*: Ausländische Forschungstätigkeit der ungarischen Botaniker. Acta Botanica 1, p. 267—300, 1955.

A kicserélődési együttható meghatározása Budapest felett

The determination of the exchange coefficient over Budapest. Lajhtman's method of the determination of the exchange coefficient is shortly discussed in the article. This graphical computing method is simple, rapid, satisfactorily punctual, and utilizable also in the operational service, because it allows of determining the average exchange coefficient of the frictional layer from pilot-balloon measurements of the wind. By the aid of the discussed method yearly, winter- and summer half-year average values of the exchange coefficient were determined, forming in the case of winds of different directions over Budapest up to the height of 800 m. The rate of exchange depends upon the state of equilibrium of the atmosphere, the friction, and the wind velocity. The value of the exchange coefficient is larger in summer and smaller in winter; up to 500 m it increases and above this level it decreases.

*

Об определении коэффициента перемешивания над Будапештом. В статье кратко излагается метод Лайхтмана для определения коэффициента перемешивания. Этот графический способ прост, достаточно точен, быстр и применим даже в ежедневной оперативной службе, потому что он дает возможность определить средний коэффициент перемешивания в слое трения из шаропилотных наблюдений над ветром. Изложенным методом определены средние величины коэффициента перемешивания над Будапештом до высоты 800 м за год, за холодное и теплое полугодия и при ветрах разного направления. Степень перемешивания зависит от стратификации атмосферы, от трения и от скорости ветра. Величина коэффициента перемешивания летом больше, зимою меньше; приблизительно до высоты 500 м она растёт, а выше убывает.

*

A szennyezettségátvitel, hőátvitel, nedvességátvitel, stb. tanulmányozásakor elengedhetetlen a turbulens keveredés mechanizmusának pontos ismerete. A turbulencia struktúrájának meghatározása nem könnyű feladat, mivel igen sok tényezőt kell figyelembe vennünk. Ismernünk kell többek között a vizsgált réteg turbulens vezetőképességét, sűrűlódási-, vagy örvény-feszültségét, és a sűrűlódási-, vagy örvény-sebességét. Ezeknek egyenleteiben megtalálható a kicserélődési együttható. Ugyancsak a kicserélődési együttható segítségével sikerült összekapcsolni a turbulens áramlást az átviteli tulajdonság vertikális gradiensével. A földfelszín és a légkör közötti hő- és nedvesség-egyensúly kérdése sem oldható meg a kicserélődési együttható nélkül.

Bár a kicserélődési együtthatóra vonatkozó vizsgálatok nem új keletűek, mégis ezt a témakört a meteorológia egyik nyitott területének kell tekintenünk. A turbulenciát nem lehet közvetlenül kvantitatív módon meghatározni. Közvetett módszerek használatánál nagy a hibalehetőség és kénytelenek sok elhanyagolást alkalmazni. Ezen nehézségek miatt — a turbulencia tárgykörében — hosszú ideig főleg csak elméleti kutatások folytak. Az 1940-es évek felé a radioaktív szennyezettség terjedésének vizsgálata előtérbe állította a turbulencia tanulmányozását. A fő figyelem természetesen a „mérhetetlen” faktor, a kicserélődési együttható (k) meghatározására irányult. Sajnos, a kicserélődési együttható értékének meghatározási módszere a mai napig sincs megnyugtatóan megoldva. Több eljárás ismeretes, de a velük való számolás egymástól annyira eltérő eredményeket ad, hogy k értékének meghatározásakor 50%-ig terjedő valószínűségi hibát engedélyeznek. Jelen tanulmány keretében szeretnénk bemutatni a kicserélődési együttható meghatározásának új, *D. L. Lajhtman* által kidolgozott módszerét, amely a kérdéssel behatóbban foglalkozók szerint az eddigi legjobb eredményeket adja.

A turbulencia mértékét mikrotermométerek és mikroanemométerek pulzációs adataiból, vagy hőhártartás mérésekből szokták meghatározni. Ezek a módszerek lassúak, nehézkesek és sok nagyérzékenyséű műszert igényelnek. A kutatások tehát gyors, pontos és az operatív szolgálatban is jól használható módszer kidolgozása felé irányultak. Ezen a téren úttörő *D. L. Lajhtman* munkája [2, 3]. Több számítási eljárást is kidolgozott: a legjobb eredményt a pilotméréseken alapuló ún. „*4. Lajhtman-formula*” adja, amellyel való gyakorlati, grafikus számolási módszert *Csurinova*, *Bezverhnyaja* és *Helmholtz* dolgozta ki [1].

Rendszeres mérésekhez olyan gyakorlatilag könnyen elvégezhető eljárást kellett keresni, amelynek elméleti megalapozásában a kicserélődési együttható szerepel. A célnak nagyon megfelelt az ún. sűrűlátsági szélprofil, vagy más néven Ekman-modell, amely pilothallonos méréssel meghatározható és a szélfordulást leíró egyenletekben megtalálható a kicserélődési együttható. Mint ismeretes, az Ekman-modell formulái a Fridmann—Hesselberg-féle mozgásegyenletekből vezethetők le, és a következő alakba írhatók:

$$\begin{aligned} U &= V_g (1 - e^{-\lambda} \cos \lambda) \\ V &= V_g e^{-\lambda} \sin \lambda \end{aligned} \quad (1)$$

ahol U és V a szél komponensei, V_g a geosztrófikus szél,

$$\lambda = z \sqrt{\frac{\rho \omega \sin \varphi}{A_z}} = z \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi}{k 10^4}}$$

Itt z a vizsgált szint magassága, ρ a levegő sűrűsége, ω a földforgás szögsebessége, φ a földrajzi szélesség, A_z [g/cm. sec] a térfogategységre vonatkozó kicserélődési együttható, k [m²/sec] pedig a tömegegységre vonatkozó kicserélődési együttható. A fenti egyenletekből *Lajhtman* [2] kifejezte a kicserélődési együtthatót és vég eredményül a következő egyenletet kapta:

$$k = \frac{4 \omega \sin \varphi \log^2 e}{\left(\frac{d}{dz} \left\{ \log [(V_g - U)^2 + V^2] \right\} \right)^2} = \frac{B}{\left(\frac{d}{dz} \left\{ \log [(V_g - U)^2 + V^2] \right\} \right)^2} \quad (2)$$

(10-es alapú logaritmus!) Ez az ún. „*4. Lajhtman-formula*”. A (2) formula számlálója csupán a Coriolis paramétertől függ. Budapesten ez az érték — melyet a továbbiakban B-vel jelölünk — 4,018 · 10⁻⁵. A formula nevezőjét írjuk át úgy, hogy a komponensek helyett a vektor vetületei szerepeljenek benne. Az elgondolás grafikus értelmezését az 1. ábrán mutatjuk be.

$$\left(\frac{d}{dz} \left\{ \log [(V_g - V \cos \beta)^2 + (V \sin \beta)^2] \right\} \right)^2 \quad (3)$$

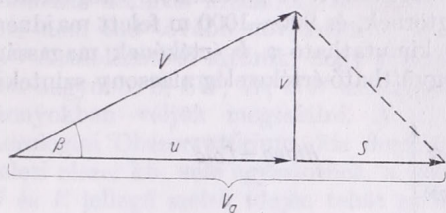
Az 1. ábrából még az alábbi összefüggést is megkaphatjuk:

$$(V_g - V \cos \beta)^2 + (V \sin \beta)^2 = S^2 + V^2 = r^2 \quad (4)$$

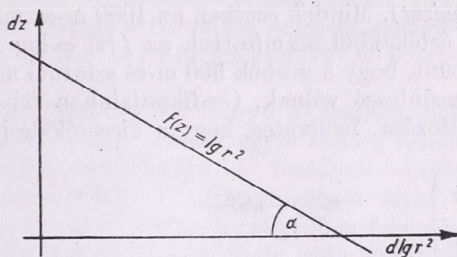
ahol r jelenti a V_g és V vektorok geometriai különbségét, azaz a geosztrófikus szél és a tényleges szél bizonyos magasságban vett különbségét, tehát r a magasság függvénye és ezt geosztrófikus eltérésnek szokták nevezni. A (4) felhasználásával a (3) formula nevezője a következő alakot ölti:

$$\left(\frac{d}{dz} \log r^2 \right)^2 \quad (5)$$

r^2 -nek (4) formula alapján történő meghatározása egyszerű, de nagyon hosszadalmas, ezért helyette a kényelmesebb grafikus eljárást ajánlják. Az r értékét a termikus szélhez hasonló módon határozzuk meg, a sűrűlási réteg több szintjére, majd a kapott értékeket négyzetre emejük és képezzük a logaritmusukat. Az így kapott adatokból megszerkesztjük $\log r^2$ magassági változását (2. ábra). Az ábra szerint



1. ábra - Fig. 1.



2. ábra - Fig. 2.

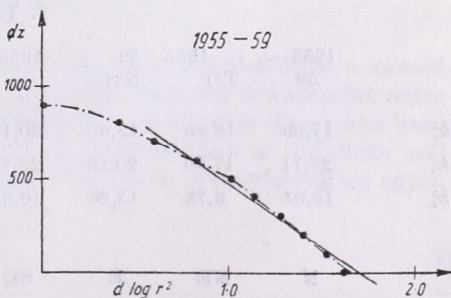
az $f(z) = \log r^2$ függvény hajlásszögének cotangense azonos a Lajhtman-formula nevezőjével $\left(\operatorname{ctg} \alpha = \frac{d \log r^2}{dz}\right)$. Így a kicserélődési együttható egyenlete a következő egyszerű alakba írható:

$$k = \frac{B}{\left(\frac{d}{dz} \log r^2\right)^2} = \frac{B}{\operatorname{ctg}^2 \alpha} = B \operatorname{tg}^2 \alpha \quad (6)$$

Tehát a $\log r^2 = f(z)$ függvény irántangensének ismeretében nagyon könnyen meghatározhatjuk 100 m-től a sűrűlási szintig terjedő légréteg átlagos kicserélődési együtthatóját.

A módszer érvényességének bizonyos korlátai vannak, mivel már az Ekman-egyenletek levezetését fizikai feltételekhez kötöttük. Mindenekelőtt feltételeztük, hogy 100 m felett k értéke nem változik lényegesen a magassággal, továbbá, hogy a nyomásmező horizontális gradiense kicsi, vertikális gradiense közel konstans és a hőmérsékleti gradiens egyetlen magassági szinten sem vált előjelet (inverziómentes). Ezek az adottságok leggyakrabban nyáron, frontális helyzetektől távoli területeken, ún. izobármentes anticiklonokban található. Inverziók, valamint vertikális nyomásgradiens gyors növekedése miatt a szél jobbrafordulása és sebességnövekedése gyakran már 200 m-en megszűnik. A k meghatározására olyan szélmegfigyeléseket használhatunk fel, amelyek adataiban jól kifejezésre jut az Ekman-spirálnak megfelelő változás. A számításokhoz egyaránt felhasználtunk egyedi, vagy átlagos széladatokat [1]. Gyakorlati célokra a kicserélődési együttható grafikus meghatározásának pontos-sága több mint elegendő.

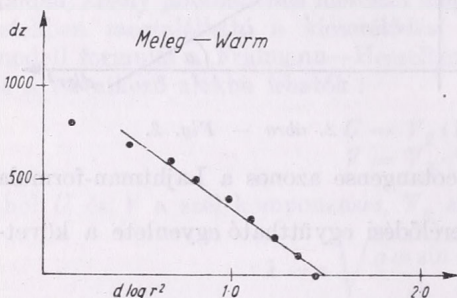
Lajhtman módszere segítségével meghatároztuk a Budapest feletti átlagos



3. ábra. A $\log r^2$ függvény az 1955-59. év átlagában.

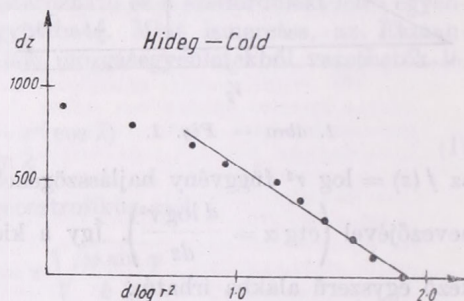
Fig. 3. Function $\log r^2$ from average data of the period 1955-59.

kicszerélődési együtthatót. Számításainkhoz a már korábban meghatározott gyakorlati Ekman-modell adatait használtuk fel [5]. A 3. ábrán bemutatjuk az öt éves (1955—59) átlagadatok alapján megrajzolt $\log r^2$ függvényt. Folytonos vonal jelzi a regressziós egyenest, a szaggatott vonal pedig a függvény tényleges alakját. Ugyancsak meghatároztuk a hideg (4. ábra) és meleg félévekben (5. ábra), továbbá a különböző irányból fújó szelek esetén kialakuló kicszerélődési együtthatókat (lásd táblázat). Minden esetben az 1000 m-es magasságig 100 méterenként meghatározott r^2 értékekből számítottuk az $f(z) = \log r^2$ függvényt. A grafikonok vizsgálatából kitűnt, hogy a görbék 500 m-es szintnél megtörnek, és 900—1000 m felett majdnem vízszintessé válnak. Grafikonjainkon tehát kimutatható a k értékének magassági változása. Ismeretes, hogy a kicszerélődési együttható értéke elég alacsony szintekig



4. ábra. A $\log r^2$ függvény a nyári félévek átlagában

Fig. 4. Function $\log r^2$ from average data of summer half-years



5. ábra. A $\log r^2$ függvény a téli félévek átlagában

Fig. 5. Function $\log r^2$ from average data of winter half-years

növekszik a magassággal, majd csökken, végül egy aránylag kis értékkel kb. konstans marad. Ezt igazolták *Midler* 1931. évi leipzig-i mérései is [4]. Adataink szerint Budapest felett a kicszerélődési együttható 500 m-ig növekszik, e szint felett pedig csökken. A grafikonok hajlása 800 m felett már olyan erős, hogy az ismertetett módszerrel számított kicszerélődési együtthatót 800 m felett már nem lehet érvényesnek tekinteni. Ezért k -t csak 800 m magasságig tudtuk meghatározni. A 100—800 m között (k_1^8), továbbá a 100—500 m-ig (k_1^5) és az 500—800 m-ig (k_2^8) terjedő légrétegek átlagos kicszerélődési együtthatói az I. táblázatban találhatóak.

I. TÁBLÁZAT

	1955—59	1955—59		1955	1956	1957	1958	1959	
		Tél	Nyár						
k_1^8	17,89	16,46	19,68	20,11	17,50	17,50	17,50	18,07	m ² /sec
k_1^5	25,71	17,50	20,25	25,71	20,25	27,44	25,71	23,20	m ² /sec
k_2^8	10,04	6,75	13,28	10,04	6,75	8,75	9,25	10,04	m ² /sec
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
k_1^8	25,47	24,49	23,82	27,29	20,24	18,07	20,24	19,68	m ² /sec
k_1^5	36,26	27,29	23,82	38,51	27,67	20,04	25,47	24,49	m ² /sec
k_2^8	10,04	11,71	23,82	11,71	7,43	9,25	10,84	5,81	m ² /sec

A légköri turbulenciát dinamikus és termikus faktorok hozzák létre. Dinamikus tényező a szél és a felszín érdessége, termikus tényező a légkör vertikális hőmérsékleti rétegződése. E két tényező hatását kvantitativ nem tudjuk szétválasztani.

A talajfelszín érdessége és tereptárgyai nemcsak elősegítik a turbulens áramlás kialakulását, hanem egyúttal a légörvények haladását nehezítő akadályul is szolgálnak. Ezért a kicserélődés maximuma nem a talajon, hanem párszáz méteres magasságban alakul ki. A sűrűlódási réteg alatt — Budapest térségében kb. 700 m magasan — létezik egy gyenge szélmaximum, amely a turbulens mozgást gyengítve, lamináris áramlás kialakítására törekszik. A kicserélődés lefékeződik és k értéke már nem tud tovább növekedni.

A táblázatból kitűnik, hogy k értéke N, NE, E, SE irányú légáramlás esetében nagyobb, S, SW, W, NW szeleknél pedig kisebb. Ennek egyik okát a terepvízszonyokban véljük megtalálni. A méréseink észlelőhelye, a Budapest—Lőrinci Aerológiai Observatórium, kis dombon helyezkedik el. Környezetének északi és keleti részei kb. vele egy szintűek, a déli és nyugati területek mélyebben fekszenek. N és E jellegű szelek idején tehát az áramvonalak az észlelőhely után lehajlanak. Az itt fellépő leáramlás — hozzáadódva a légmozgáshoz — jelentősen növeli a turbulenciát. Befolyásolhatja még a nagyobb k értékek létrejöttét a délies lejtők erősebb besugárzása következtében kialakuló nagyobb gradiensű hőmérséklet-rétegződés is, bár ez a feltevés csak a déli méréseredményeknél realizálódhat.

A kicserélődési együttható értéke függ a légkör egyensúlyi helyzetétől is. Stabilis egyensúlyi helyzetben gyenge turbulencia jön létre, míg labilis hőmérsékleti rétegződés esetén a turbulencia rohamosan növekszik. Adiabatikusnál nagyobb gradienssel jellemezhető állapothoz való közeledéskor k értéke növekszik, inverzióhoz való átmenetnél viszont csökken. Izotermia esetében kizárólag a dinamikus tényező tartja fenn a turbulenciát. A fentiekből következik, hogy a kicserélődési együtthatónak napi és évi menete van, nappali és nyári maximummal, illetve éjszakai és téli minimummal.

Ha a számításokat rádiószondás szélmérésekből végezzük el, akkor egyúttal egyensúlyi helyzetek szerinti csoportosításban is vizsgálhatjuk az eredményeket. Sajnos, a vizsgált időszakból csak kevés felhasználható rádiószondás szélmérés állt rendelkezésünkre és azok gradiens szerinti megoszlása sem a legszerencsésebb. Az említett bizonytalanság miatt fenntartással és kizárólag tájékoztató célból közöljük a hőmérsékleti gradiens szerint csoportosított adatokat (N = esetek száma):

$\gamma < 0,4^\circ/100 \text{ m}$	$k = 21,08 \text{ m}^2/\text{sec}$	$N = 11$
$0,4^\circ < \gamma < 1,0^\circ$	$k = 23,20 \text{ m}^2/\text{sec}$	$N = 21$
$\gamma > 1,0^\circ$	$k = 33,27 \text{ m}^2/\text{sec}$	$N = 8$

A turbulencia félempirikus elmélete nem ad lehetőséget a stabilizáció és a kicserélődési együttható közötti kapcsolat meghatározására. Nehezíti a kapcsolat szám szerű kimutatását az is, hogy a turbulenciát fenntartó termikus és dinamikus hatás nem választható szét. Más kiegészítő elméletekből, pontosabban a turbulens szélmozgást jól leíró ún. „hatvány-törvény szélprofil”-ből és az örvényfeszültség egyenletéből kapjuk [4, 6], hogy

$$k = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-n}, \quad (8)$$

ahol $k_1 = \tau (\rho n u_1)^{-1}$; τ az örvényfeszültség, u_1 a z_1 magasságban levő szélsősebesség, ρ a sűrűség, n a stabilitási paraméter ($0 < n < 1$). Általában stabilis esetben $n = 1/4$, labilis esetben $n = 1/10$.

Mivel az egyensúlyi helyzet az adiabatikus és az inverziós feltételek közé esik, ezért azt gondolhatnánk, hogy a turbulens áramlás, illetve a k napi és évi átlagértékei számára is fennáll egy matematikai egyensúlyi feltétel. Ez azonban nem így van, mert inverziós feltételeknél a hőáramlás kicsi és lefelé irányul, k értéke kicsi — adiabatikusnál nagyobb gradiens esetében a hőáramlás ugrásszerűen megnő (termik), és felfelé irányul, a kicserélődési együttható nagyon nagy lesz. (Ezt a jelenséget ventilációs hatásnak nevezik [4].) Ezenkívül labilis egyensúly esetén k jóval magasabb szinten éri el maximális értékét, mint stabilis helyzetben. Így a közepes turbulens áramlás általában az adiabatikusnál nagyobb gradiensek esetén jön létre. Az átlagos napi értékek főképp a nappali feltételektől, az átlagos évi értékek a nyári félév feltételeitől függenek. Az instabil hatás fokozott befolyását tükrözi a (8) formula is.

A kicserélődési együttható meghatározásának ismertetett módszere gyakorlati célokra kielégítő pontossággal alkalmazható. A módszer előnye, hogy egyszerű, gyors és az átlagos k értéke egészen a sűrűlódási szintig meghatározható, hátránya, hogy csak bizonyos szinoptikus helyzetben használható. Egyedi és átlagértékek számítására egyaránt alkalmas. A kapott eredményekkel való számításoknál nem szabad elfelejteni, hogy a kicserélődési együttható nagyon érzékeny, változékony mennyiség. Értéke függ a hely érdekességétől, az egyensúlyi feltételektől és a szelesebbségtől. Figyelemmel kell lennünk arra is, hogy az együttható tulajdonságait még nem ismerjük tökéletesen. Egyes szerzők vitatják k abszolút skaláris voltát és megkísérik bizonyos vektor-tulajdonságokkal felruházni. Hasznos volna k értékeinek tájegységenkénti országos méretű meghatározása. Ezekkel az adatokkal „éghajlati jellemzőként” való tanulmányozásuk útján gazdagíthatnánk hazánk klímájának ismeretét. De hasznos nyersanyagul szolgálhatnak a kicserélődési adatok a rétegen belüli áthelyeződések, a helyi réteges felhőzet keletkezésének és feloszlásának, a konvektív folyamatok, a hő, vízgőz és radioaktív szennyezettség terjedésének, stb. tanulmányozásához. A kicserélődési együttható rendszeres, operatív jellegű kiszámítása, az egyedi és átlagadatok összehasonlító tanulmányozása és több évi adatsorok készítése közelebb vihet a k tulajdonságainak megismeréséhez, ugyanakkor értékes anyagot nyújt a légköri folyamatok vizsgálataihoz.

IRODALOM

- [1] П. Ц. Безверхная—Х. Ф. Гельмгольц : О практическом определении коэффициента турбулентности в свободной атмосфере. Труды Казахского вып. 2. Ленинград 1954.
- [2] Д. Л. Лайхтман—М. П. Тимофеев : Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Труды ГГО. вып. 20. 1949.
- [3] Д. Л. Лайхтман : Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО. вып. 37. 1952.
- [4] Л. С. Гандин—Д. Л. Лайхтман—Л. Т. Матвеев—М. И. Юдин : Основы динамической метеорологии. Ленинград, 1956.
- [5] Párai, L. : Empirical Ekman-model over Budapest. Időjárás. 1960. 3.
- [6] Halitner, G. J.—Martin, F. L. : Dynamical and physical meteorology, Toronto, 1957.

A meteorpor kapcsolata a csapadékkal

Connections between meteoric dust and the precipitation (Summary). Results of the investigations, made by E. G. Bowen in Australia on the connections between the burnt meteoric dust, floating in the air, and the precipitation amount, are discussed. When repeating the investigations on the basis of Hungarian and Spanish precipitation data, identical results were obtained.

*

Az elmúlt évek során több külföldi folyóirat ismertette *E. G. Bowen* [1, 2], ausztráliai fizikus vizsgálatait a meteorrajok és a sokévi átlagos naponkénti csapadékok összefüggéséről. *Bowen* szerint a nagyobb meteorrajok maximális sűrűségét követő 29—31. napon a napi csapadékként az évi átlag fölé emelkedik. Ez feltehetőleg annak tulajdonítható, hogy a meteoritikus eredetű por megnöveli a felhők szublimációs magvainak számát, ami erősödő csapadékképződésre vezet. A levegő közegellenállásának tulajdonítható, hogy a meteorpor kb. 30 nap alatt ülepszik le a fékezési ponttól (80—100 km) a felhőképződés szintjéig [1, 2].

A meteorpor ilyen hatásának lehetőségére először *O. Myrbach* osztrák kutató mutatott rá, századunk 20-as éveiben [3]. Mindemellett a kérdés részletes analízise *Bowen* nevéhez fűződik. Sajnálatos, hogy a kutatók nem szenteltek nagyobb figyelmet e problémának, jóllehet *Bowen* több kérdést vetett fel:

a) Hogyan lehetséges, hogy a meteorpor ennyire aktív szerepet játszik, mint nukleáló anyag?

b) Miért mutatkozik az ülepedési idő mindig egységesnek (kb. 30 nap)?

c) A csapadék mennyiségére gyakorolt hatás miért korlátozódik csupán néhány napra?

Ami az első kérdést illeti, elegendő a kifagyási magvak jelentőségére utalnunk. Mai ismereteink szerint alkalmas kifagyási magvak nélkül esőképződés nem lehetséges, viszont ezek gyakran hiányoznak a felhőkből [4]. Feltételez-

hető ezért, hogy a nagyobb meteorrajok által szállított poranyagnak jelentős szerepe lehet. A légkör határán bőségesen vannak meteorok és mikrometeorok. A mesterséges holdak (*Explorer I.* és *III.*) adatai szerint 1000 km magasságban a meteorfluxus 1 m^2 felületen 1000 sec-onként 1 db. 10μ -nál nagyobb és 10 db 10μ -nál kisebb porszem. Ez a szám nagyobb meteorrajok idején több nagyságrenddel megnövekedhet [5].

Az ülepedési időt illetően több tényezőt kell figyelembe vennünk. *Z. Svestka* által felállított formula szerint az ülepedési idő 100 km-ről a felhőzet szintjéig

$$\log t = -1,5 \log \rho + C$$

ahol t az ülepedési idő sec-okban, ρ a gömb alakúnak tekintett meteorszemcsék átmérője cm-ben, a C állandó értéke pedig kőmeteorokra 1,6, vasmeteorokra 1,4.

A fenti képletből a $2-7 \mu$ sugarú meteorok esési idejére 20—100 nap közötti értéket kapunk. A vas- és kőrészesek közötti időkülönbség nem jelentős. A nagyobb részecskék aránylag gyorsabban hullanak alá, ezért — véleményünk szerint — nem nyújtanak lehetőséget a szublimációs folyamat megindulására. A kisebb meteorszemcsék viszont 100 napnál nagyobb idő alatt hullanak alá, és így szerepük elhanyagolható [6]. A ténylegesen aktív részecskék ülepedési ideje nagyjából 30 nap körül mozog.

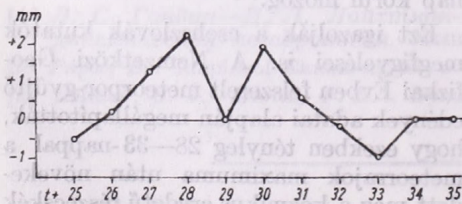
Ezt igazolják a csehszlovák kutatók megfigyelései is. A Nemzetközi Geofizikai Évben felszerelt meteorpor-gyűjtő edények adatai alapján megállapították, hogy ezekben tényleg 28—33-nappal a meteorrajok maximuma után növekedett meg a kozmikus eredetű részecskék mennyisége [7].

A meteorrajok maximuma és a csapadékképződés közötti időtartam meghatározására 7 periódikusan jelentkező

meteoráramot és az ezek maximumát követő napok csapadékátlagait mi is megvizsgáltuk [8]. A csapadékeloszlás esetleges helyi sajátosságainak és a véletlen összeeséseknek kiküszöbölésére 8 hazai állomás 65 évi átlagai [9] mellett a spanyolországi Ebró 1914—23. közötti adatait is feldolgoztuk. Csak olyan csapadéknövekedést tekintettünk reálisnak, amely mind a 9 állomáson egyidejűleg jelentkezett a több évtizedes napi csapadékátlagok sorában. Az eredményt az alábbi táblázat mutatja :

A meteorraj neve	A maximum időpontja	I	Δ	mm %
Draconidák	okt. 9.	erős	30	76
Orionidák	okt. 15.	50	30	127
Leonidák	nov. 16.	erős	28	60
Andromedidák	nov. 27.	erős	32	45
Geminidák	dec. 12.	650	32	143
Ursa Minoridák	dec. 22.	közepes	32	26
Quadrantidák	jan. 3.	145	30	82

Az első oszlop a raj nevét, a második a legsűrűbb meteorhullás (maximum) időpontját mutatja. A harmadik rovat (I) a maximális meteorgyakoriságot jelenti, ezt az óránként felvillanó, pusztán szemmel is látható meteorok számában fejezhetjük ki. A negyedik rovatban (Δ) a raj maximuma és az ezt követő, az összes állomáson egyaránt jelentkező legbőségebb csapadék időpontja között eltelt napok számát adja, míg az utolsó rovat (mm%) a csapadékmennyiség növekedését tünteti fel (a sok évi átlaghoz képest).



Az átlagos napi csapadék-ingadozás a 7 legnagyobb meteorraj maximumát követő 25—34. napon. A vízszintes tengelyen a meteoráram maximumát követő napok, a függőlegesen a csapadék mm-ben mért eltérése található

Táblázatunkból úgy tűnik, hogy a csapadék növekedésének maximuma valóban a meteor-maximumot követő 28—32. napon áll be. Voltaképpen a csapadékmennyiség már a maximum utáni 26. napon növekedni kezd, a 28—30. napon a legbőségebb és a 32. napon ér véget. Amint a mellékelt grafikon mutatja, a folyamat 6—8 napot vesz igénybe. A maximum érdekes módon kettős : a 28. és 30. napon jelentkeznek. Ezt a feldolgozott 7 raj közül 5-nél találjuk így. A kettős hullám talán azzal magyarázható, hogy a 28. napon a csapadékot keltő kifagyási magvak a hóval és esővel együtt eltűnnek a felhőkből és további 1—2 nap szükséges, míg a kellő mennyiség ismét felgyülemlik a felhőképződés szintjében.

A rajok 6—8 napig tartó hatása talán azok szerkezetével függ össze.

A meteorraj legsűrűbb vidéke viszonylag keskeny, így azokon a Föld hamar átjut és ezért nagyobb mennyiségű meteorpor csak néhány napon át jut be a légkörbe.

A probléma ezzel még távolról sem tekinthető tisztázottnak és a végleges megoldáshoz további vizsgálatokra van szükség, főleg abból a szempontból, hogy az egyes években miként alakulnak a viszonyok. Ehhez azonban rendszeres (radaros) meteorrajsűrűség mérés lenne szükséges.

Forrásmunkák : [1] Bowen, E. G. : Australian Journal of Physics. Vol. 6. No. 4. 1953. — [2] Bowen, E. G. : Nature. Vol. 177. No. 4520. June 16, 1956. — [3] Myrbach, O. : Ukramet, Kiev. No. 12. 1926. — [4] Aujezsky L. : A légkör fizikája. Budapest, 1957. — [5] Transactions American Geophysical Union Vol. 39. No. 4. 1958. IGY Bulletin, No. 13. July 1958. p. : 767—771. — [6] Zacharov, I. : Říše Hvězd. ol. 41. No. 8. 1960. — [7] Svestka, Z. : Bulletin of Astrophysics Institut of Czechoslovakia. Vol. 8. No. 5. 1951. — [8] Bartha, L. : Csillagos Ég. Vol. 1. No. 3—4. 1959. — [9] Bacsó N. : A csapadék valószínűség évi változása Magyarországon, 1871—1935. Orsz. Met. Int. Kiadványai. 16. kötet, 1939.

ИСАЕВ, Е. А. Каталог синоптических процессов над Атлантическим Океаном и Евразией (*Az Atlanti-óceán és Eurázsia fölötti szinoptikai folyamatok katalógusa.*) 152 (B/5) old., 24á bra. Hidrometeoizdat, Leningrád, 1960.

A makroszinoptikai folyamatok tipizálása már régóta foglalkoztatja a szovjet kutatókat, s *Multanovszkijtől* kezdve napjainkig számos tanulmány jelent meg e témakörből. *E. A. Iszajev* munkája az Északi Félgömb felére kiterjedő szinoptikus folyamatokat vizsgálja és tipizálja azokat elsősorban az általános légközés mechanizmusának tanulmányozása céljából, de több helyen utal e típusok prognosztikai és szinoptikus-klimatológiai célú felhasználására is. A tipizálás alapjául *G. Ja. Vangenheim* 1952-ben megjelent műve szolgált, azonban *Vangenheim* három alapvető típusa helyett a szerző négy alapvető cirkulációs formából indul ki. Ezen alaptípusok a következők: 1. zonális, 2. normális, 3. meridionális, 4. ultrapoláris. Az alaptípusokon belül a vonatkoztatott térséget és az általános légközés évszakos változását figyelembe véve 49 altípust különböztet meg, melyek közül 19 a zonális, 10 a normális, 13 a meridionális és 7 az ultrapoláris alaptípussal kapcsolatos. Az altípusokat az évszakos változások figyelembevételével három csoportba sorolja és 13 téli, 21 átmeneti és 15 nyári típust állapít meg.

A feldolgozás az 1898–1957-es időszakra terjed, s az 1942–45 közötti háborús évek nélkül 56 évi statisztikai anyagot közöl. A típusok leírása és statisztikai vizsgálata mellett a könyv fő értéke a részletes katalógus. A katalógus három szempontból csoportosítja a típusokat. Első része évek és hónapok szerint tünteti föl a típusok előfordulási gyakoriságát, a második rész kronológikus sorrendben közli a cirkulációs típusokat, a harmadik rész pedig típusok szerint adja meg az előfordulás dátumait. Ez a hármas beosztás biztosítja, hogy különböző szempontok szerint gyorsan tájékozódhatunk a terjedelmes anyagban. *Iszajev* műve hazai távprognosztikai és szinoptikus-klimatológiai kutatásaink során is komoly érdeklődésre tarthat számot.

Péczely György

LAUSCHER, A.—LAUSCHER, F.—PRINTZ, H.: *Die Phänologie Norwegens I—II.* (*Norvégia fenológiája.*) 275 (B/4) oldal, 4 ábra, 32 táblázat. I Kommisjon Hos Jacob Dybwad. I Komm. H. H. Aschehoug a. Co. Oslo, 1955—1959.

A fenológiai szakirodalmat figyelemmel kísérve azt tapasztaljuk, hogy egymás után jelennek meg egy-egy ország fenológiai viszonyait tárgyaló monográfiák, s ezen túl a nemzeti klimatászok mindegyike tartalmazza a legfontosabb fenológiai jelenségek átlagterképeit. Az elsőként említett csoportba tartozik fenti szerzők „Norvégia fenológiája” című német nyelven megjelent kétkötetes műve is.

Az első kötet bevezetőjében a szerzők *Birkeland* és *Föyn* nyomán Norvégia időjárásának és növényfejlődésének átlagos évi lefolyását ismertetik, majd azok módszerét tovább fejlesztve négy éghajlati körzetet állapítanak meg (Észak-Norvégia, nyugati partvidék, keleti partvidék, belső terület). Ezután egy általuk felállított összefüggés segítségével e körzetekre kiszámították a 0 és 10 fokos középhőmérsékletek kezdetének és végének átlagos naptári dátumát és az ily módon elhatárolt évszakok átlagos időtartamát. Az eredmények azt igazolták, hogy az élőlények életfeltételeinek évközi változásáról már az éghajlati ismeretek is nyújtanak első tájékoztatást. E kérdés behatóbb tanulmányozásához azonban fenológiai adatok szükségesek.

Norvégia fenológiájára térve a szerzők megemlítik, hogy elszórtan már 1860 óta folynak fenológiai megfigyelések; rendszeresen, fenológiai állomáshálózatban, egységes észlelői utasítás alapján azonban csak 1928 óta. Ezt a hálózatot *dr. H. Printz* szervezte és irányítja. Az 1928-tól 1952-ig eltelt 25 év alatt gyűjtött fenológiai adatok alapján a szerzők kiszámították a fenti négy

éghajlati körzet kiválasztott 10-10 állomásra vonatkozóan 50 növényfejlődési fázis, 8 mezőgazdasági munka és ezzel kapcsolatos jelenség (pl. a talajfagy felengedése, legelő kizöldülése, háziállatok legelőre hajtása stb.) és 6 költöző madár tavaszi érkezésének átlagos időpontját, majd ezeket az átlagértékeket táblázatokon közlik. A fenológiai átlagértékek alapján összeállították Norvégia fenológiai naptárát márciustól november hónapig, továbbá meghatározták az évszakok kezdetének és végének pontosabb hőmérsékleti küszöbértékeit, az évszakok időtartamát és azok átlagos hőösszegét. Ezzel kapcsolatban megállapítják, hogy az évszakokat nem lehet csak egyetlen fenológiai jelenséggel elhatárolni — amint az általában szokásos —, hanem több fázist kell megnevezni, amelyek az átmeneti időszakokra jellemzők.

Az első kötet befejező része a növényfejlődési fázisok átlagos megjelenési időpontjának függését vizsgálja a földrajzi szélességtől és a tengerszint feletti magasságtól és ezek eredményeit ismerteti.

A II. kötet 260 állomás, már említett fenológiai jelenségeinek 5 évi (1953—57.) átlagértékeit közli táblázatokon. Az állomások betűrendes jegyzéke, az észlelők neve, foglalkozása és működése időtartamának felsorolása, továbbá a fenológiai állomások földrajzi elhelyezkedését bemutató térkép előzi meg a mintegy 140 oldalas táblázat adatanyagát. A szerzők véleménye szerint igen hasznos volna a fontosabb fenológiai fázisok időpontjának rögzítése a meteorológiai lyukkártyákon, mert a gépi adatfeldolgozás az időjárás, éghajlat és a fenológiai fázisok összefüggésének kutatását egyszerűbbé és sokoldalúvá tenné.

Az ismertetett mű Norvégia fenológiai viszonyairól részletes képet nyújt, a fenológiai jelenségek és az éghajlat összefüggésének kutatása terén újabb eredményeket is közöl. Az adatfeldolgozás során alkalmazott munkamódot és a nyert eredmények gyakorlati célokra történő felhasználása példamutató. Itt elsősorban a fenológiai naptárra és az egyes évszakok fenológiai alapon történő elhatárolására gondolunk. A 40 állomásról közölt 25 évi és a 260 állomásról közölt 5 évi fenológiai átlagértékek norvég és külföldi szakemberek számára egyaránt igen értékes kutatási alapanyagot jelentenek.

Stakály József

Физический Энциклопедический Словарь (*Fizikai enciklopédikus szótár*), I. kötet. A „Szovjet Enciklopédia” Állami Tudományos Kiadója, Moszkva, 1960. 664 nagyalakú (21 × 27 cm) oldal.

A Szovjetunióban külön kiadóvállalat működik az enciklopédikus művek, főleg pedig a Nagy Szovjet Enciklopédia közrebecsátására, *Goszudarsztvennoje Naucsnoje Izdatyelsztvo* „Szovjetszkaja Enciklopedija” néven. Ennek az intézménynek egyik új és tudományos szempontból rendkívüli jelentőségű vállalkozása a *Fiziceszkij Enciklopediceszkij Szlovarj* című nagyszabású szakmai lexikon összeállítása. A munka a fizika területét nagyvonalúan értelmezi, vagyis kiterjeszkedik az összes fizikai és fizikát alkalmazó tudományok területére és közöttük különleges gondot fordít a meteorológiai kérdések összefoglaló ismertetésére is.

A Szovjetunióban már több mint húsz esztendővel ezelőtt megjelent egy lexikális jellegű fizikai szótár. Azóta a fizika és kivált a geofizika igen nagy fejlődésen ment át, egyes címszavakról írt régebbi cikke elavulttá váltak. Így került sor az új fizikai enciklopédia megírására, amelynek első, díszes kötete néhány hónappal ezelőtt, 1960. év végén hagyta el a sajtót. Az enciklopédia főszerkesztőségének élén egy 22 tagú szakmai bizottság áll, amelyben a fizika minden ága képviselve van. A tulajdonképpeni szerkesztési munkát 15 szakmai szerkesztő végzi, akiknek még külön szakmai konzulensek segítkeznek. A meteorológiai címszavak szerkesztője *V. A. Bje-linszkij*, a meteorológiai optika részére pedig külön szerkesztő is van: *V. V. Saronov*. A meteorológiai tárgyú címszavak szerzői közt számos nagynevű szovjet meteorológussal találkozunk.

Az első kötet 664 nagyalakú, sűrűn nyomtatott kéthasábos oldalra terjed és több száz magyarázó ábrát foglal magában. Ez a kötet az *A* betűtől a *D* betű végéig terjedő címszavakra vonatkozó cikkeket tartalmazza. Tárgyalási módjából és a benne foglalt utalásokból már részletes képet lehet alkotni az egész nagyszabású mű koncepciójáról.

Az enciklopédia első kötetében megjelent meteorológiai tárgyú cikkelyek közül leglényegesebbek a következők:

A *légkör* című, 6 hasábra terjedő (kb. 400 nyomtatott sornyi) cikket *A. H. Hrgian* írta (94—97. old.), az a kiváló szovjet meteorológus, akinek nevét „Fizika atmoszferü” című, 1953-ban megjelent nagy kézikönyve tette szakkörökben híressé. Ez a rendkívül részletes összefoglalás a következő alpontokból tevődik össze: Bevezető rész (a légkör fogalma, definíciója, méretei); a légkörkutatás eszközei; kozmikus hatások érvényesülése a légkörben; a légkör összetétele; a légkör sugárzási háztartása; a hőmérséklet megoszlása a légkörben; a vízgőz a légkörben; nyomáscsökkenés a légkörben; a légkör mozgásai; éghajlat és időjárás; a légkör optikai, akusztikai és elektromos jelenségei. Hrgian fejtegetéseihez ábraként a légkörnek egy

egész hasábot kitöltő függőleges metszete van csatolva. Figyelemre méltó, hogy ezen az *exozféra* alsó határa már aránylag pontosan meg van adva: 850 km szerepel az eddigi 800 km körüli, de legalább száz km bizonytalansággal közölt adatokkal szemben.

A *felső légkör* ismertetésével külön hosszú cikk foglalkozik (98–100. old.) további 5 hasáb terjedelemben, szerzője *V. J. Kraszovszkij*. Ez a cikk is alpontokra tagozódik, mégpedig: Bevezető rész; a légkör külső határa; a felső légkör gyakorlati jelentősége; a felső légkör kutatására szolgáló módszerek; a felső légkör összetétele és tulajdonságai; korpuszkuláris sugárzások a felső légkörben; a felső légkör általános cirkulációja; kölesönhatás a légkör felső és alsó részei között.

A *standard légkör* (normál atmoszféra) című cikkely (100. old.) csak 12 sorra terjed, szerzői aláírás nélkül jelent meg.

A *légköri villamosság* című 2 hasábos cikk (104–105. old.) *P. N. Tverszkij* professzor tollából származik. Ezenkívül van még egy *légköri elektromos zavarok* című nagyterjedelmű, 4 hasábot elfoglaló cikk (100–102. old.) *P. E. Krasznuškintól*, továbbá *rádióvetélti zavarok* címen még egy külön 1 hasábos cikk is foglalkozik ezzel a tárggyal (*A. A. Kolosov*, 105–106. old.).

A *meteorológiai akusztika* címszó is igen részletesen, 2 hasáb terjedelemben van kidolgozva (102–103. old.), szerzője *B. M. Bovséberov*. A *meteorológiai optika* címszó (102. old.) csak fél hasábnyi, azonban külön címszó foglalkozik a *halojelenségekkel* ugyanilyen terjedelemben (371. old.) és az enciklopédia további kötetekben sor kerül a *légköri extinkció*, a *szivárvány*, *délihádb*, *glória-jelenség* és az *alkonyati fényjelenségek* címszavaira. A cikkeknek ezt a csoportját *V. V. Saronov* szerkesztő írta meg.

A *légnyomás* jelenségével foglalkozó egészhasábos cikk (103–104. old.) *V. A. Bjelinszkij* munkája.

A *légköri sugárzások* jelenségeivel foglalkozó cikk fél hasábra terjed (104. old.), szerzője a légköri sugárzástan nagyírú szovjet művelője, *K. Ja. Kondratyev*.

A *légköri áramlásokról* szóló cikk *Sz. P. Hromov* professzortól van (104. old.). Terjedelme csak fél hasáb, de ezenkívül van még a munkában egy két hasábra terjedő, *szél* című cikk is (254. old.) *Bjelinszkij*től.

A *légkör hullámjelenségeit* fél hasábon *Bjelinszkij* (105. old.), a *légköri árapályt* fél hasábon *Bjelinszkij* (106. old.), a *légkör állászsóságát* és a látótávolságot egy hasábon *Saronov* (266. old.) írta meg.

A *levegőfajtákkal* külön címszó foglalkozik (fél hasáb, 297. old. *Sz. P. Hromov*).

Rendkívül érdekes a *meteorológia* című cikk, amely egyúttal a *légkör fizikája* címet is viseli, jelölül annak, hogy a szovjet kutatók is azonosnak érzik ennek a két kifejezésnek a tartalmát. Ez a cikk 2 hasábra terjed és alpontként szerepel a terjedelmes geofizika címszó (416–417. old.) keretében. Szerzője *Ju. D. Boulanger*. Figyelemre méltó, hogy mindjárt a tárgyalás elején megjegyzi: a meteorológia ma már számos részletdiszciplínára tagozódó tudomány, amelyek azonban a legszorosabb kapcsolatban állnak egymással. Ezek közül mint legfontosabbakat sorolja fel a következőket: 1. Dinamikus (elméleti) meteorológia, 2. Aerológia. 3. Sugárzástan. 4. Légköri optika. 5. Légköri villamosságtan. 6. Szinoptika. 7. Klimatológia. 8. Rádiómeteorológia. Ez a névsor, mint jeleztük, nem tartalmazza hiánytalan módon a *meteorológia felosztását*, hanem csak a ma már önállósult ágak legfontosabbjainak a jegyzéke kíván lenni.

Az *aerológia* és *aerológiai műszerek* címszavak együttesen 2 hasábot foglalnak el (141–142. old.), szerzőjük *N. Z. Pinusz*.

A *barometrikus tendencia*, *bárikus topográfia*, *bárikus képződmények*, *légnyomási gradiens*, *bárikus széltörvény* és *légnyomási mező* címszó-csoport együttvéve 3 hasábot tölt ki (155–156. old.), ezeknek a cikkeknek a többségét *Sz. P. Hromov* professzor írta meg. Ehhez járul még a *barométer* címszó egy állomási barométer részletes rajzával (1 hasáb, 158. old.) *Bjelinszkij*től.

Csak a sorozat későbbi kötetekben kerülnek majd tárgyalásra az alábbi meteorológiai tárgyú címszavak, amelyekre az első kötetben már utalás történik: *időjárás frontok*; *politróp légkör*; *légköri konvekció*; *légköri ionok*; *csapadékjelenségek*.

Az egész munkát a tárgyalás magas tudományos színvonala, nagyfokú szabatosága, a fogalmazás tömörsége és könnyű áttekinthetősége jellemzi.

Aujeszky László

A „NYUGODT NAP NEMZETKÖZI ÉVE”
 A Nemzetközi Geofizikai Évvél új korszak nyílt meg a geofizikai tudományok történetében. Az eddigi, hosszabb-rövidebb ideig tartó és egyes országokra kiterjedő együttműködést tartós és az egész Földet magába foglaló szervezett kutatás váltotta fel. Első lépésként 1957. július 1-én az egész Földre kiterjedő méréssorozat kezdődött 14 különböző geofizikai tudomány területén. A NGÉ gazdag mérőprogramjában legfontosabbak voltak azok a kutatások, amelyek a naptevékenység hatását vizsgálták a magas légkörben. Az új tudomány, az ún. *aeronómia*, kiterjeszkedik a magas légkör földmágneses jelenségeire, a sarkifényre, az ionoszféra elektromos tulajdonságaira, a meteorológiai jelenségekre, a kozmikus sugárzásra stb. Mindezek jellegzetes változásokat mutatnak a napkitörések következtében. Éppen ezért a NGÉ-et a napfoltmaximum időszakában, erős naptevékenység idején rendezték.

1958. december 31-én végetért a NGÉ s befejezte munkáját a programot szervező és irányító nemzetközi bizottság (Comité Spécial de l'Année Géophysique Internationale = CSAGI) is. A nagy munka a NGÉ befejeztével természetesen nem ért véget. Mindenekelőtt a CSAGI 1958-ban tartott utolsó, moszkvai ülésén a Szovjetunió nemzeti bizottságának javaslatára elhatározták, hogy a méréseket változatlan programmal még egy évig, 1959. december 31-ig folytatják Nemzetközi Geofizikai Együttműködés (NGE) címen. Az adatok összegyűjtése, kiadása és feldolgozása pedig hosszú évek munkája lesz.

A nagy munkát hivatalosan szervező ICSU (Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa) a folytatólagos munka koordinálására 1958-ban létrehozta a CSAGI utódját: a Nemzetközi Geofizikai Bizottságot (Comité International de Géophysique = CIG), amely magában foglalja a NGE befejezése után is folyamatban levő délsarki és oceanográfiai kutatások bizottságait (SCAR és SCOR) is. A CIG elnöke a Szovjetunió nagy érdemeinek elismeréséül V. V. *Beleussov* szovjet akadémikus, főtitkára

pedig a francia *G. Laclavère* lett. A CIG végrehajtó bizottságában négy nagy nemzetközi szervezet képviselői kaptak helyet. Ezek a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió, a Nemzetközi Csillagászati Unió, a Nemzetközi Rádióunió és a Nemzetközi Fizikai Unió. A különböző geofizikai tudományokat 12 tudományos szakember (a meteorológiát a belga *J. Van Mieghem* professzor) képviseli.

A CIG harmadik ülését 1961 januárjában Párizsban tartotta. Három munkacsoportot hoztak létre, amelyeknek feladata az NGE után is működő adatközpontok munkájának összehangolása, a felső légkör kutató programjának továbbfejlesztése és a napfoltminimum időszakában végzendő, ugyancsak világméretű mérőprogram kidolgozása. Az utóbbi programban a NGÉ 14 tudományterülete közül csak 8 vesz részt. Ezek között van természetesen a meteorológia is. A kutatási időszak neve: a *Nyugodt Nap Nemzetközi Éve* (International Year of the Quiet Sun = IQSY). Kezdetét 1964. április 1-re, befejezését pedig 1965. december 31-ére tervezik. A meteorológia területén valószínűleg tovább folyik az általános cirkuláció tanulmányozása, a magas légköri ózon eloszlásának vizsgálata és a kozmikus sugárzás kutatásával karöltve végzett aerológiai mérőprogram.

A CIG párizsi ülésén örömmel fogadták el a Szovjetunió tudományos akadémiájának javaslatát egy nagyarányú nemzetközi konferencia előkészítéséről, amelyen ismertetni fogják az NGE és az NGE tudományos eredményeit. A konferencia összehívására valószínűleg 1964-ben vagy 1965-ben kerül sor. (B. B.)

*

ELSŐ METEOROLÓGIAI VILÁGNAP. Három kiemelkedően nevezetes évszám van a nemzetközi meteorológia történetében: az első 1853, amikor elsőszer szerveztek az időjárás megfigyelésére nemzetközi programot; a második 1878, a Nemzetközi Meteorológiai Szervezet megalakulásának éve; a harmadik pedig 1950, a meteorológiai világegyezmény életbe-

léptetésének időpontja. 1950. március 23-án kezdte meg az új nemzetközi szervezet: a Meteorológiai Világszervezet (WMO) — most már mint kormányok közötti hivatalos szerv — a működését. Megemlékezésül erre a fontos eseményre a WMO Végrehajtott Bizottsága elhatározta, hogy ezentúl minden évben ezen a napon meteorológiai világnapot fognak tartani. Az első meteorológiai világnap megrendezésére szerte a világban 1961. március 23-án került sor. E megemlékezésnek kettős célja volt: az egyik az, hogy a nagyközönség minden országban jobban megismerje és értékelje a meteorológiának a gazdasági élet számos területén kifejtett hasznos tevékenységét; a másik pedig, hogy tájékoztatást adjon a Meteorológiai Világszervezet nemzetközi működéséről.

A magyar meteorológiai szolgálat is méltóképpen ünnepelte meg ezt a napot: *Dési Frigyes* egyetemi tanár, az Országos Meteorológiai Intézet igazgatója rádióban ismertette e nap jelentőségét, s részletes tájékoztatót kapott a sajtó is. A világnap megünneplésére a Magyar Meteorológiai Társaság is ülést tartott a pesti úri aerológiai obszervatóriumban, ahol *Béll Béla* obszervatóriumvezető méltatta a világnapnak és a Meteorológiai Világszervezet nemzetközi működésének a jelentőségét, majd ismertette az obszervatóriumban folyó munkát. Az előadás után a vendégeknek alkalmuk volt az obszervatóriumban az egyes osztályok munkáját közvetlenül is megtekinteni. Az első meteorológiai világnapot a MTESZ székházában a repülés-meteorológiai szakosztály filmvetítéssel egybekötött ülése zárta be, melyet ugyanott hangulatos vacsora követett. (B. J.)

*

HIDROLÓGIAI ELŐREJELZÉSI KONFERENCIA BUDAPESTEN.

A hidrológiai előrejelzés többször szerepelt már nemzetközi kongresszusok, vagy szemináriumok napirendjén. A Meteorológiai Világszervezet Európában legutóbb az 1957. évi belgrádi szemináriumon, a Nemzetközi Hidrológiai Szövetség az 1956. évi dijoni szimpóziumon foglalkozott vele. Az 1961. április 11—14-én Budapesten rendezett konferencia volt azonban az első alkalom, ahol kizárólagosan a hidrológiai előrejelzésekkel kapcsolatos tudományos kérdések megvitatására gyűltek össze 10 ország szakemberei.

A Magyar Tudományos Akadémia hidrológiai főbizottságának támogatásával az Országos Vízügyi Főigazgatóság és a Magyar Hidrológiai Társaság által rendezett konferencia elsősorban a Duna-medence hidrológusai közötti tudományos együttműködést kívánta szolgálni.

A konferencia öt munkabizottsági ülésén az alábbi előadások hangzottak el:

Stelczer Károly, a Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet igazgatója (Budapest) „A hidrológiai előrejelzések múltja és jelenlegi helyzete Magyarországon”,

Szesztay Károly (Budapest) „A hajózás számára készülő vízálláselőrejelzések két módszere”,

Kalinin, G. P. egyet. tanár (Moszkva) „A vízállások és a vízhozamok előrejelzése a nem permanens vízmozgás alapegyenleteinek közelítő megoldása alapján”,

Kresser W. egyet. tanár (Bécs) „A vízfolyások hosszúidejű vízhozamelőrejelzésének lehetőségei és feltételei”,

Kaczmarek Z. egyet. docens (Varsó) „A hidrológiai előrejelzések statisztikai módszerei”,

Wemelsfelder P. I. (Hága) „Naponkénti vízálláselőrejelzések a Rajnán”.

A konferencia tudományos eredményeit és határozati javaslatait a hidrológiai előrejelzéseket felhasználó szakintézmények széleskörű részvételével megtartott nyilvános beszámoló ülésén *Lászlóffy Woldemár* „A hidrológiai előrejelzések fejlesztésének szükségessége és lehetőségei” c. előadásában foglalta össze. Az ülésen a Magyar Tudományos Akadémia képviselője: *Németh Endre* egyet. tanár elnökölt, a zárszót *Dégen Imre* országos vízügyi főigazgató mondta. A hozzászólások során *Puja Frigyes* külügyminiszterhelyettes, a Dunabizottság alelnöke, *Bélay József*, a Magyar Hajózási Rt. vezérigazgatója és *Dési Frigyes* egyet. tanár, Magyarország állandó képviselője a Meteorológiai Világszervezetben, az Országos Meteorológiai Intézet igazgatója üdvözölte a konferenciát.

A konferencia munkabizottsági ülésén mintegy negyvenen vettek részt, a következő országokból: Ausztria (2), Bulgária (1), Csehszlovákia (1), Hollandia (1), Magyarország (27), Német Demokratikus Köztársaság (3), Lengyelország (1), Románia (1), Szovjetunió (2), Jugoszlávia (1). Képviseltette magát a konferencián a Meteorológiai Világszervezet (WMO), a Meteorológiai Világszervezet európai asszociációjának Hidrológiai munkabizottsága (WMO, RA-VI, WGH), a Dunabizottság és a Nemzetközi Hajózási Kongresszusok Állandó Szövetsége (AIPCN).

A konferencia résztvevői a bemutatott jelentéseken kívül megvitatták a további tervszerű együttműködés lehetőségeit is és megállapították a Duna teljes vízgyűjtőterületére kiterjedő tudományos munkaközösség megalakításának szükségességét.

A munkaközösség kétévenént tartana konferenciát, amelyet a dunai országok váltakozva hívnának össze, és amelyre a Dunamendecén kívüli országok szakemberei is meghívhatók lennének. A munkaközösség a közös földrajzi adottságokhoz kapcsolódó tudományos tapasztalatcsere intézményes biztosítását tekinti cél-

jának és semmiképp nem kívánja befolyásolni a benne képviselt országoknak a meglevő nemzetközi szervezetekkel szembeni viszonyát.

A konferencia résztvevői a munkaközösség állandó irodájának fenntartására — Magyarország központi fekvését és több mint hét évtizedes múltira visszatekintő hidrológiai szolgálatát tekintve — a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetet kérték fel.

A konferencia nyelve magyar, német és orosz volt. A jelentéseket a résztvevők — az egyik nyelven teljes terjedelemben, a másik két nyelven részletes kivonatban — előzetesen kézhez kapták. A konferencia összehívásának időszerűségét mutatja, hogy az előre felkért előadókön kívül 14 írásban benyújtott hozzászólás érkezett be, köztük V. Frolov-tól is, Párizsból: úgyszólván minden előadást igen élénk vita követett, amelynek többnyire csak az idő előrehaladott volta vetett véget.

A konferenciával kapcsolatosan rendezett kiállítás a magyar hidrológusoknak az 1886. évtől napjainkig kiadott tárgykörbe vágó munkásságát, ill. az arról külföldön megjelent ismertetéseket mutatta be. A konferenciát egy napos tanulmányút fejezte be, amelyen a Budapest feletti Dunaszakasszal és az ott tervezett vizlépéső tervével ismerkedtek meg a résztvevők.

Úgyszólván minden megvitatott kérdésnek voltak meteorológiai vonatkozásai, mégis ki kell emelnünk ebből a szempontból W. Kresser professzornak az előadását, aki a vízjárás hosszúidejű előrejelzésének lehetőségeit vizsgálva behatóan foglalkozott az időjárás periódusok elemzése terén elért eredményekkel, elsősorban a német és az osztrák kutatások alapján. Az ilyen irányú magyarországi kutatásokról Berkes Zoltán és Németh Tivadar hozzászólása tájékoztatta a konferencia résztvevőit.

A konferencia iratait tudományos intézetek, könyvtárak és folyóiratok díjmentesen megrendelhetik a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézettől (Budapest VIII., Rákóczi út 41.).

* (Szesztay K.)

MAGYAR METEOROLÓGUSOK ENSZ ÖSZTÖNDIJA. Az Országos Meteorológiai Intézet 1961-ben részt kapott az Egyesült Nemzetek segélynyújtási programjából a Meteorológiai Világszervezet keretében. Két 1 — 1 éves ösztöndíjas helyet kaptunk, melyre az Intézet vezetője Mohácsi Mária és Tölgyesi István tudományos munkatársakat jelölt ki. Mohácsi Mária a numerikus előrejelzést tanulmányozza először Angliában, majd Svédországban. Tanulmányútját 1961. január 31-én kezdte meg, néhány napot Genfben töltött, majd Angliába ment, ahol a London közelében levő Dunstableben — az angol meteorológiai szolgálat előrejelző központjában — folytatja tanulmányait.

Hat hónap múlva Stockholmba utazik és a svéd előrejelző intézetben tanulmányozza a numerikus előrejelzés elméleti és gyakorlati kérdéseit. Tölgyesi István a repülés-meteorológia területén folytat tanulmányokat, 1961. április 10-én utazott Moszkvába. Ösztöndíjas tanulmányútja első felét a Szovjetunióban tölti, majd párnapos genfi tartózkodás után október elején Angliába utazik, ahol London központi repülőterén tölti az egyéves tanulmányút második felét s 1962. április elején tér vissza hazánkba. (B. J.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG AGROMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA

február 16-án előadó ülést tartott: Osváth János, a MTA martonvásári mezőgazdasági kutató intézetének munkatársa, előadásában a mezőgazdasági és agrometeorológiai kutatásban a matematikai statisztika alkalmazásának problémáit fejtette ki. Ismertette a mezőgazdasági kutatók s az agrometeorológusok által egyaránt használt módszereket, majd rámutatott a mezőgazdasági kutatók és az agrometeorológusok által közösen végzett kísérletek során felmerülő módszertani nehézségekre is. Az előadást követő élénk vita során egyrészt kifejezésre jutott az a kívánság, hogy a közös kísérleteknél az agrometeorológus csak a kísérlet szempontjából leglényegesebb méréseket végezze, így kevesebb műszerrel is megoldható a vizsgálat; másrészt szóba került a „túlmatematizálás” veszélye is. (Kétségtelen, hogy a különböző tudományterületeken a matematika csupán eszköz, mely új ismeretek szerzéséhez segíthet bennünket, ámde azt is kétségtelennek kell tartanunk, hogy a mezőgazdasági és agrometeorológiai kutatásokban egyaránt nélkülözhetetlen eszköz. Szerk.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA 1961.

március 16-án ülést tartott a Technika Házában. Megvitatta az 1961-ben rendezendő vándorgyűlés programjának a Társaság tudományos tanácsa által március 9-én kidolgozott tématervezetét és határozatokot hozott a vándorgyűlés szervezésének részletkérdéseiben. A Pécsért tartandó vándorgyűlés időpontját a Választmány 1961. augusztus 25 — 27-ében határozta meg.

Tudomásul vette a Választmány, hogy a Társaság volt tiszteleti tagjainak névsora a titkárság a közgyűlés határozata értelmében összeállította, s a tiszteleti tagok sorának kiegészítésére a legközelebbi közgyűlésnek tesz előterjesztést. Ismertette az elnök az 1961. évi költségvetést, amelyet a Választmány jóváhagyólag tudomásul vett. Több oldalról elhangzott indítványra a Választmány elhatá-

rozta, hogy üléseit a jövőben mindig 17 óra-
kor, az előadó ülésektől függetlenül kezdi.
Végül a Választmány a főtítkár előterjeszté-
sére a Társaság tagjai sorába felvette *Ács*
Ferencet, a Beloiannisz Híradástechnikai Gyár
Klíma-laboratóriumának vezetőjét, dr. *Fehér*
Vilmos vez. főorvost, valamint *Pacséri* *Kata-*
lint, az Orsz. Meteorológiai Intézet munka-
társát. (V. E.)

*

**NÉMET REPÜLÉSI METEOROLÓGUS
TANULMÁNYÚTJA HAZÁNKBAN.** *Richard*
Lehmann, a Berlin-Schönefeld repülőtéren mű-
ködő meteorológiai szolgálat vezetője 1961.
március 20-tól 26-ig Budapesten tartózkodott,
hogy tanulmányozza a magyar repülésmeteoro-
lógiai szolgálatot és egyúttal a szolgálatainkat
közösen érdeklő kérdéseket megbeszélje. A
ferihegyi megbeszélések után megtekintette a
Központi Előrejelző Osztályt, a lőrinci, a
martonvásári és siófoki obszervatóriumot.
Az utóbbi kettő bemutatását egynapos dunán-
túli kirándulás keretébe iktattuk be. A Ma-
gyar Meteorológiai Társaság meghívására
résztvett a repülésmeteorológiai szakosztály
ismerkedési estjén is. (O. Z.)

*

**A DÉLSARKI SZOVJET KUTATÁSI ZÓNA
ÉGHAJLATÁNAK FŐBB VONÁSÁIRÓL** *Hille*
Alfréd tartott előadást a Magyar Meteorológiai
Társaság előadó ülésén, 1961. március 16-án
a Technika Házában. Röviden ismertette a
megfigyelő állomásokat szervező első és máso-
dik szovjet expedíció áldozatos munkáját.
Az időjárási megfigyeléseket és éghajlati ta-
nulmányokat végző kutatók, valamint a tech-
nikai személyzet munkája sok nehézséggel
járt, gyakran veszélyeztette a kutatók testi
épségét. Az előadó vázlatosan ismertette az
Antarktisz légcirkulációs és egyéb időjárási
tényezőit, majd az éghajlati elemek: sugár-
zás, hőmérséklet, nedvesség, szél, felhőzet,
csapadék havi eloszlását és évi középértékeit,
valamint szélsőségeit. Befejezésül a hőmérsék-
let és a hótakaró hosszú időszakra vonatkozó
változásáról szólt. (V. E.)

*

**A FÖLDKEREKSÉG FONTOSABB MIKRO-
METEOROLÓGIAI ÉSZLELŐÁRBOCAI ÉS
ÉSZLELŐTORNyai.** Az *Időjárás* 52. köte-
tében (167—172. old. 1948.) bővebben ismer-
tettük az alsó néhány száz méteres légtér
állapotának állandó mérésére és regisztrálására
szolgáló észlelőárbocokat illetőleg észlelő
tornyokat. Ennek a fontos kutatási ágnek
időközben történt fejlődéséről nyújt képet
F. Ja. Klinov szovjet meteorológus cikke a
Meteorologija i Gidrológija múlt évi 12. számá-

ban (37—42. old.) A cikkben közölt adatokból
összeállíthatók a földkerekségen jelenleg mű-
ködő legfontosabb mikrometeorológiai észlelő-
árbocok és észlelőtornyok alábbi jegyzéke:

Hely	Földfelszínfeletti magasság, méter
Szovjetunió	
Zagorszk	32
Baku	51
Leningrád	128
Kjev	180
Obinszk	310
Nagybritannia	
Blackpool	157
Leafield	90
Porton	72
Németország	
Nauen	valamivel 300 m felett
Lindenberg	90
Quickborn	172
Hoechbeck	160
Franciaország	
Párizs, Eiffel torony	305
Olaszország	
Ispra	120
Japán	
Kavaguhi	312
USA	
Hanford	132
Oak Ridge	100
Brookhaven	125
Texas államban	475

Az észlelőtornyok nagyobb részén elektro-
nikus automatizált észlelések folynak. A
Szovjetunióban olyan berendezés is van már,
amely az észlelt adatokat számítógépben
azonnal fel is dolgozza. Az időszakosan meteoro-
lógiai célokra is felhasznált antenntornyok
száma ennél még nagyobb: az idézett közle-
mény 38. oldala szerint turbulencia észlelé-
sekre már 49 olyan létesítmény áll rendel-
kezésre, amelyek 300 m-nél magasabbak.

*

(A. L.)

**A MMT ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAK-
OSZTÁLYA** 1961. április 18-án előadó ülést
rendezett a Technika Házában. *Frank* *Miklós*
kandidátus, az ORFI belgyógyász-főorvosa
tartott előadást a *fotokémiai módszereken alapuló*
újfajta UV-sugárzásmérő készülékről. Az előadó
röviden összefoglalva az UV-sugárzás foto-
kémiai úton történő meghatározásának mód-
szereit, pontosan körvonalazta az UV-sugár-

zámérővel szemben támasztott kívánalmakat, majd bemutatta saját szerkesztésű mérőeszközét, rámutatva annak előnyeire (olesó, hordozható, könnyen kezelhető) s a műszer tervezésének nehézségeire, végül a mérések eddigi eredményeit ismertette.

A vetített képekkel kísért, magasszínvonalú előadást élénk vita követte, melynek során *Kántor* Károly a készülékben alkalmazott Beckström-szűrő kémiai állandóságáról a KFKI-ban végzett ellenőrző vizsgálat eredményére, *Takács* Lajos a műszer könnyen kezelhetőségére és fontos eredményként a szűrőfolyadék kémiai állandóságára, *Béll* Béla a készülék biometeorológiai fontosságára mutatott rá és sürgette a műszer mielőbbi forgalombahozatalát. *Galló* Vilmos a több készülékkel történt párhuzamos mérések hibaszázalékáról érdeklődött, *Kérdő* István pedig az új műszerrel történő UV-sugárzásméréseknek a „Korányi” tbc-szakcsoport meteoropathológiai és klimatopathológiai mérőprogramjába leendő felvételét ajánlotta; ez egyúttal az ország különböző helyein az UV-sugárzás feltérképezését is jelentené.

Az előadó vitazáró válaszában kifejtette, hogy bár a készülék iránt külföldről is komoly érdeklődés mutatkozik, egyelőre a sorozatgyártás — *vállalkozó hiányában* — nem kezdhető el. Kérte az Orsz. Meteorológiai Intézet és a Meteorológiai Társaság ez irányú segítségét. A nagy figyelemmel kísért előadást és a vitában elhangzottakat *Schulhof* Ödön kandidátus, az Orsz. Balneológiai Kutató Intézet igazgatója, az Orvosmeteorológiai szakosztály elnöke méltatta és zárta be. (Ö. I.)

*

VÁLTOZIK-E AZ ÉGHAJLAT? címmel a meteorológusokat, mezőgazdákat és a közbéleményt egyaránt érdeklő kérdésről tartott

előadást *Berkes* Zoltán a Magyar Meteorológiai Társaság 1961. április 13-i ülésén. Foglalkozott Közép-Európa éghajlatának az utóbbi 200 évben tapasztalt változásaival. Az éghajlatingadozásra vonatkozó megállapításait 50—50 évi középértékek alapján mutatta be az előadó — saját kutatásai részleteként. Megállapítása szerint a tél melegebb és csapadékosabb, a nyár hűvösebb, a tavasz szárazabb, mint az elmúlt 100 év átlagában. Összehasonlította Bécs, Budapest, Debrecen hőmérséklet és csapadék adatait, a csapadék területi eloszlását és ezen elemek szekuláris változásait. Szólt a Sarkvidék melegedését bizonyító jelenségekről, Térképek és ábrák bemutatásával szemléltette a légnomás változásának periódikus ütemét és összefüggését a naptevékenységgel.

A változások és éghajlatingadozás magyarázatát keresve ismertette a legújabb, illetve legismertebb elméleteket, amelyek szerint a hőmérséklet emelkedése összefügg a naptevékenységgel. Lehetséges ok még a légkör növekvő széndioxid készletének hatása. A széndioxid ugyanis fokozott mértékben átengedi a Nap sugárzását, ugyanakkor a visszaverődő sugárzást elnyeli.

Az előadást követő élénk vitában többek között *Hajósy* Ferenc, *Béll* Béla, *Hille* Alfréd, *Láng* Sándor, s az elnöklő *Bacsó* Nándor vetett föl az éghajlatingadozás és éghajlatváltozás magyarázatával, ill. értékelésével kapcsolatban figyelemre méltó szempontokat. (V. E.)

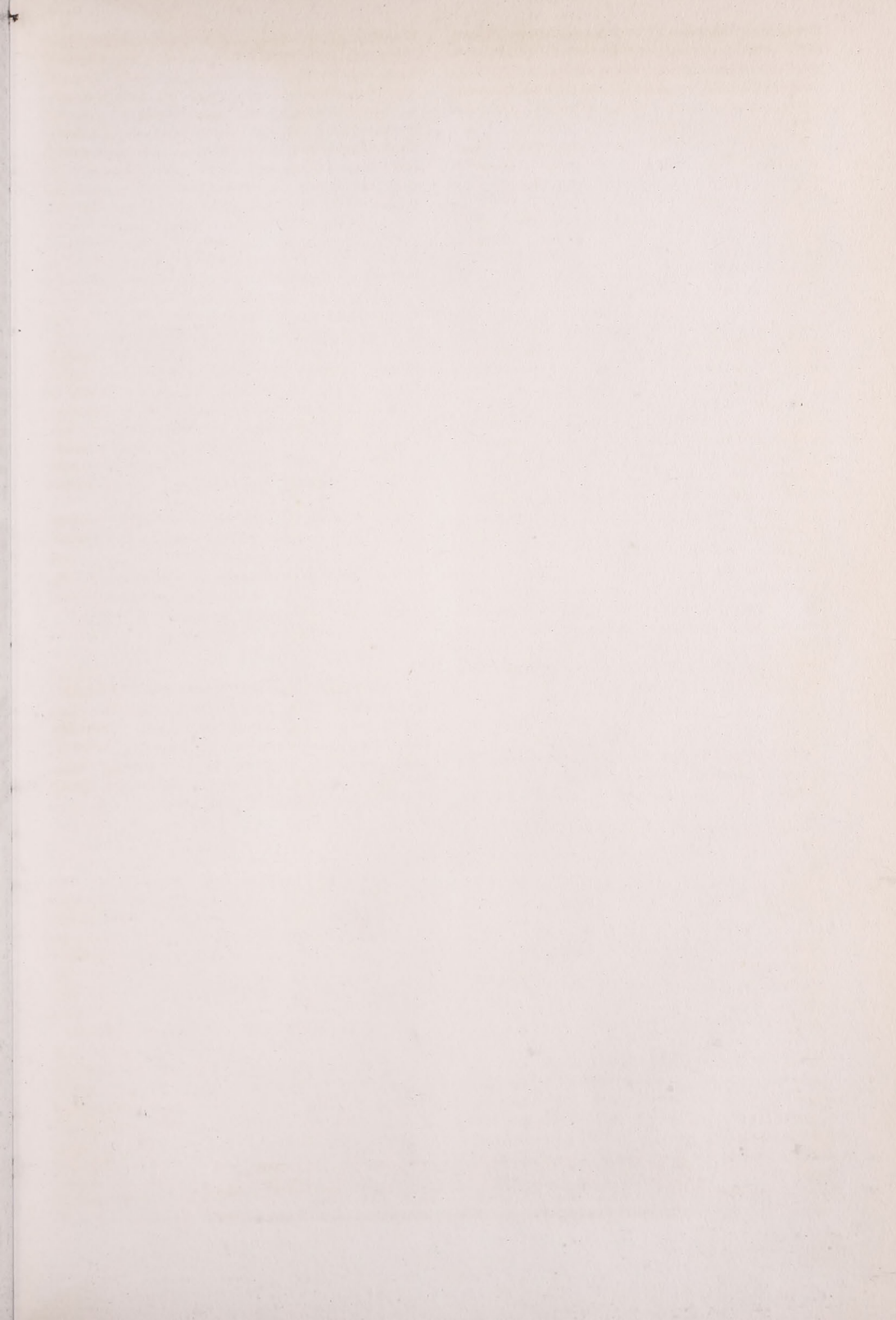
*

A MMT REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA 1961. április 27-én délután bemutatta a Magyar Meteorológiai Társaság tagjainak s vendégeiknek a ferihegyi repülőtérre, majd a megjelentek — mintegy kétszázan — a MALEV meghívására Budapest fölötti körrepülésen vettek részt. (V. E.)

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban — 612095 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)



INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

<i>Hremov, S. P. (Moscow)</i> : On the dynamics of the intertropical zone of convergence	65
<i>Mészáros, E. — Wirth, E.</i> : Спектральное распределение дождевых капель выпадающих из кучевых облаков.....	80
<i>Kasnevi, P. — Jaho, S. (Tirana)</i> : Некоторые характеристики условий температуры и осадков в Албании	86
<i>P. Szalay, G.</i> : Air currents in Hungary with large scale weather situations of N- and S-steering.....	93
<i>K. Tóth, E.</i> : Problems of the heat exchange of the soil in Hungary....	99
<i>Endrődi, G.</i> : The effect of the relief on the march of temperature in the Tihany peninsula	105
<i>Kiss, I.</i> : Vegetational coloration of snow-surfaces.....	110
<i>Pápai, L.</i> : The determination of the exchange coefficient over Budapest.....	113
<i>Bartha, L. jr. — Gauser, K.</i> : Connections between meteoric dust and the precipitation.....	119
L I T E R A T U R E	
<i>Исаев, Е. А.</i> : Каталог синоптических процессов над Атлантическим Океаном и Евразией (<i>Péczely, G.</i>)	121
<i>Lauscher, A. — Lauscher, F. — Printz, A.</i> : Die Phänologie Norvegens I-II. (<i>Szakály, J.</i>).....	121
Физический энциклопедический словарь (<i>Aujeszky, L.</i>)	122
C H R O N I C L E	124