

# IDŐJÁRÁS

---

6

1961. NOVEMBER—DECEMBER

---

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. HRMOV (Moszkva)  
S. JAHO (Tirana)  
Dr. KAKAS J. szerkesztő  
P. KASNECI (Tirana)  
Dr. KÉRI M.  
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)  
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)  
Prof. dr. J. LUGESTON (Zürich)  
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)  
Prof. dr. W. OKOLOWICZ  
(Warszawa)  
Dr. OZORAI Z.  
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)  
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)  
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)  
Prof. dr. F. STEINHAUSER  
(Wien)

\*

## SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

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

\*

## ELŐFIZETÉS:

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

\*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

## TARTALOM

- Bodolai István:* О вертикальной составляющей уравнения вихря (Az örvényességi egyenlet vertikális összetevőjéről).... 321
- Borbély Edit:* Die Tropopause über Budapest (A tropopauza Budapest fölött) ..... 326
- Barát József—Tóth Pál:* Ein mechanisches Hilfsgerät zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre (Mechanikus számológéddel a szabadlégköri hőmérsékleti advekciónak meghatározására).... 333
- Pápainé Szalay Gabriella:* Légáramlás Magyarországon zónális irányítású makroszinoptikus helyzetekben ..... 338
- Endrődi Gabriella:* Hideg légtavak a Tihanyi-félszigeten ..... 345
- Németh Tivadar:* A hőmérséklet és földmágneses térerősség összefüggéséről..... 351
- Béll Béla:* Szélmérés között léggömbökkel..... 355
- Saikó János:* Az 1961. február 15-i napfogyatkozás hatása az ionoszféra-rétegekre..... 361
- Péczely György:* Adatok a Balaton-helyi szélrendszeréhez ..... 362
- Dobosi Zoltán:* Megjegyzések az albedó klimatológiai alkalmazásához ..... 364
- Bognár Károly—Kozma Ferenc:* Együttes szőlőgyümölcsstermesztés mikrometeorológiai vizsgálatáról ..... 366
- Aujeszky László:* A maximum- és minimum-hőmérsékleti térképek közvetlen prognosztikai felhasználásának kérdése ..... 370

## IRODALOM

- Grubich Vilmos:* Az időjárás és az ember (*Predmerszky T.*) ..... 371
- Stoenescu, S. M. (szerk.):* A Román Népköztársaság éghajlata II. köt. Éghajlati adatok (*Péczely Gy.*) ..... 372
- Szamojlenko, V. Sz.:* A tengerek hőrendszerének kialakulása (*Antal E.*)..... 373
- KRÓNIKA ..... 374

I. Bodolai (Budapest):

## О вертикальной составляющей уравнения вихря

*On the Vortex-Tube Term in the Vorticity Equation.* By an investigation of the order of magnitude of the vortex-tube term in the vorticity equation, it is shown that the vortex-producing influence of this term may become, within the areas of frontal zones, of importance. Taking into account the occurrence of the ascending air current produced by viscosity in the frontal zone, it is demonstrated that, for a given latitude, the vortex-tube term is, in first approximation, proportional to the inclination of the frontal surface, and inversely proportional to atmospheric pressure.

\*

В современной динамической и синоптической метеорологии для анализа изменений давления и вихря скорости применяется уравнение вихря. Согласно этому индивидуальное изменение по времени вертикальной составляющей вихря скорости:

$$\frac{d\Omega}{dt} = \frac{l}{T} \left( u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) - \beta v - (\Omega + l) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (1)$$

где  $\Omega = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$  — вертикальная составляющая вихря скорости;  $t$  — время;  $u, v, w$  — составляющие скорости ветра в правой системе координат, в которой ось  $x$  лежит в направлении касательной к широтному кругу;  $l = 2\omega \sin \varphi$  — параметр Кориолиса;  $u_g, v_g$  — составляющие геострофического ветра;  $T$  — температура;  $\beta = \partial l / \partial y$  — изменение параметра Кориолиса вдоль меридиана.

По уравнению (1) индивидуальное изменение по времени вертикальной составляющей вихря скорости определяется геострофической адвекцией температуры, изменением параметра Кориолиса вдоль меридиана, горизонтальной дивергенцией скорости ветра и пространственным распределением составляющих скорости.

При качественном анализе изменения вихря во времени некоторыми членами уравнения (1) пренебрегают; так, между прочим, не принимают во внимание из-за причин порядка величин член, содержащий влияние вертикальной составляющей

$$\left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_w = \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z}. \quad (2)$$

Роль этой составляющей, согласно прежним качественным исследованиям, значительна только в особых орографических условиях.

Порядок величин членов уравнения (1)  $10^{-11} - 10^{-10}$  [1, 2]. Этого порядка величин вообще достигают также оба члена правой части

выражения (2); и так как знак изменения по высоте составляющих скорости  $u$  и  $v$  в известных случаях противоположен, влияние этих двух факторов может суммироваться. Поэтому вызывающим вихрь влиянием вертикальной составляющей можно пренебрегать не во всех случаях.

В дальнейших исследуется роль вертикальной составляющей в возникновении вихря во фронтальных зонах.

Вызывающее вихрь влияние пространственного распределения составляющих скорости может играть важную роль во фронтальных зонах, где изменение по высоте горизонтальных составляющих скорости значительно вследствие сильной адвекции температуры. Наряду с упорядоченным восходящим движением, обусловленным конвергенцией течений, возникает и так называемое фронтальное восходящее течение, связанное с внутренним трением в зоне фронта. Как теоретически было доказано А. Ф. Дюбюком [3], фронтальное восходящее течение является функцией горизонтального температурного контраста, его порядок величин достигает 10 см/сек. Следовательно, во фронтальных зонах порядок величин членов, составляющих выражение (2), следующий :

$$\Pi \left( \frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial w}{\partial y} \right) = \frac{10 \text{ cm/sec}}{100 \text{ km}} = 10^{-6} \text{ sec}^{-1};$$

$$\Pi \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \frac{1 \text{ m/sec}}{1 \text{ km}} = 10^{-3} \text{ sec}^{-1},$$

т. е. вертикальная составляющая выражается членами порядка величины  $10^{-9}$ .

По нашим опытным вычислениям, основанным на наблюдаемых в действительности данных, порядок величин выражения (2) — в зависимости от знака — во фронтальных зонах во многих случаях достигает  $10^{-10}$ , в отдельных случаях даже  $10^{-9} \text{ сек}^{-1}$ . В виду этого влияние вертикальной составляющей может иметь решающее значение для индивидуального изменения вихря.

В целях дальнейшего анализа напишем уравнение (2) в системе координат  $x, y, p$ :

$$\left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_{\tau} = \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}, \quad (3)$$

где  $\tau = dp/dt$ . Если,  $w > 0$ , то  $\tau < 0$ , и наоборот.

Предположим, что во фронтальной зоне ветер в первом приближении изменяется по высоте так, как геострофический ветер. Тогда, как известно

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{f p} \frac{\partial T}{\partial y}; \quad \frac{\partial v}{\partial p} = -\frac{R}{f p} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (4)$$

где  $R$  — универсальная газовая постоянная,  $T$  — температура.

Подставляя выражения (4) в уравнение (3) получим :

$$\left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_{\tau} = \frac{R}{f p} \left( \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} \right). \quad (5)$$

Теоретические результаты Дюбука [3] и наши собственные исследования [4, 5] показывают, что в развитых фронтальных зонах восходящее движение, происходящее из фронтального трения, может превышать вергентное восходящее течение на один порядок величины. Поэтому в дальнейшем мы принимаем во внимание только вертикальное восходящее движение, вызванное фронтальным трением, которое является линейной функцией горизонтального температурного контраста, на изобарических поверхностях, т. е.

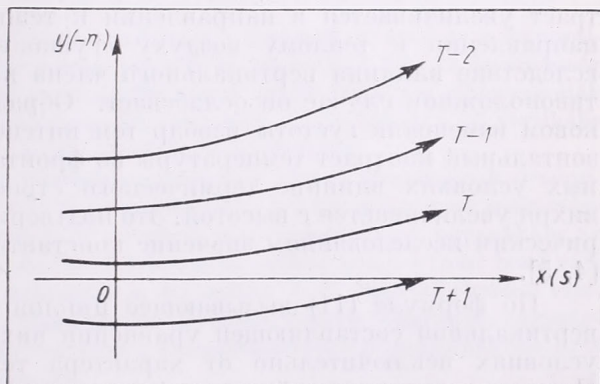
$$\tau = k \cdot T_v, \quad (6)$$

где  $k$  — коэффициент пропорциональности, зависящий от высоты (давления),  $T_v$  — горизонтальный температурный контраст в направлении нормали фронтальной зоны:

$$T_v = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}. \quad (7)$$

Если подставить выражения (6), вернее (7), в уравнение (5) и продифференцировать, получим следующее уравнение:

$$\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_\tau = \frac{Rk}{l_p T_v} \left[ \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + 2 \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y} \right]. \quad (8)$$



1. ábra. Az  $s$  és  $n$  természetes koordinátákra való áttérés.

Рис. 1. Переход на натуральные координаты  $s$  и  $n$ .

В целях более удобного физического анализа целесообразно представить уравнение (8) в натуральных координатах. За натуральные координаты мы выбираем касательную  $s$  к изолинии  $T = \text{const.}$ , т. е. к изотерме (это направление вообще параллельно фронту) и нормаль к изолинии  $T = \text{const.}$  Соответственно этому положительное направление оси  $x$  должно лежать в направлении касательной к кривой  $T = \text{const.}$  Направление оси пусть будет положительным, если меньшие значения  $T$  находятся слева от оси; за положительное направление оси  $y$  берем направление отрицательной нормали к изотерме (отрицательного асцендента). Таким образом координата  $x$  соответствует координате  $s$ , а координата  $y$ , соответствует координате  $(-n)$  (рис. 1).

Входящие в уравнение (8) производные в натуральных координатах будут иметь следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{\partial s} = 0; \quad \frac{\partial T}{\partial y} = - \frac{\partial T}{\partial n}; \quad \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 T}{\partial n^2}; \\ \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y} = - \frac{\partial^2 T}{\partial s \partial n}; \quad \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial n}. \end{aligned} \quad (9)$$

На основании этих выражений уравнение (8) получает такую форму:

$$\left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_v = \frac{Rk}{l p T_v} \left[ \left( \frac{\partial T}{\partial n} \right)^2 \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right]. \quad (10)$$

Так как  $\partial T / \partial n = T_v$ , то

$$\left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_v = \frac{Rk}{l p} T_v \frac{\partial T_v}{\partial n}. \quad (11)$$

По уравнению (11) во фронтальной зоне вертикальный член индивидуального образования вихря на данной географической широте прямо пропорционален горизонтальному градиенту температуры и изменению градиента, измеренного в направлении к теплomu воздуху, и обратно пропорционален давлению воздуха.

Если  $\partial T_v / \partial n > 0$ , т. е. если горизонтальный температурный контраст увеличивается в направлении к теплomu воздуху (изотермы в направлении к теплomu воздуху сгущаются),  $(d\Omega/dt)_v > 0$ , т. е. вследствие влияния вертикального члена вихрь усиливается; в противоположном случае он ослабевает. Образование вихря при одинаковом изменении густоты изобар тем интенсивнее, чем сильнее горизонтальный контраст температуры во фронтальной зоне. При идентичных условиях влияние термического строения фронта на развитие вихря увеличивается с высотой. Это подтверждается и тем, что по эмпирическим исследованиям значение константы  $k$  с высотой тоже растет [4, 5].

По формуле (11) вызывающее циклон или антициклон влияние вертикальной составляющей уравнения вихря зависит при принятых условиях исключительно от характера термического поля фронта. Поэтому вертикальный член индивидуального образования вихря может вызвать возникновение циклонов или антициклонов одинаково и на холодных и на теплых фронтах. Так как зависимость (11) относится к изобарической поверхности, интенсивность образования вихря тем больше, чем толще тот слой воздуха, в котором существуют определенные уравнением условия.

На основе результатов *С. И. Титова* [6] можно дать зависимости (11) наглядное истолкование. *Титов*, исследуя динамические условия атмосферных фронтов в своей формуле, определяющей угол наклона фронта получил выражение, подобное (11). Он доказал, что если во фронтальной зоне температурный контраст увеличивается, то растет и значение производной  $\partial T_v / \partial n$ . Увеличение этих двух факторов вызывает рост и угла наклона фронта.

Учитывая результаты *Тумова* по уравнению (11) вертикальный член индивидуального образования вихря во фронтальной зоне на данной географической широте прямо пропорционален наклону фронтальной поверхности и обратно пропорционален давлению воздуха. Последнее утверждение означает, что при одинаковом угле наклона вызывающее вихрь влияние вертикальной составляющей значительно на более высоких изобарических поверхностях.

Изложенное влияние вертикальной составляющей на индивидуальное изменение вихря может считаться только первым приближением. При выводе мы предполагали, что ветер изменяется с высотой по геострофическому закону; но действительный ветер, вследствие ускорений возникающих во фронтальной зоне, чаще всего отклоняется от геострофического ветра.

#### I R O D A L O M — L I T E R A T U R A

- [1] *Raethjen P.*: Dynamik der Zyklonen. Leipzig, 1953.
- [2] *Panofsky H.*: Introduction to Dynamic Meteorology. Pennsylvania, 1956.
- [3] *Дюбок А. Ф.*: О вертикальных движениях в областях движущихся фронтов. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 9. 1956.
- [4] *Bodolai I.*: Опыт количественного прогноза осадков при прохождении холодного фронта. Метеорология и гидрология № 12. 1959.
- [5] *Bodolai I.*: Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фронта. Időjárás, 1960—1.
- [6] *Tumov C. H.*: О динамическом условии на атмосферных фронтах. Метеорология и гидрология № 4. 1961.

✱

### AZ ÖRVÉNYESSÉGI EGYENLET VERTIKÁLIS ÖSSZETEVŐJÉRŐL

A nyomás- és örvényességváltozás analizésére a korszerű dinamikus és szinoptikus meteorológiában az (1) örvényességi egyenletet használják fel. Az örvényesség időbeli változásának analizésénél nagyságrendi okok miatt általában elhanyagolják a vertikális összetevő hatását tartalmazó (2) kifejezést. A tanulmány a (2) vertikális összetevő örvénykeltő szerepét vizsgálja frontálzónák területén.

A (2) kifejezésben szereplő sebességkomponensek térbeli eloszlásának örvénykeltő hatása fontos szerephez juthat frontálzónákban, ahol e komponensek magassággal való változása az erős hőmérsékleti advekcio miatt jelentékeny, ugyanakkor az áramlási vergenciából származó rendezett feláramlás mellett fellép a front belső sűrűdése által előidézett frontális feláramlás is. Ez utóbbi *A. F. Gyubjuk* elméleti vizsgálatai szerint [3] a horizontális hőmérsékleti kontraszt lineáris függvénye, nagyságrendje eléri a 10 m/sec-ot. Ennek hatására a vizsgált összetevő frontálzónákban  $10^{-9}$  nagyságrendű tagokból tevődik össze.

A (2) kifejezés  $x$ ,  $y$ ,  $p$  koordináta rendszerben a (3) alakú formát ölti. Ha feltételezzük, hogy első közelítésben a szél a geostrofikus törvénynek megfelelően változik a magassággal (4), akkor az örvényesség vertikális tagjára az (5) egyenletet nyerjük. Ha tekintetbe vesszük, hogy a frontális sűrűdésből származó feláramlás mellett a vergenciális feláramlás elhanyagolható, és az előbbi a hőmérsékleti kontraszt lineáris függvénye (6), akkor a vertikális összetevőre a (8) egyenletet nyerjük. Ha ezt az egyenletet  $s$  és  $n$  természetes koordinátákban fejezzük ki, ahol  $s$  az izotermákhoz vont érintő,  $n$  pedig az izotermák normálisának iránya, akkor a (11) egyenletre jutunk.

A (11) szerint frontálzónákban az individuális örvényképződés vertikális tagja azonos földrajzi szélességen egyenesen arányos a horizontális hőmérsékleti gradienssel és e gradiensnek a meleg levegő irányába eső változásával, fordítottan arányos a légnyomással. Ha az izotermák a meleg levegő irányában sűrűsödnek, akkor az örvény

erősödik és viszont. Az örvényképződés mértéke azonos izoterma sűrűségváltozás mellett annál intenzívebb, minél erősebb a hőmérsékleti kontraszt. Az individuális örvényképződés vertikális tagja mind hideg, mind meleg frontokon egyaránt eredményezhet ciklon-, illetve anticiklonképződést. Az örvényképződés intenzitása annál nagyobb, minél vastagabb légrétegben alakulnak ki az egyenlet által meghatározott feltételek.

A (11) összefüggésnek Sz. I. Tyitov eredményei alapján [6] szemléletes értelmezését adhatjuk. E szerint (11) alapján frontálzónában az individuális örvényképződés vertikális tagja azonos földrajzi szélességen egyenesen arányos a frontfelület hajlásával, fordítottan arányos a légnomással. Ez utóbbi azt jelenti, hogy azonos hajlásszög mellett a vertikális összetevő örvénykeltő hatása a magasabb izobárfelületeken jelentősebb.

Az örvényesség individuális változását befolyásoló vertikális komponens fenti értelmezése csak első közelítésnek tekinthető, mert a levezetés során feltételeztük, hogy a szél a geosztrifikus törvénynek megfelelően változik a magassággal, holott a tényleges szél a fellépő gyorsulások miatt frontálzónákban tér el leginkább a geosztrifikustól.

E. Borbély (Budapest):

## Die Tropopause über Budapest

*Тропауза над Будапештом.* Работа представляет статистическое исследование данных о тропопause за период 1951—1960. Обработка производилась на основе данных 2446 будапештских радиозондовых подъемов. Приводятся месячные и годовые средние значения температуры и высоты тропопause и квадратичный разброс этих значений для отдельных месяцев. Распределение повторяемости дано по сезонам и за год. Кривая распределения для высот растянута к более низким значениям (левая искаженность); кривая распределения для температур растянута к более высоким значениям (правая искаженность). Наконец дается классификация типов тропопause, употребляемая в настоящее время в телеграммах «Темп». Самая большая повторяемость имеется у первого типа, который наблюдается в 64% случаев. За ним следует третий тип; остальные наблюдаются с уменьшающейся повторяемостью.

\*

Die Untersuchungen wurden mit der Zielsetzung durchgeführt, eine klimatologische Verarbeitung auf Grund der zwischen 1951 und 1960 in Budapest ausgeführten Radiosonden-Aufstiege vorzunehmen. Dieses Jahrzehnt entspricht der von der Meteorologischen Weltorganisation vorgeschriebenen aeroklimatischen Zeitperiode.

In Ungarn wurde im Jahre 1951 mit der systematischen täglichen Radiosondierung begonnen. Ab 1953 hatten wir täglich 2 und seit 1959 täglich 4 Aufstiege. In dieser Bearbeitung werden, um Strahlungsfehler auszuschalten, nur nächtliche Aufstiege verwendet. Nächtliche Aufstiege wurden bis April 1957 um 03 GMT, seither um 00 GMT ausgeführt.

In dieser Bearbeitung werden Monats- und Jahresmittelwerte für die Höhe und für die Temperatur der Tropopause errechnet, weiter wird die Häufigkeitsverteilung dieser Werte und der auftretenden Tropopausentypen untersucht und Masszahlen für die Streuung der Monatsmittelwerte hergestellt.

Im Laufe der zehn Jahre wurden 3630 nächtliche Radiosonden-Aufstiege durchgeführt. Davon wurde die Tropopause in 2446 Fällen, d. h. in 67% aller Messungen, erreicht. In Tafel I. wird die Verteilung dieser Aufstiege auf die verschiedenen Monate

des untersuchten Jahrzehnts dargestellt. Bei einer früheren, fünfjährigen Bearbeitung [1] wurde eine ähnliche Tabelle veröffentlicht, in welcher die Fälle aus den Jahren 1953 bis 1957 enthalten sind. Das ist freilich nur eine Teilmenge des jetzt bearbeiteten, zehnjährigen Materials, doch findet man zwischen den beiden Zusammenstellungen nur geringe Abweichungen. Der Grund derselben kann darin erkannt werden, dass bei der Bearbeitung des 5-jährigen Materials nur ein kleinerer Teil der Aufstiege herangezogen wurde. Damals wurden namentlich nur solche Aufstiege verwendet, welche eine Höhe von 2 km über der Tropopause erreichten. Bei der gegenwärtigen Verarbeitung sind auch solche Aufstiege beachtet worden, bei welchen die volle Höhe von 2 km oberhalb der Tropopause nicht erreicht wurde, aber eine Abnahme des Temperaturgradienten auf 2°/km oder auf einen noch geringeren Wert festgestellt werden konnte und somit das Vorhandensein der Tropopause in dieser Schicht anzunehmen war.

Die geringsten Werte in Tafel I. fallen auf das Jahr 1953. Die Erklärung dafür liegt in dem Umstand, dass zu den Aufstiegen Ballone von 300 gr Gewicht verwendet

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

A tropopauzát elért felszállások száma

Zahl der die Tropopause erreichten Aufstiege

	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	Σ
I.	22	19	15	16	24	26	23	26	25	25	221
II.	25	15	14	15	24	17	18	27	23	27	205
III.	21	17	6	28	22	26	17	31	29	28	225
IV.	25	13	2	27	25	17	15	30	27	22	203
V.	18	17	8	28	21	26	15	25	28	25	211
VI.	15	27	9	26	24	27	16	24	24	29	221
VII.	12	16	9	28	19	27	23	19	23	30	206
VIII.	12	12	6	23	20	17	17	23	24	28	182
IX.	10	7	9	23	19	17	18	20	21	27	171
X.	18	17	11	22	22	24	25	23	22	26	210
XI.	12	21	7	22	23	6	23	21	22	28	185
XII.	8	15	7	20	26	24	29	24	26	27	206
Év — Jahr	198	196	103	278	269	254	239	293	294	322	2446

wurden und dieselben in sehr geringen Höhen schon zerplatzten. Ab 1954 findet man schon grössere Werte: die Zahl 200 wird alljährlich übertroffen, und für 1961 hat man sogar 322 Fälle, d. h. 88 % der Gesamtzahl der jährlichen Aufstiege.

Im Nachfolgenden werden die zehnjährigen Monatsmittel für Tropopausenhöhe und Tropopausentemperatur, sowie Masszahlen der Streuung und die absoluten Maximal- und Minimalwerte zusammengestellt (Tafel II. und III). In den zehnjährigen Mittelwerten von Höhe und Temperatur (*M*) zeigt sich ein entschiedener jährlicher Gang. Bei der Höhe fällt das Minimum auf den Februar und das Maximum auf den September. Bei der Temperatur fallen die Extremwerte auf Januar und Juli. In Zusammenhang mit diesen Untersuchungen müssen zwei Umstände beachtet werden. Der eine bezieht sich auf das Winterminimum und Herbstmaximum im Jahresgange des Luftdruckes, das auf einen Einfluss der allgemeinen Zirkulation hinweist (dynamische Einwirkung); der andere besteht in der sommerlichen Erhöhung und winterlichen Abnahme der Temperaturen (thermische Einwirkung). Beim Luftdruck spielt im Zustandekommen des Winterminimums auch die Tatsache eine Rolle, dass die Laufbahnen der polaren Zyklonen im Winter etwas nach den gemäßigten Breiten verschoben werden, wodurch eine vorherrschend tiefere Lage der

Tropopause verursacht wird. Im Herbst hingegen, hauptsächlich in September, treten häufig Antizyklonen auf, welche zu einer hohen Lage der Tropopause führen. Bei der Temperatur ist das Julimaximum und das Januarminimum wahrscheinlich rein thermischen Einflüssen zuzuschreiben.

Die Masszahlen der Streuung (*S*) betragen bei der Höhe Werte, die um 1000 m liegen. Der höchste Wert ergibt sich im Januar: 1424 m, der niedrigste Wert beträgt 1024 m und kommt öfter vor in den Frühlings- und Herbstmonaten. Die Abweichung zwischen Maximal- und Minimalwert beläuft sich ungefähr auf 30%. Die Schwankungen der Temperaturwerte liegen um 5–6°. Im März tritt der grösste Wert auf, 6,12°C, und im August der geringste, 4,52°C. Die Abweichung dieser beiden Werte ist eine 25 %-ige. Auch diese Unterschiede können aus der lebhafteren Zyklonentätigkeit des Winterhalbjahrs erklärt werden. Zur Ermittlung der Streuungswerte wurde bei der Höhe eine Stufeneinteilung von 400 m, bei der Temperatur eine solche von 2° verwendet.

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

**A tropopauza magasságának (geopot. dekaméter) jellemző értékei Budapesten**

*Charakteristische Werte der Höhe (geopot. Dekamet.) der Tropopause in Budapest*

	M	S	H <sub>max</sub>	H <sub>min</sub>
I.	1007	142	1342	680
II.	1001	141	1313	622
III.	1009	130	1377	527
IV.	1024	120	1345	662
V.	1085	102	1343	770
VI.	1122	102	1406	731
VII.	1132	104	1490	845
VIII.	1143	102	1497	886
IX.	1150	106	1415	853
X.	1129	133	1490	772
XI.	1085	122	1402	800
XII.	1044	121	1391	660
Év—Jahr	1075	132	1497	527

III. TÁBLÁZAT — TABELLE III.

**A tropopauza hőmérsékletének (C°) jellemző értékei Budapesten**

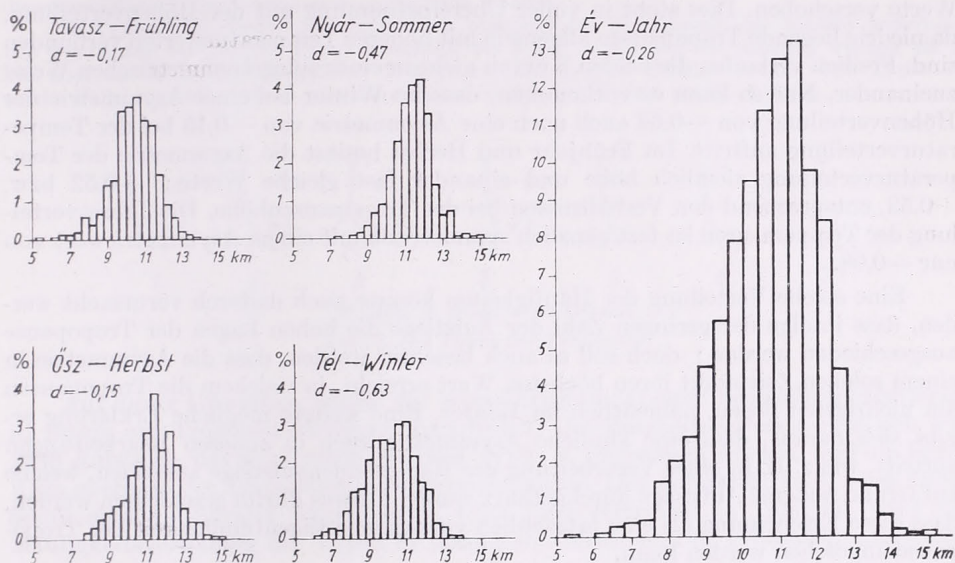
*Charakteristische Werte (C°) der Temperatur der Tropopause in Budapest*

	M	S	T <sub>max</sub>	T <sub>min</sub>
I.	−61,2	6,1	−46,0	−75,0
II.	−61,1	6,0	−46,0	−78,0
III.	−60,1	6,1	−37,0	−78,2
IV.	−59,1	4,9	−45,0	−75,1
V.	−58,3	5,0	−39,6	−70,9
VI.	−55,8	5,0	−38,3	−71,0
VII.	−53,1	4,8	−39,6	−64,6
VIII.	−54,8	4,5	−39,6	−67,0
IX.	−57,2	5,0	−44,8	−70,7
X.	−59,2	6,0	−44,5	−72,7
XI.	−60,5	5,4	−45,3	−73,0
XII.	−60,5	5,8	−43,7	−77,0
Év—Jahr	−58,5	5,9	−37,0	−78,2

Aus der Untersuchung der Maximal- und Minimalwerte ergibt sich, dass Tropopausenhöhe und Tropopausentemperatur sich in sehr weiten Grenzen verändern können. Die möglichen Werte für die Höhe liegen zwischen 5000 und 15 000 m, die der Temperatur zwischen −37° und −78°.

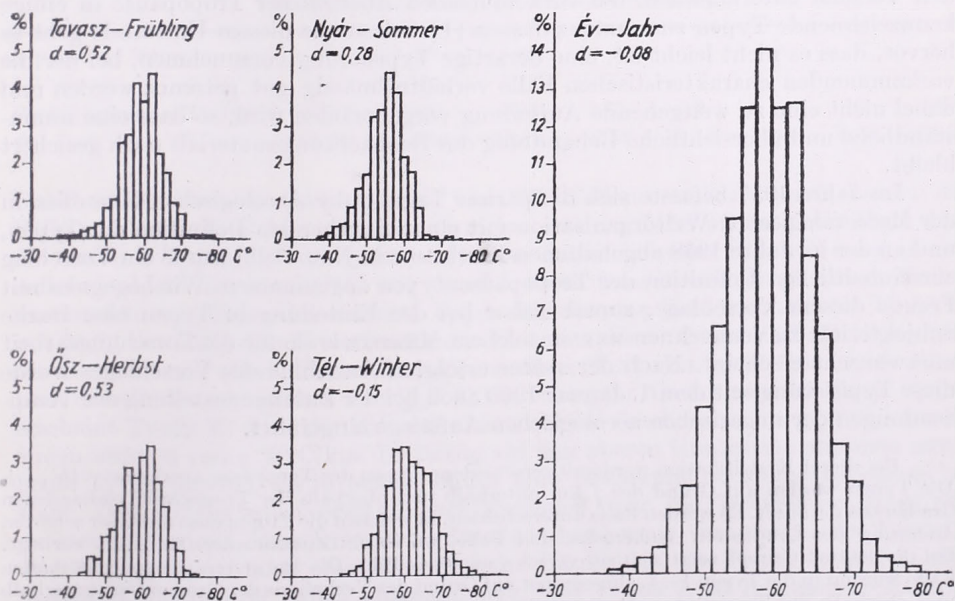
Die Häufigkeitsverteilungen für Höhe und Temperatur der Tropopause werden in *Abb. 1.* und *2.* dargestellt. Dieselben wurden in jahreszeitlicher und jährlicher Zusammenfassung angegeben, und auch die Masszahlen der Asymmetrie wurden errechnet. Bei der Höhe besitzen alle Jahreszeiten und auch die jährliche Verteilung eine linksseitige Asymmetrie und die Masszahlen der Verzerrung haben einen negativen Wert, somit würde eine das Histogramm von oben einhüllende Kurve auf der linken Seite weniger steil verlaufen, als auf der rechten Seite. Somit verzieht sich das Histogramm mehr zur Seite der niedrigen Werte. In den Abbildungen wurden die Masszahlen der Asymmetrie durch den Buchstaben *d* bezeichnet. Die Asymmetriewerte für Frühjahr und Herbst sind sehr schwach und fast einander gleich: −0,17 bzw. −0,15; somit liegt die Verteilung nahe zur Normalen und kann als eine Gauss'sche Verteilung aufgefasst werden. Von der Verteilung der Höhenwerte in den beiden anderen Jahreszeiten kann dies nicht mehr behauptet werden. Dies geht in gleicher Weise aus den Abbildungen wie auch aus den Masszahlen hervor. Am gröss-

ten ist die Asymmetrie bei der winterlichen Verteilung:  $-0,63$ . Hier tritt die Verzerrung in der Richtung der niedrigeren Werte viel ausgesprochener in Erscheinung. In der Jahresverteilung wird die grosse Asymmetrie im Winter und Sommer durch



1. ábra. A tropopauza magasságának gyakorisági eloszlása (1951–1960)

Abb. 1. Die Häufigkeitsverteilung der Tropopausenhöhe (1951–1960)



2. ábra. A tropopauza hőmérsékletének gyakorisági eloszlás (1951–1960)

Abb. 2. Die Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur (1951–1960)

den Einfluss der beiden anderen Jahreszeiten teilweise aufgehoben, so ergibt sich nur ein Wert von  $-0,26$  für das Jahr.

Die Temperaturkurven besitzen, mit Ausnahme des Winters, alle eine rechtsseitige Asymmetrie, d. h. dieselben sind in Richtung auf die höheren (wärmeren) Werte verschoben. Dies steht in voller Übereinstimmung mit der Höhenverteilung, da niedrig liegende Tropopausen allgemein mit höheren Temperaturwerten verbunden sind. Freilich verlaufen die beiden Kurven nicht in einer spiegelsymmetrischen Weise zueinander. Nur so kann es vorkommen, dass im Winter bei einer Asymmetrie der Höhenverteilung von  $-0,63$  auch noch eine Asymmetrie von  $-0,15$  bei der Temperaturverteilung auftritt. Im Frühjahr und Herbst besitzt die Asymmetrie der Temperaturverteilung ziemlich hohe und einander fast gleiche Werte:  $+0,52$  bzw.  $+0,53$ , entsprechend den Verhältnissen bei der Tropopausenhöhe. Die Jahresverteilung der Temperaturen ist fast gänzlich symmetrisch mit einem Asymmetriewert von nur  $-0,08$ .

Eine solche Verteilung der Häufigkeiten könnte auch dadurch verursacht werden, dass infolge der geringen Zahl der Aufstiege die hohen Lagen der Tropopause ausgeschieden werden; doch soll es auch beachtet werden, dass die Asymmetrie in einem solchen Zeitpunkt ihren höchsten Wert erreicht, in welchem die Tropopausen am niedrigsten liegen, namentlich im Winter. Eine weitere mögliche Erklärung ergibt sich daraus, dass eine ähnliche Asymmetrie auch in anderen Bearbeitungen auftritt, wie z. B. in einer Verarbeitung der Radiosondenaufstiege aus Wien, welche auf Grund höherer Aufstiege durchgeführt wurde. Daraus dürfte geschlossen werden, dass diese Erscheinung als eine tatsächlich vorhandene Eigentümlichkeit der Tropopause angesehen werden kann.

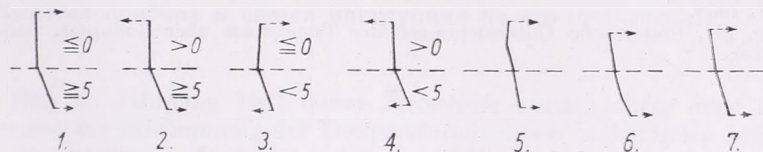
Ein wichtiges Parameter der Tropopause besteht in der vertikalen Temperaturverteilung, auf deren Grund die Typen der Tropopause definiert werden können. In neuerer Zeit erlitt diese Definition zahlreiche Abänderungen. Viele Autoren haben den Versuch unternommen, die vorkommenden Abarten der Tropopause in einige kennzeichnende Typen zusammenzufassen [1]. Schon aus diesem Umstande geht es hervor, dass es nicht leicht ist, eine derartige Typisierung vorzunehmen, bei der die vorkommenden charakteristischen Fälle verhältnismässig gut getrennt werden und dabei nicht eine zu weitgehende Aufteilung vorgenommen wird, so dass eine unumständliche und übersichtliche Behandlung des Beobachtungsmaterials noch gesichert bleibt.

Im Jahre 1957 befasste sich die pariser Tagung der Aerologischen Kommission der Meteorologischen Weltorganisation mit einer eingehenden Definition der Typen, und an der im Jahre 1958 abgehaltenen Konferenz in New Delhi wurde ein Vorschlag zur einheitlichen Definition der Tropopausentypen angenommen. Wir begegnen mit Freude diesem Vorschlage, zumal bisher bei der Einteilung in Typen eine starke Subjektivität zu verzeichnen war, in solchem Masse, wie sie für die Forschungsarbeit unerwünscht erscheint. Nach der später erfolgten Annahme des Vorschlages wurde diese Typisierung seit dem 1. Januar 1960 auch bei der Zusammenstellung der Temp-Sendungen der ungarischen aerologischen Aufstiege eingeführt.

Bei dieser Klassifikation werden 9 verschiedene Typen der Tropopause anerkannt (*Abb. 3.*). Die Typen werden auf Grund der 1 km unterhalb und oberhalb der Tropopause vorhandenen Gradienten definiert. Es werden Fälle unterscheiden, in welchen die Tropopause mit einer scharfen Änderung des Gradienten einhergeht, und Fälle, wo so ein Zusammentreffen nicht vorliegt. Bei der letzten Gruppe zeigt sich ein verschwommenes Bild. Die zur ersten Gruppe gehörenden Fälle wurden in die Typen 1—4, eingeordnet auf Grund des Verhaltens der Gradienten  $\gamma$  unterhalb und oberhalb der Tropopause. Als Schwellenwert gilt oberhalb der Tropopause  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , unterhalb derselben  $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Mit der gestrichelten Linie auf *Abb. 3.* wird der Wert der Gradienten unterhalb und oberhalb der Tropopause in der Einheit  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$  angegeben.

Die Typen 5. und 6. beziehen sich auf eine verschwommene Tropopause. Unterhalb oder oberhalb einer solchen kann zwar ein scharfer Sprung des Gradienten vorhanden sein, doch leistet diese Fläche den anderen Bedingungen für eine Tropopause nicht genüge. Dabei wird als eine scharfe Änderung eine solche bezeichnet, die den Wert  $3^{\circ}\text{C}/\text{km}$  übertrifft. Bei Typus 5. befindet sich eine solche Änderung des Gradienten oberhalb der Tropopause. Bei Typus 6. kann dieselbe unterhalb der Tropopause angetroffen werden.

In Typus 7. ist weder unterhalb, noch oberhalb der Tropopause eine scharfe Änderung des Gradienten vorhanden. Typus 8. enthält die Fälle, in welchen der Aufstieg weniger als 2 km über die Höhe der vermuteten Tropopause hinaufreicht. Endlich werden dem Typus 9. solche Fälle zugeteilt, welche in andere Typen nicht eingegliedert werden können.



3. ábra. A tropopauza típusai

Abb. 3. Die Typen der Tropopause

Auf dieser Grundlage wurde das zehnjährige budapester Beobachtungsmaterial in Bezug auf Tropopausen-Typen verarbeitet. Die Bearbeitung erstreckte sich auf 2446 Aufstiege, davon mussten 574 dem Typus 8. zugewiesen werden, weil die Höhe 2 km oberhalb der Tropopause nicht erreicht wurde. Dies entspricht 24 % aller Fälle. Somit sind die übrigen Typen durch 1872 Fälle vertreten. In Tafel IV. wird die Häufigkeitsverteilung der Typen in absoluten Zahlen und in Prozenten mitgeteilt.

IV. TÁBLÁZAT — TABELLE IV.

A tropopauza típusainak gyakorisági eloszlása

Häufigkeitsverteilung der Tropopausentypen

Típusok — Typen	1	2	3	4	5	6	7	$\Sigma$
Esetek száma — Häufigkeit	1197	280	339	53	2	1	0	1872
%	63,94	14,96	18,11	2,83	0,10	0,06	0,00	100,00

Die Prozentzahlen wurden auf Grund von 1872 Fällen errechnet, somit wurden die Fälle von Typus 8. nicht in Betracht gezogen. Aus der Tafel wird es ersichtlich, dass die ersten 4 Typen am häufigsten auftreten, zumal bei einer Einzeichnung in das Adiabatenblatt die Abschnitte mit verschiedenen Gradienten scharf unterschieden werden können. Unter den ersten 4 Typen besteht eine Vorherrschaft des Typus 1. mit 64 % der Fälle. Die Kriterien für das Bestehen dieses Typus sind die folgenden: der Gradient soll oberhalb der Tropopause einen Wert von  $\leq 0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  und unterhalb derselben einen solchen von  $\geq 5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  betragen. Als der zweithäufigste Typus erscheint Typus 3., d. h. der Fall mit einem oberen Gradienten von  $\leq 0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  und einem unteren von  $< 5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . In Bezug auf den oberen Gradienten stimmen somit beide Typen überein, da in beiden Fällen eine Isothermie oder eine Inversion besteht. Dies ist ein selbstverständliches Ergebnis, denn die Tropopause ist in den meisten Fällen mit einer Inversion oder einer Isothermie verbunden. Bei Typus 2. und 4. findet man noch eine ziemlich hohe Häufigkeit, die Typen 5. und 6. sind insgesamt nur in drei Fällen vorgekommen, und Typus 7. ist in unserem Material überhaupt nicht vertreten. Das Zurücktreten dieser Typen kann verschiedene Gründe haben. Das Vorkommen der verschiedenen Typen kann einerseits durch die Art der

verwendeten Radiosonden und durch das Auswertungsverfahren beeinflusst werden, andererseits dürfte auch die geographische Lage von Bedeutung sein. Ein Vergleich mit Zusammenstellungen, die sich auf andere Gebiete beziehen, würde sehr interessant sein, doch haben wir keine Kenntnis von ähnlichen Bearbeitungen.

#### SCHRIFTTUM

- [1] *Borbély, E.*: A tropopauza típusai és meghatározásuk (Tropopausentypen und ihre Festlegung) *Időjárás*, 62, 110, 1958.
- [2] *Steinhauser, F.*: Statistische Untersuchungen der Tropopause über Wien. *Zeitschrift f. Met.* 12, 111, 1958.
- [3] *Borbély, E.*: Statistische Untersuchungen der Tropopause über Budapest. *Időjárás*, 63, 333, 1959.

×

### A TROPOPAUZA BUDAPEST FÖLÖTT

Jelen cikk az 1951-től 1960-ig terjedő időszak tropopauza adatainak statisztikai vizsgálatát tartalmazza.

A 10 éves időszak 3630 éjszakai mérése közül 2446 érte el a tropopauzát, amely a rádiószonda-felbocsátások 67 %-át teszi ki. Az I. táblázat feltünteti a tropopauzát elért felszállások számát a 10 év egyes hónapjaira vonatkozóan. Az 1950-es évek elején ez a szám igen kicsiny. 1954-től már növekszik s az 1960-as évben az egy év alatt végzett mérések 88 %-át teszi ki.

Tanulmányunkban bemutatjuk a tropopauza magasságának és hőmérsékletének 10 éves havi középértékeit, a szóródási mértékszámokat, valamint a 10 év alatt előfordult legnagyobb és legkisebb értékeket. (II. és III. táblázat.) A magasság középértékeiben mutatkozó téli minimum és őszi maximum a légnyomás változásaira vezethető vissza (dinamikus hatás), a hőmérséklet januári és júliusi szélső értékét pedig a hőmérséklet évi változása okozhatja (termikus hatás). Ugyanezen okok játszanak szerepet a szóródási mértékszámok évi menetének kialakulásában is.

Az 1. és 2. ábrán a tropopauza magasságának és hőmérsékletének gyakorisági eloszlását mutatjuk be. Minden évszak magassági ábrája és az éves eloszlás is bal torzulást mutat. Legnagyobb a téli eloszlás mértékszáma:  $-0,63$ . A hőmérsékleti eloszlások a tél kivételével mind jobb torzulásosak. Ez teljes egyezésben van a magassági eloszlással, mert az alacsony szintű tropopauzák általában melegek és fordítva. Mivel más feldolgozásban is megmutatkozik a magassági és hőmérsékleti értékek torzulása, ezt valószínűleg a tropopauza sajátosságának tekinthetjük.

A következőkben a tropopauza típusainak a Temp táviratokban jelenleg használatos osztályozását mutatjuk be. Az osztályozás 9 féle típust foglal magában. Ezek a típusok a tropopauza szintje felett és alatt 1 km távolságra megállapított gradiensek nagyságán alapulnak. A 3. ábra részletes tájékoztatást ad az egyes típusok formájáról és kritériumáról. Az itt közölt rendszerezés alapján dolgoztuk fel a budapesti tropopauza típusokat 10 évre vonatkozóan. 2446 esetből készült a feldolgozás, ebből 574 esetet a nyolcadik típushoz kellett sorolnunk, mert nem érte el a felszállás a tropopauza feletti 2 km-es magasságot. A megmaradó 1872 eset a IV. táblázatban közölt gyakoriság szerint oszlik el. Túlnyomó többségben az első típus fordul elő, s még a harmadik elég nagy százalékban található meg, azonban a többiek egyre csökkenő arányszámban szerepelnek.

Ennek a csökkenő tendenciának oka valószínűleg a rádiószondák kiértékelési módszerében és Budapest földrajzi elhelyezkedésében található meg.

## Ein mechanisches Hilfsgerät zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre

*Механическое счетное приспособление для определения температурной адвекции в свободной атмосфере.* В статье описывается механизированный практический вариант номограммы ряда точек, описанный в № 1 журнала «Időjárás» за 1961. На номограмме, выгравированной на металлической пластинке, шкала географической широты является передвижной; поэтому номограмма может применяться для любой широты. Излагаются детали механизма прибора и дается инструкция по его применению.

✱

In Heft 1., Jahrgang 1961 dieser Zeitschrift wurden unter dem Titel „Ein Nomogramm zur Bestimmung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre“ [1] die Beschreibung, Ausführungsweise und Gebrauchsanweisung eines Gerätes mitgeteilt, mit dessen Hilfe die Werte der Temperaturadvektion unter der geographischen Breite von Budapest für verschiedene Höhen in einfacher Weise bestimmt werden können.

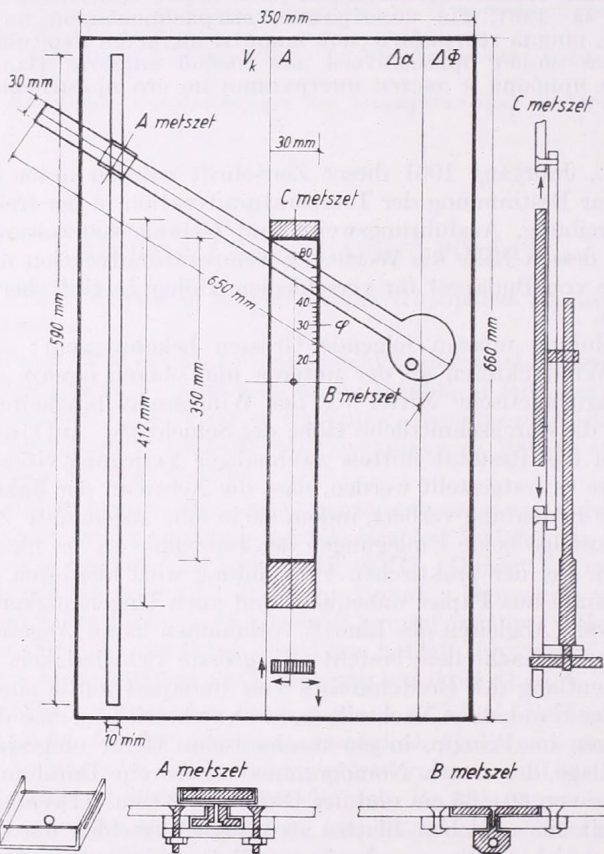
Zur Berechnung müssen folgende Größen bekannt sein: der Winkel  $\Delta\alpha$  zwischen den Windvektoren an der unteren und oberen Grenze der betreffenden Schicht; das arithmetische Mittel  $V_K$  der Windgeschwindigkeiten; die Schichtdicke  $\Delta\Phi$  und die durchschnittliche Höhe der Schicht  $\Phi_K$ . Auf Grund dieser Angaben erhält man das Resultat mittels zweimaliger Verlegung eines Lineals.

Nun konnte es festgestellt werden, dass die Achse an der linken Seite des Nomogramms ihre Bedeutung verliert, indem sie in eine sogenannte Zapfenlinie übergeht, und demzufolge beide Umlegungen der Indexlinie an der gleichen Stelle diese Achse berühren. Bei der praktischen Verwendung wird hierdurch das Arbeiten an einem Nomogramm aus Papier unbequem und auch Ungenauigkeiten können vorkommen, weil ein Abgleiten des Lineals vorkommen kann. Abgesehen von einigen weiteren kleineren Nachteilen besteht die grösste Schwierigkeit darin, dass die Resultate nur entlang des Breitenkreises von Budapest gültig sind.

Es lag an der Hand, diese Nachteile dadurch zu beseitigen, dass das Nomogramm, ohne Änderungen im Prinzip, in ein mechanisches Gerät umgestaltet wurde.

Als Grundlage des neuen Nomogramms wurde ein Duraluminium-Blatt mit einer Oberfläche von  $66 \times 35$  cm und der Dicke von 3 mm verwendet, da die mechanische Festigkeit eines solchen Blattes als geeignet erschien um die Ebenheit des Nomogramms zu sichern. Nun wurden in das Blatt drei Gerade in Ordinateenrichtung eingeschnitten, in einem gegenseitigen Abstand von 125 mm. Entlang der linksseitigen Geraden, die als sog. Zapfenlinie dienen sollte, wurde ein Ausschnitt im Ausmasse von  $59 \times 1$  cm gefertigt (siehe Abbildung). Darin befindet sich die aus der Abbildung ersichtliche Schlitte, die sehr genau sich in den Ausschnitt hineinfügt. Im Mittelpunkt der Schlitte wurde ein zur Aufnahme des Indexlineals dienender Rahmen von  $29 \times 26$  mm oberhalb der Ebene des Nomogramms befestigt (s. Abbildung). Der Mittelpunkt des Schlittens befindet sich in jeder Lage im Schnittpunkt der Zapfenlinie und der Indexlinie. Das Lineal kann sich im Rahmen frei bewegen, die Bewegung wird bloss durch zwei Druckfeder gebremst; ausserdem kann es wannimmer frei gedreht werden um den Schnittpunkt der Zapfenlinie und der Indexlinie. Übrigens wird auch die Schlitte durch eine Feder abgelenkt, um zu erreichen, dass der obenerwähnte Schnittpunkt nach einer beliebigen Einstellung keine Verschiebung mehr erleide, und gleichzeitig eine leichte Beweglichkeit des Schlittens mit dem Lineal gesichert wird.

Durch die soeben geschilderte dreifache Bewegungsmöglichkeit des Indexlineals werden alle Forderungen in Bezug auf die zwei aufeinanderfolgenden Linealverlegungen erfüllt. Namentlich bildet sich durch eine erste Verlegung des Lineals und des Schlittens in eine entsprechende Stellung auf der Zapfenlinie ein Fixpunkt, der auch bei der zweiten Verlegung des Lineals unverändert bleibt. Endlich muss das Lineal innerhalb des Rahmens auch noch verschoben werden, um zu erreichen,



dass der Mittelpunkt der konzentrischen Kreise auf die Skala  $\Delta \Phi$  liegen kommt. Im Laufe dieser beiden Operationen wird auch eine Drehung ausgeführt.

Durch eine solche Umgestaltung des Nomogramms wurde der Arbeitsprozess beschleunigt und gleichzeitig, infolge der automatischen Fixierung des jeweiligen Schnittpunktes auf der Zapfenlinie, konnte auch eine Zunahme der Genauigkeit erreicht werden.

Wie Eingangs schon erwähnt wurde, ermöglicht diese Mechanisierung auch das Aufheben der Einschränkung auf eine gegebene geographische Breite. Da dieses Problem bisher nicht behandelt wurde, müssen hier die prinzipiellen Grundlagen zumindest in grossen Zügen erörtert werden.

Bekanntlich kann eine Gleichung für alle Skalen des Nomogramms unter Verwendung der Werte der Normalatmosphäre CINA für die Isobarenfläche  $p = 600$  mb auf Grund der folgenden Formel gewonnen werden :

$$A = -1,01042 \cdot 10 \cdot V_K^2 \cdot \frac{\Delta a}{\Delta \Phi} \quad (1)$$

Alle Bezeichnungen sind die gleichen wie in der Arbeit (1). Bei Verlassen der Fläche 600 mb muss unter Beachtung der vertikalen Temperaturabnahme die Einwirkung der Höhenlage in Betracht gezogen werden, unter Verwendung der Formel

$$A = -1,01042 \cdot 10 \cdot V_K^2 \cdot \frac{\Delta a}{\Delta \Phi} \cdot \frac{T_m}{261} \quad (2)$$

Weiter wurde in der vorangehenden Arbeit [1] festgestellt, dass der Multiplikation mit einer beliebigen Zahl eine Skalenverschiebung entspricht. An einem Papier-nomogramm kann dies nicht verwirklicht werden, dafür wurde eine äquivalente Verschiebung der Indexlinie, eingeführt. Aus diesem Grunde wurden konzentrische Kreise in das Indexlineal eingeschnitzt.

Diese einfache Anbringung einer Höhenkorrektur wurde auch am neuen Gerät beibehalten. Eine Skalenverschiebung erscheint unumgänglich bei Veränderung der geographischen Breite, zumal im Laufe der Arbeit verhältnismässig selten eine Änderung dieses Parameters vorkommt, doch würde deren Vernachlässigung zur Quelle eines bedeutenden Fehlers. In diesem Falle tritt an Stelle von 2) die Formel

$$A = -1,01042 \cdot 10 \cdot V^2 \cdot \frac{\Delta \alpha}{\Delta \Phi} \cdot \frac{T_m}{261} \cdot \frac{\sin \varphi}{\sin 47,5} \quad (3)$$

die einer Multiplikation durch den Faktor

$$K(\varphi) = \frac{\sin \varphi}{\sin 47,5}$$

entspricht. Nun behaupten wir, dass durch die Anwendung einer Transformation, welche zu entsprechender Verschiebung der Ergebnisskala  $A$  führt, schon der Wirkung einer Änderung der geographischen Breite  $\varphi$  Rechnung getragen wird und diese Lösung in praktischer Hinsicht als die günstigste angesehen werden kann. Namentlich nimmt die Resultatenskala eine mittlere Lage ein, ausserdem erleidet sie eine nur halb so grosse Verschiebung, als diejenige, die im Falle auftreten würde, wenn man die eine oder die andere Seitenskala in beweglicher Form konstruieren würde.

Die tatsächliche Ausführung und die damit verbundene Rechnungen werden in folgender Weise erläutert.

Wie erwähnt, befindet sich die Skala  $A$  auf der rechten Seite der mittleren Achse des Nomogramms, somit wird das Blatt an dieser Stelle ausgeschnitten, um einen Raum für die Skala zu sichern. Nach Durchführung von Rechnungen, die hier nicht angeführt werden können, erhält man den Wert der grössten Verschiebung für das hier behandelte Gebiet von  $\varphi = 20^\circ$  bis  $\varphi = 80^\circ$  aus der Formel

$$\log \frac{\sin \varphi}{\sin 47,5} \cdot \frac{250}{2} \text{ [mm]} \quad (4)$$

Die Verschiebungen für 25 ausgewählte Werte von  $\varphi$  werden in tabellarischer Form mitgeteilt. Freilich wird die der Breite  $\varphi = 47,5^\circ$  entsprechende Lage der Skala als eine Ausgangsstellung aufgefasst und es konnte festgestellt werden, dass im Falle einer höheren Breite die Skala nach unten, im Falle einer niedrigeren Breite hingegen nach oben verschoben werden muss. In Tafel I. wird die Grösse der Verschiebung in Millimetern angegeben, die Richtung wird durch ein entsprechende Vorzeichen ausgedrückt.

Tafel I.

20°	22°	24°	26°	28°	30°	32°	34°	36°
-41,36	-36,76	-32,29	-28,22	-24,50	-21,08	-17,93	-15,05	-12,30
38°	40°	42°	44°	46°	48°	50°	52°	54°
-9,66	-7,30	-5,00	-2,95	-1,23	+0,43	+2,08	+3,61	+5,04
	56°	58°	60°	65°	70°	75°	80°	
	+6,51	+7,93	+8,88	+11,21	+13,47	+14,66	+15,72	

Die volle Verschiebung beträgt somit 57,08 mm. Der Ausschnitt an der Aluminiumfolie wurde im Ausmass  $3 \times 41,2$  cm ausgeführt, um für die Resultatenskala von  $3 \times 35$  cm eine volle Verschiebung von 6 cm zu ermöglichen. Die Fortbewegung der Skala wurde durch eine Schraube verwirklicht (s. Abbildung). Die Schraubenslange wurde an der Rückseite des Nomogramms angebracht. Mit Hilfe eines Knopfes am Ende der Stange kann die Resultatenskala in die gewünschte Stellung gebracht werden. An der rechten Seite wird (an beliebiger Stelle) eine Hilfskala angebracht, welche die Werte der geographischen Breite enthält. Daneben wurde auf das Blatt eine Linie eingeschnitzt, durch welche in jeder Lage der eingestellte Wert der geographischen Breite angegeben wird.

Das Gerät ruht auf einem zur Sicherung der Starrheit dienenden Eisenrahmen in derartiger Befestigung, dass eine schiefe Lage gesichert ist. Dadurch wird die Betätigung des Lineals bequem und die Skalenwerte können gut abgelesen werden. Das Indexlineal von 3 cm Breite, 60 cm Länge und 3 mm Dicke wurde aus einem durchsichtigen Material gefertigt. In der Mitte verläuft die eingeschnitzte Indexlinie, rechts befindet sich die aus konzentrischen Kreisen bestehende Skala. Die Skalen haben eine logarithmische Teilung, dieselbe wurde von einem Rechenschieber kopiert. Die Skala für  $\Delta \alpha$  enthält ganze Bogengrade von  $3^\circ$  bis  $90^\circ$ ; die für  $V_K$  erstreckt sich von 1 m/s bis 60 m/s, und die Skala der Schichtdicke bezieht sich auf Kilometer im Wertebereich von 0,1 bis 5,5. An der Resultatenskala können in Einheiten  $^\circ/\text{Stunde}$  die Werte von 0,005 bis 2,5 abgelesen werden. Eine metallige Spiegelung des Blattes wurde durch Oxalieren beseitigt. Die Ziffern wurden durch Gravierung aufgetragen.

Endlich einige Worte über den Gebrauch des Nomogramms. In der Praxis erweist es sich am günstigsten, dass eine tabellarische Zusammenstellung der Windbeobachtungen verwendet wird. Die zweckmässigste Einteilung wird in Tafel II. vorgeführt.

Tafel II.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
$\alpha_1$		$V_1$			$\Phi_1$		
	$\Delta \alpha$		$V_K$	$T \Delta \Phi$		$\Phi_K$	$A$
$\alpha_2$		$V_2$			$\Phi_2$		

Die rohen Beobachtungswerte werden in die Spalten 1., 3. und 6. eingetragen. Namentlich gelangt in die erste Spalte die im Niveau  $\Phi_1$  beobachtete Windrichtung  $\alpha_1$ , in die dritte die entsprechende Geschwindigkeit  $V_1$  und in die sechste die Höhe  $\Phi_1$ . Nach freilassen einer Zeile werden die entsprechenden Angaben für das nachfolgende höhere Niveau eingetragen. Aus der Kenntniss all dieser Grössen erhält man durch einfache Rechnung die Werte des Scherungswinkels  $\Delta \alpha$  als die Differenz  $\alpha_1 - \alpha_2$ ;  $V_K$  ergibt sich als arithmetisches Mittel von  $V_1$  und  $V_2$ ;  $\Delta \Phi$  wird durch Subtrahieren von  $\Phi_1$  aus  $\Phi_2$  gewonnen, und  $\Phi_K$  entsteht als arithmetisches Mittel dieser beiden Werte. Endlich wird die Advektion  $A$  mit Hilfe des Nomogramms ermittelt. Dieser Arbeitsprozess besteht aus folgenden Schritten: Die

geographische Breite wird eingestellt. Durch die entsprechenden Punkte für  $\Delta \alpha$  und  $V_K$  wird die Indexlinie eingestellt, wodurch der Schlitten an der entsprechenden Stelle der Zapfenlinie fixiert wird. Sodann wird die Indexlinie zur entsprechenden Stelle der Skala  $\Delta \Phi$  verschoben und auf Grund des in Spalte 7. unserer Tabelle befindlichen Wertes  $\Phi_K$  wird die Korrektur mit Hilfe der am Lineal sich befindlichen konzentrischen Kreise vorgenommen; endlich wird der Advektionswert abgelesen. Sollte es vorkommen, dass ein Wert an irgendwelcher Skala nicht vorhanden ist, dann wird der zehnfache Wert oder ein Zehntel dessen eingestellt und die Grössenordnung des Endresultats entsprechend abgeändert. Eine Ausnahme bildet die Skala für  $V_K$ , da diese Grösse in der Grundformel (1) auf dem Quadrate vorkommt. Dementsprechend wird durch die Verwendung eines zehnfachen Wertes für  $V_K$  ein hundertmal grösseres Endresultat hervorgerufen. Es folgt aus dem Gesagten, dass durch die gleichzeitige Einstellung von Zehntelwerten des  $\Delta \alpha$  und  $\Delta \Phi$  und eines zehnfachen Wertes von  $V_K$  eine richtige Grössenordnung des Ergebnisses erzielt wird.

Die praktische Verwendung des Nomogramms wird durch keinerlei Umstände eingeschränkt. Die günstigste Eigenschaft des Geräts besteht darin, dass beliebige Schichtdicken verwendet werden können, und dass es im ganzen Breitenbereich unserer synoptischen Arbeitskarten überall verwendet werden kann. Durch die Mechanisierung konnte die Arbeitsgeschwindigkeit wesentlich gesteigert werden und gleichzeitig wurde auch eine grössere Genauigkeit erreicht. Obzwar das Nomogramm für Forschungszwecke geschaffen wurde, kann es ohne Schwierigkeiten auch im operativen Dienst verwendet werden, und man erhält dadurch Resultate, welche kongruent zu denjenigen ausfallen, welche durch die in der Praxis schon seit längerer Zeit angewendeten Verfahren gewonnen wurden.

#### SCHRIFTTUM

- [1] P. Tóth: Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekcio meghatározására (Ein Nomogramm zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre), *Időjárás*, 65., 1961. Heft 1.

\*

#### MECHANIKUS SZÁMOLÓSEGÉDLET A SZABADLÉGKÖRI HŐMÉRSÉKLETI ADVEKCIÓ MEGHATÁROZÁSÁRA

Az *Időjárás* 1961. 1. számában megjelent „Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekcio meghatározására” c. cikkben [1] olyan új segédeszköz elvi leírása, gyakorlati meg szerkesztése és használata utasítása szerepel, aminek segítségével Budapest földrajzi szélességére vonatkozólag a hőmérsékleti advekcio függvénymenti értékeit egyszerű úton határozhatjuk meg. A gyakorlati munka során szerzett tapasztalatok szerint, ezzel a papírnomogrammal való számolás kissé nehezkés, azonkívül csak Budapest földrajzi szélességén használható, ezért tökéletesített, mechanizált nomogramot készítettünk.

A nomogram síkját ebben a kivitelen egy  $66 \times 35$  cm méretű, 3 mm vastagságú duralumínium lap képezi. Erre a lapra karcoltuk rá a skálákat, amelyek változatlanul ugyanazok, mint a papírnomogramon voltak. A mechanizálás egyik legfőbb mozzanata megkívánta, hogy az úgynevezett csapvonal helyén  $59 \times 1$  cm méretű kivágást készítsünk. Ebben a kivágásban mozog ugyanis a fémrugóval ellátott műanyag csúszka, melyhez forgathatóan csatlakozik egy foglalat, benne elcsúszhat az indexvonal vonalzója. Mint az ábrából is kitűnik, ez a megoldás kielégíti az egymást követő két vonalzóátfektetéskor támasztott azon követelményt, hogy az indexvonal eme két helyzetében képzett metszéspont mindig a csapvonalra essék és egy munkafolyamat alatt mozdulatlan maradjon. A foglalatban való elcsúszás azért szükséges, mert mint ismeretes [1], a vonalzó szabad végén levő koncentrikus körsor középpontjának mindig a skálán kell fekélnie.

A földrajzi szélesség figyelembevétele a nomogram (2) egyenletének a  $K(p)$  tényezővel való szorzása útján történik, ahonnan kapjuk a (3)-at. Az is ismeretes, hogy a szorzás művelete

nomogramunkban mindig skálaeltolással egyenértékű. Legcélszerűbb az  $A$  eredményskála mozgatása, mert ez a középső tengely jobboldalán helyezkedik el. Ehelyütt nem részletezhető számítások után, az általunk választott  $\varphi = 20^\circ$  és  $\varphi = 80^\circ$  tartományban a teljes elmozdulás nagyságát a (4) formulából kaphatjuk meg. A középső tengely jobboldalán  $3 \times 41,2$  cm-es kivágatot készítettünk, hogy a  $3 \times 35$  cm hosszúságú mozgóskálának helyet biztosítsunk. Ennek jobboldalán a földrajzi szélesség beállítására segédskálát szerkesztettünk (ábra). A szerkesztés alapjául szolgáló adatokat az I. táblázatunkban közöljük.

A szerkezet merevítő vaskereten nyugszik, ferde hajlásszöveget biztosító tartóalaplathoz erősítve. A földrajzi szélesség értéke a lap alsó részén levő csavar segítségével állítható. Az index vonal vonalzója 3 cm széles, 60 cm hosszú és 3 mm vastagságú átlátszó anyagból készült. Középen fut a bekarcolt indexvonal, jobbvégén pedig a koncentrikus körök 0–11 km közötti skálája foglal helyet.

A nomogram ilyen kivitelben gyorsan kezelhető és pontos eredményt ad. A munkasebesség növekszik, ha a számítás alapjául szolgáló nyers adatokat célszerűen a közölt II. táblázat szerint rendezzük el. A skálák mindegyike logaritmikusan eloszlású, így a kezdőadatokat nagyságrendje megváltoztatható, amit a végeredményben figyelembe kell vennünk.

A nomogram nagy előnye az, hogy tetszőleges rétegvastagság figyelembe vehető vele és szinoptikus térképeink szélességtartományán belül mindenütt alkalmazható. Amellett, hogy a nomogram kutatási célokra készült, alkalmazható az operatív szolgálatban is. A már régebben használatban levő módszerekkel egybevágó eredményeket ad.

Pápainé Szalay Gabriella :

## Légáramlás Magyarországon zónális irányítású makroszinoptikus helyzetekben

*Air-flow over Hungary in macrosynoptical situations with a zonal pattern.* This is a three-dimensional investigation in synoptical climatology, dealing with macrosynoptical situations of the zonal type. Using data from the 5 years 1951 to 1955, the cases pertaining to the following macrosynoptical situations have been selected: the type denoted as  $zC$  (cyclonal situations with a zonal current over Hungary), type  $As$  (anticyclone to the south of Hungary), and type  $Aw$  (anticyclone to the west of Hungary). Compiling upper wind data from the observing stations Győr, Szombathely, Budapest, Miskolc, Debrecen, distribution data of the vectorial wind have been obtained for ground level and for the altitudes of 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000 and 5000 m.

\*

Valamely terület éghajlatának kutatásához szervesen hozzátartozik a terület fölötti légtérben lejátszódó szinoptikai folyamatok klimatológiai vizsgálata is. Az ilyen természetű vizsgálatok érdekében az első lépés a hazánkra jellemző makroszinoptikus helyzetek megállapítása volt [1]. További feladatunk ezen makroszinoptikus helyzetek klimatológiai sajátosságainak földrajzi ábrázolása, hogy megvizsgáljuk fennállásuk alkalmával a különböző éghajlati elemek területi, esetleg magasság szerinti eloszlását, évi menetüket. Magyarország különleges földrajzi fekvése következtében az ilyen vizsgálatok szempontjából az egyik legfontosabb elem a *szél*. A légáramlás háromdimenziós szinoptikus-klimatológiai vizsgálatát a keleti, északi és déli irányítású időjárási helyzetekre vonatkozólag az elmúlt években már elvégeztük [2, 3].

Jelen tanulmányunkban a zónális nyugati irányításúhoz tartozó „zónális áramlású ciklonális” ( $zC$ ), „anticiklon Magyarországtól délre” ( $As$ ) és „anticiklon Magyarországtól nyugatra” ( $Aw$ ) makroszinoptikus helyzetek alkalmával létrejövő légáramlás függvényes alakulásával, az egyes szintekben uralkodó vektoriális szél sebességének és irányának eloszlásával kívánunk foglalkozni.

Feldolgozásunkhoz kiválogattuk a makroszinoptikus helyzetek katalógusa alapján [1] az 1951–55-ig terjedő öt évből a fent említett három típusba tartozó makro-

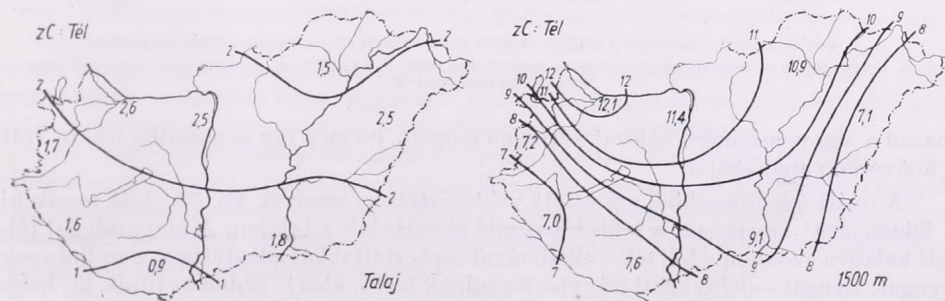
szinoptikus helyzeteket és mindegyikhez külön-külön kiírtuk az összes pilótaadatot a következő állomásokra : Győr, Szombathely, Budapest, Miskolc, Debrecen, Szeged, Pécs és Nagykanizsa. Vizsgálatunkhoz a talaj 500, 1000, 1500, 2000, 2500 és 3000 m-es szintadatait dolgoztuk föl. Olyan állomásokon, ahol 4 és 5000 m-en legalább harminc adat állt rendelkezésünkre, ott ezen szintek adatait is figyelembe vettük. Annak eldöntése érdekében, hogy a feldolgozott helyzetek valóban egységesen ugyanazt a szinoptikai folyamatot írják-e le, megvizsgáltuk a 700 mb-os abszolút topográfia alapján az általános irányítottságot. Eredményeink szerint az esetek 85%-ában a magassági áramlás iránya délnyugat, nyugat, ill. északnyugati. Vizsgálati anyagunk tehát egységesnek tekinthető. A szélirányokat a négy fő és négy mellékirány szerint csoportosítottuk. Az eredő szélvektort az ismert Lambert-féle képlet segítségével számítottuk ki [4]. A helyzeteket a nyári és téli félévre különválasztva vizsgáltuk meg.

A zC makroszinoptikus helyzet fennállásakor az áramlási mező nyugat—kelet irányú, Észak-Európában kb. az 50° szélességi körtől északra ciklonok vonulnak az Atlanti-óceánról. Frontrendszerük Magyarországot is érinti [1].

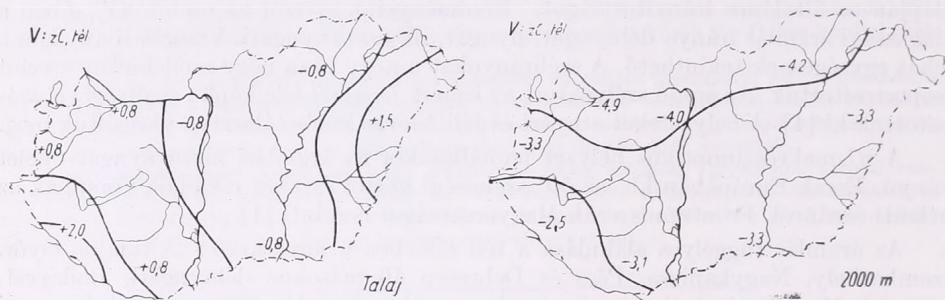
Az áramlás függélyes alakulása a téli félévben a következő : A talajon Győr, Szombathely, Nagykanizsa, Pécs és Debrecen állomásokon délnyugati, Budapest, Szeged és Miskolc térségében pedig északnyugati az áramlás. 500 m-en csupán annyi a változás, hogy Győrött is északnyugati lesz az áramlás iránya. 1000 m-en már csak az ország délnyugati és északkeleti részén van nyugat-délnyugati irányú áramlás. 1500 m-ben és ettől fölfelé pedig mindenhol egységesen nyugat-északnyugati irányból fúj a szél.

A szélesebbeséget vizsgálva megállapítható, hogy az a talajon átlagosan 2 m/sec. Győr, Budapest és Debrecen vonalán a legnagyobb a szélesebbesség, s Pécs állomás adata szolgáltatja a minimumot (1. ábra). 500 m-en ugrásszerűen megnövekszik a szél sebessége, a talajértéknek kb. két és félszeresére. 1000, 1500 m-ben pedig a legnagyobb szélesebbesség Győr—Budapest—Szeged tengely mentén található.

Vizsgálatunk alaposságának érdekében elvégeztük a vektorértékek x és y tengely menti  $u$ , ill.  $v$  összetevőinek analízisét is. A tárgyalt helyzet alkalmával a következő eredményt kaptuk : A talajon a nyugat—keleti összetevő, az ún.  $u$  komponens az ország délnyugati és északkeleti részén mutat alacsonyabb sebességértékeket. 500 m-en a maximum Győr és Szeged, valamint Budapest és Debrecen térségében található. Figyelemre méltó, hogy 1000 és 1500 m-en — a sebességeloszláshoz hasonlóan — a Győr—Szeged tengely mentén van az  $u$  komponens maximuma. Nem érdektelen megemlítenünk, hogy mCc makroszinoptikus helyzet fennállásakor, amikor észak—nyugati a vezetőáramlás iránya, szintén hasonló elosztást kaptunk az  $u$  komponensét illetően.



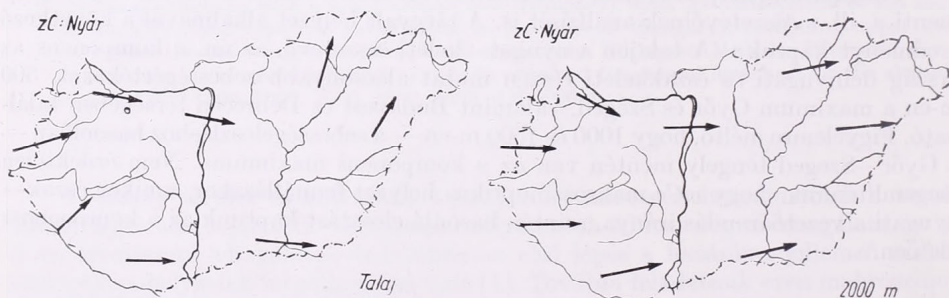
Az észak—déli összetevőnek, a  $v$  komponensnek az eloszlását bemutató 2. ábra szerint az az ország nyugati és keleti felében déli, a közbeeső területen pedig északi irányítottágú. A magassággal fölfelé haladva a negatív előjelű terület délnyugat és kelet felé egyre terjeszkedik és 2000 m-en egységesen az északi irányú összetevő válik uralkodóvá. A  $v$  komponens ilyenét eloszlásából arra következtethetünk, hogy a szél-



2. ábra A  $v$  komponens eloszlása a talajon és 2000 m-en télen  $zC$  helyzetben

Рис 2. Распределение компонента  $v$  в приземном слое и на 2000 м, зимой, при положении  $zC$ .

irány követi az izobárfelület föltételezett hullámzását. Ezt az elképzelésünket a helyzet nyomáseloszlását ábrázoló térképpel tudnánk megerősíteni. Ilyen természetű vizsgálatokat szinoptikus klimatológiai kutatócsoportunk már folytat, s a kezdeti fázisban levő kutatások eredményeként négy év anyagából készített nyomáseloszlási térkép máris igazolja elképzelésünket. Sajnos, a pilotállomások száma messze el-



3. ábra A szélirány eloszlása a talajon és 2000 m-en nyáron  $zC$  makroszinoptikus helyzetben

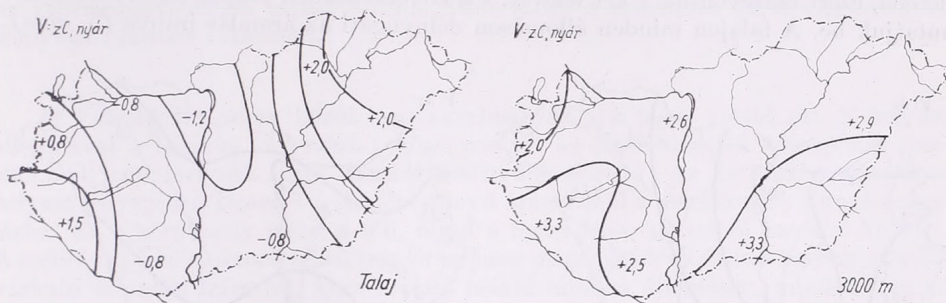
Рис 3. Распределение направления ветра в приземном слое и на 2000 м, летом, при макросиноптическом положении  $zC$ .

marad a légnyomásmérő hálózat sűrűsége mögött, de még így is megállapítható volt a két térkép analógiája.

A nyári felszállásokból számított vektorértékek, amelyek kb. 35 %-át teszik ki a földolgozott anyagnak, a télihez hasonló eloszlásúak a talajon. A magassággal fölfelé haladva azonban a téli félév alkalmával tapasztaltakkal ellentétben, a szélirányok nyugat, nyugat—délnyugati irányba fordulnak be (3. ábra). Ebből az tűnik ki, hogy a Kárpát-medencét körülvevő hegyeknek az áramlást lényegesen módosító hatása nem terjed 2—3000 m-nél magasabbra. Az  $w$  analízisből is legott kitűnik ez. A talajon hazánk nyugati, délnyugati és keleti területén pozitív, azaz déli irányú a  $v$  kom-

ponens, és a téli adatokkal ellentétben, a függélyes mentén a déli irányú  $v$  komponens hódít magának mind nagyobb, s nagyobb teret. 3000 m-en egységesen nyugat—dél-nyugati lesz a szél iránya, tehát az ország egész térségében pozitív a  $v$  komponens (4. ábra).

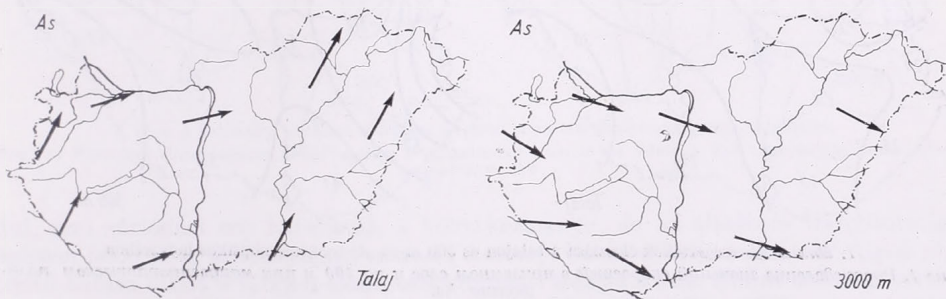
A nyári felév sebességértékei általában alacsonyabbak, mint a téli felév során



4. ábra A  $v$  komponens eloszlása a talajon és 3000 m-en  $zC$  helyzetben nyáron

Рис 4. Распределение компонента  $v$  в приземном слое и на 3000 м, летом, при положении  $zC$ .

tapasztaltak, ami abból következik, hogy télen a mérsékelt övben nagyobbak a meridiális gradiensek, mint nyáron. A talajon hazánk nyugati határvidékén észlelhető a legkisebb szélesség, ami az Alpok közvetlen közeli védőhatásával magyarázható, a maximum viszont Budapest térségében van. 500 és 1500 m között a legnagyobb a szélesség Győrött, a minimum pedig Szombathelyen található. Budapest, Deb-



5. ábra Az áramlás iránya a talajon és 3000 m-en  $As$  makrosinoptikus helyzetben

Рис 5. Направление течения в приземном слое и на 3000 м при макросиноптическом положении  $As$ .

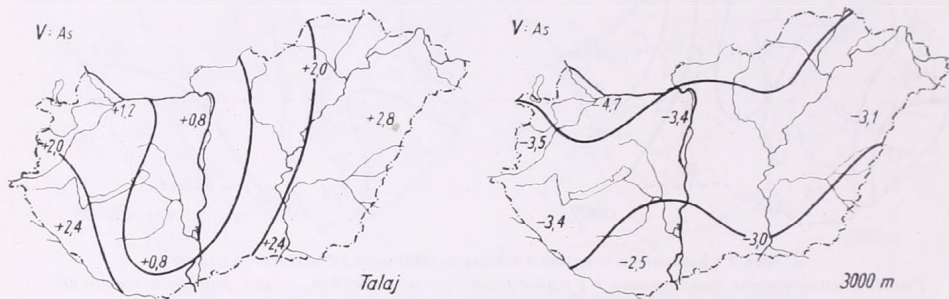
recen, Szeged, sőt Pécs vidékén majdnem azonos a szélesség értéke. 2000 m-en megváltozik az eloszlás képe, ugyanis a maximum Nagykanizsa vidékén található, utána nagyságrendben az ország keleti, délkeleti része következik.

Az áramlásmódosító hatás mechanizmusát tisztázandó vizsgálatainkban, a korábbi elképzelésekkel ellentétben, valószínűleg a Kárpát-medencét körülvevő hegyek által keltett nagyméretű léghullámoknak a nyomási mezőt deformáló hatását kell keresnünk, s ennek a hatásnak az áramlási mezőben mutató jelenségekkel fennálló kölesönhatását kell földértenünk.

\*

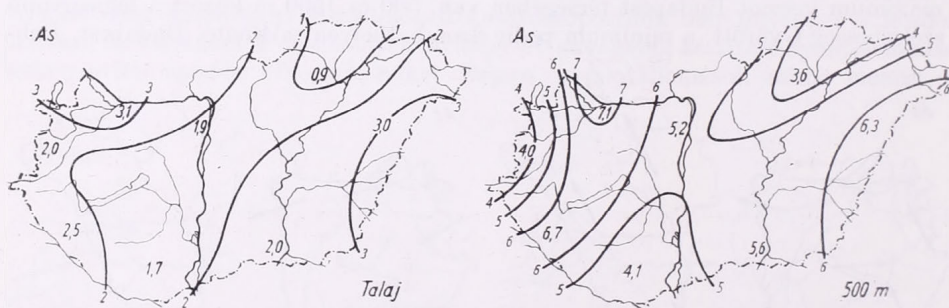
Az  $As$  makrosinoptikus helyzet alkalmával létrejövő áramlást vizsgálva meg kell állapítanunk, hogy e helyzet fennállásakor a bárikus kép a következő: Hazánk-

tól délre, a Földközi-tenger középső részén anticiklon helyezkedik el. Kb. a  $60^\circ$  szélességi körtől északra ciklonok vonulnak nyugat-keleti irányba, s frontrendszerük csak néha érinti Magyarországot [1]. E helyzet meglehetősen ritkán fordul elő, öt év alatt mindössze 45-ször. Relatív gyakoriságának évi menetét decemberi, ill. októberi maximum jellemzi. A földolgozás téli és nyári félévre szétválasztva történt, de a két félév folyamán hasonló eloszlási képet kaptunk mind az áramlást, mind a sebességet illetően, ezért összevontuk a két félévet, s a következőkben csupán az évi értékeket mutatjuk be. A talajon minden állomáson délnyugati az áramlás iránya (5. ábra).



6. ábra A v komponens eloszlása a talajon és 3000 m-en As makroszinoptikus helyzetben

Рис. 6. Распределение компонента  $v$  в приземном слое и на 3000 м при макросиноптическом положении As.



7. ábra A sebességértékek eloszlása a talajon és 500 m-en As makroszinoptikus helyzetben

Рис 7. Распределение значений скоростей в приземном слое и на 500 м при макросиноптическом положении As.

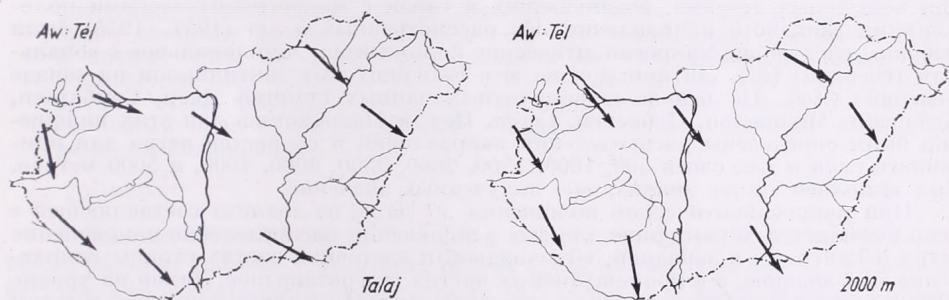
1000 m-en már a Győr—Budapest—Szeged tengely mentén északnyugati irányú szél fúj. A magassággal fölfelé haladva a szélirány nyugat, nyugat—északnyugatra fordul. 2000 m-en csak Nagykanizsa és Debrecen térségében van nyugat—délnyugat irányú áramlás, s 3000 m-en az összes pilotállomás északnyugati szelet mért. Az  $w$  analízis során a következő eredményt kaptuk: A talajon a  $v$  komponens déli irányú, 500 m-en azonban már kezd kialakulni — a  $zC$  helyzet alkalmával is tapasztalt — hullámszerű változás, ugyanis Győr és Budapest térségében már északi a  $v$  komponens iránya. 1000 m-en Győr—Budapest—Szeged tengely mentén található északi irányítottág. 2000 m-en már csak Nagykanizsa és Debrecen vidékén van déli irányú összetevő, 3000 m-en pedig egységesen északi lesz a  $v$  komponens irány (6. ábra). Az  $u$  komponens maximuma minden szintben Győrött található.

A sebességértékek a következőképp oszlanak el: A maximum minden szinten Győr állomáson észlelhető. A talajon és 500 m-en a minimum Miskolc térségében

van (7. ábra). Amint látjuk, ebben a helyzetben magasabbak a sebességértékek, mint a  $zC$ -ben, ami azzal magyarázható, hogy  $As$  makroszinoptikus helyzet alkalmával az anticiklon pereme kerül Magyarország fölé, az pedig ismert tény, hogy a perem felé nő a gradiens, következésképpen a szél sebessége is megnövekszik, míg a  $zC$  helyzet fennállásakor a ciklon alsó része található országunk térségében, ezáltal a csökkenő sebesség zónája húzódik fölöttünk. 500 m-en a  $zC$  helyzethez hasonlóan, erőteljes sebességnövekedést tapasztaltunk. 1000 m-től a minimum az ország nyugati, délnyugati felében észlelhető.

\*

A vizsgált helyzetek közül leggyakrabban az  $Aw$  típus fordul elő. E helyzet alkalmával a bárikus kép szerint középponttal az Azóri-szigetek térségében anticiklon áll fenn, melynek „orra” hazánk fölé nyúlik előre [1]. Az  $Aw$  makroszinoptikus helyzet lényegében átmenet a zónális irányú áramlásból a meridionális irányú áramlásba. Ez a körülmény mind a téli, mind a nyári félv év adataiból azonnal kiténik. A szélirányt jelző vektorértékek iránya teljesen megegyezik a bárikus helyzet alapján várható áramlási iránnyal, azaz kivétel nélkül minden állomáson, minden szinten északnyugati irányú a szél. Szombathely kivételével a magassággal a szél jobbra for-



8. ábra A szélirány eloszlása a talajon és 2000 m-en  $Aw$  makroszinoptikus helyzetben

Рис. 8. Распределение направления ветра в приземном слое и на 2000 м при макросиноптическом положении  $Aw$ .

dul, ami súrlódási erő hatásának a következménye, de az általános irányítottság egészen 5000 m-ig északnyugati marad (8. ábra). Szombathelyen a Keleti-Alpok eltérítő hatása miatt a talajon észak-északnyugati irányú a szél. Amint esökken vertikális irányban az Alpok hatása, akként közeledik az állomás széliránya az északnyugathoz.

Az izotaha térképek tanúsága szerint télen nagyobbak a sebességértékek, mint nyáron, viszont mindkét félv évben a talajon Győr—Budapest—Szeged térségében észlelhető a legnagyobb sebesség. Ez a *sebességeloszlás törvényszerűen jelentkezik minden északnyugati irányítású helyzet alkalmával*. A minimum területe a Győr—Budapest—Szeged tengelytől délnyugatra, ill. keletre esik. Nyáron 1000, télen 1500 m-től, a maximum Győr, Szombathely vidékén található; a minimum pedig továbbra is Debrecen vidékén van.

A vizsgált három makroszinoptikus helyzet közül a bárikus kép alapján várható áramlási iránytól a legnagyobb eltérést a  $zC$  makroszinoptikus helyzet fennállásakor uralkodó szélirány mutat. A  $zC$  helyzet alkalmával a jellegzetes szélirányeloszlás: az ország nyugati, délnyugati és keleti részében az áramlás iránya délnyugati, a közbeeső területen pedig északnyugati. Véleményünk szerint a szélirány ily módon

тörténi eloszlásának okát a Kárpát-medencét körülvevő hegyek által keltett nagyméretű léghullámoknak a nyomási mezőt deformáló hatásában, valamint a nyomási mező és az áramlási mező kölcsönhatásában kell keresnünk.

#### IRODALOM :

- [1] *Péczely, G.* : Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie Budapest Nr. 30. Budapest, 1957.
- [2] *Pápaiiné, Szalay G.* : Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén. *Időjárás*, 63. évf. 356. old. Budapest, 1959.
- [3] *Pápaiiné, Szalay G.* : Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás* 65. évf. 2. szám. Budapest.
- [4] *Conrad, V.—Pollak, L. W.* : Methods in Climatology. Cambridge, 1950.

\*

### ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В ВЕНГРИИ ПРИ МАКРОСИНОПТИЧЕСКИХ ПОЛОЖЕНИЯХ ЗОНАЛЬНОГО НАПРАВЛЕНИЯ

В статье излагаются трехмерные синоптико-климатологические исследования воздушных течений, возникающих в связи с макросиноптическими положениями западного направления. Из рассмотренных 5 лет (1951—1955) были выбраны следующие макросиноптические положения : «циклональное с зональным течением» (*zC*), «антициклон на юге Венгрии» (*As*) «антициклон на западе Венгрии» (*Aw*). На основе шарошилтных данных станций Дьер, Сомбатхей, Будапешт, Мишкольц, Дебрецен, Сегед, Печ, и Надьканижа для этих положений были определены распределения направлений и скоростей ветра для приземного слоя и для слоев 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000, и 5000 метров. Был выполнен также анализ, «*uv*» полученных значений.

При макросиноптическом положении *zC* даже из анализа составляющей *v* ясно выявляется характерное для этого положения распределение направление ветра в Венгрии : в западной, югозападной и восточной частях страны направление югозападное, а в промежуточных частях северозападное. Зимой на уровне 2000 м направление ветра во всех станциях западное и северозападное, а летом западно-югозападное. На основе карт изотав в приземном слое самая большая скорость ветра обнаруживается по линии Дьер—Будапешт—Дебрецен. На уровне 500 м значения скорости повышаются скачкообразно. На уровнях 1000—1500 м максимум наблюдается по оси Дьер—Будапешт—Сегед. Летом наблюдаются меньшие значения скорости ветра : максимумы находятся — повышаясь с высотой — во-первых в районе Будапешта, во вторых у Дьера и Надьканижа.

При положении *As* воздушные течения являются подобными тем, которые наблюдаются в зимном полугодии при положении *zC*. Значения скоростей выше, чем при макросиноптическом положении *zC*. На уровне 500 м здесь также имеется скачок. Выше 1000 м максимум наблюдается в районе города Дьер, а минимум у Сомбатхей.

При самом частом макросиноптическом положении *Aw* распределение направления ветра такое, какого можно ожидать на основе барического положения, т. е. везде и на всех уровнях северозападным. Максимум значений скорости находится вдоль оси Дьер—Будапешт—Сегед : это почти закономерное явление при всех положениях северозападного направления.

Из распределения направлений автор приходит к заключению, что при анализе механизма эффекта, модифицирующего направление воздушных течений, нужно обратить внимание — в отличие от прежних мнений — главным образом на влияние воздушных волн большого размера (порожденных окружающими горами), деформирующих поле давления, а также на взаимодействие полей давления и ветра.

## Hideg légtavak a Tihanyi-félszigeten

*Kaltluftseen an der Halbinsel von Tihany.* An heiteren, windstillen Nächten während einer antizyklonalen Wetterlage sammelt sich in den Niederungen die kalte Luft und es entsteht ein Kaltluftsee. Das Gebiet des sogenannten Äusseren Sees in Tihany ist als ein idealer Sammelbecken für kalte Luft anzusprechen. Es wurde auf Grund von Beobachtungen vom 12. bis 26. September 1959 die Gestaltung der nächtlichen Temperaturen untersucht. Die auffallendste Erscheinung besteht darin, dass die Temperatur im Gebiete des Äusseren Sees während der Nachtstunden nicht gleichmässig abnimmt, es gibt zeitweise bedeutende Temperaturerhöhungen. Nach Ansicht der Verfasserin dürfte dies dadurch erklärt werden, dass ein Überfluten des Beckens durch Kaltluft erfolgt, wobei ein Ausströmen über dem niedrigeren nordöstlichen Rand zustandekommt und eine Mischung verschieden temperierter Luftmassen vor sich geht.

✱

*Озера холодного воздуха над полуостровом Тихань.* При антициклональных положениях с ясными тихими ночами в долинах накапливаются холодные воздушные массы и возникают озера холодного воздуха. Идеальным бассейном для такого накопления холодного воздуха является территория т. н. Внешнего озера на полуострове Тихань. В статье исследуется формирование ночного температурного режима на основе наблюдений, произведенных на полуострове с 12 по 26 сентября 1959. Особенно заметное явление состоит в том, что температура Внешнего озера в ночные часы не понижается равномерно, но временами значительно повышается. Это автор объясняет тем, что воздушные массы переполнившегося озера холодного воздуха переливаются через невысокий северо-восточный край и, таким образом, воздушные слои с разными температурами перемешиваются.

✱

A Balaton környéke rendkívül gazdag különböző felszíni formákban és joggal tehető fel, hogy hatásuk visszatükröződik az éghajlati viszonyokban is. A Balaton-felvidék, a tó partjára nyíló festői szépségű patak völgyek, a lösszel borított somogyi partvidék, a lápos Nagyberék, a Tihanyi-félsziget különálló éghajlati körzeteket alkotnak. Az éghajlati körzetek pontosabb határait és bennük a jellemző hőmérséklet-, nedvesség-, szélviszonyokat és egyéb jelenségeket csak részletes vizsgálatok útján ismerhetjük meg. Ahhoz, hogy hű képet alkothassunk a Balaton vidékének éghajlatáról, nem elegendő a hosszú sorozattal rendelkező néhány balatonparti megfigyelőhely adataira támaszkodnunk. A helyi sajátosságokat csak speciális terepklimatológiai megfigyelések segítségével tárhatjuk föl.

Az erősen tagolt térszín fölött a meteorológiai elemek közül a hőmérséklet alakulása a legváltozatosabb. A domború és homorú térszíni formákban bővelkedő területen más a hőmérséklet napi maximuma és minimuma, beállásának időpontja, más a napi ingás a különböző expozíciójú lejtőkre érkező különböző sugárzásmennyiség miatt. A legszélsőségesebb hőmérsékletjárás a mélyedésekben, völgyekben alakul ki, mivel a légáramlás átkeverő hatása bennük kevésbé érvényesül, mint a magasabb tereprészekben. A kisebb-nagyobb völgyekben nappal a levegő erőteljesen fölmelegszik és éjszaka szélsőségesen lehül. Derült, szélszélmentes vagy gyenge légmozgású éjszakákat biztosító anticiklonális időjárási helyzetekben a völgyekben kialakulnak a *hideg légtavak*.

A hideg légtavak foglalkozó kutatások eddigi álláspontja szerint a hideg légtó az egy és ugyanazon helyen a kisugárzás hatására lehül és a környező lejtőről odaáramló hideg levegőből alakul ki. Létrejöttének oka tehát a kisugárzás és a lejtőmenti hideglefolyás. A leglényegesebb az a körülmény, hogy a hideg levegő

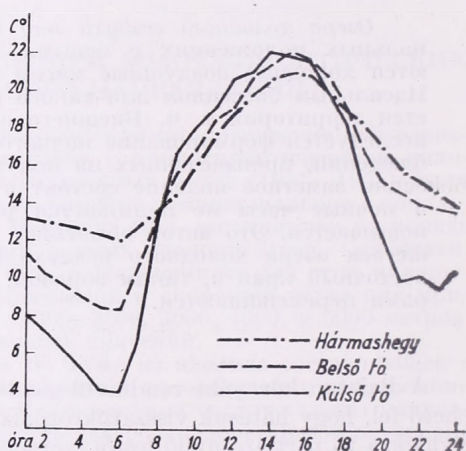
a völgyben összegyűlik, mivel nincs módja elfolyni és a kisugárzás útján tovább hűl.

A hideg légtavak kialakulásával, az előálló különböző jelenségekkel és a velük kapcsolatos különböző zéetekkel e tanulmány keretében nem foglalkozunk, mivel e kérdéseket egy előző tanulmányunkban [1] már kifejtettük.

Sugárzási éjszakákon, különösképpen völgyekben vagy lejtők aljában levő megfigyelőhelyeken gyakori jelenség, hogy egy és ugyanazon mérőhelyen a hőmérséklet nem egyenletesen csökken, hanem ismételten visszatérő törések figyelhetők meg a hőmérséklet alakulásában, amelyek sem időjárás-változással, sem felhőzet felléptével nem magyarázhatók meg [2]. A hőmérséklet alakulásában hasonló sajátosságokkal találkoztunk a tihanyi Külső-tóban végzett méréseink alkalmával.



1. ábra. Megfigyelőhelyeink a Tihanyi-félszigeten



2. ábra. A hőmérséklet átlagos napi menete derült napokon

A változatos felszínű Tihanyi-félszigeten 1959. szeptember 12-től 26-ig terep-klimatológiai megfigyeléseket végeztünk, amelyeknek alapján megismerhetjük a hőmérséklet idő- és térbeli változásának sajátosságait. 2 m magasságban, hőmérőházakban elhelyezett termográfokkal regisztráltattuk a léghőmérsékletet, ezenkívül minimumhőmérőkkel és Assmann-féle pszichrométerrel alkalomszerűen is végeztünk méréseket. Megfigyelőhelyeink (1. ábra) :

1. *Külső-tó* ; tengerszintfeletti magassága 115 m. A félsziget belső részének legmélyebb területe. Kiterjedése mintegy 1 km<sup>2</sup>. A kiszáritott tófenék jelenleg tőzegtalajú kaszáló, egyöntetűségét kiemelkedések nem zavarják meg. A medencét minden oldalról dombok veszik körül: nyugat—délnyugaton a meredeken emelkedő, 200 m magasságot meghaladó Nyereg-hegy, keleten is 200 m magas domb, délen a 180 m magas Hosszú-hegy, északon a Diósi tető (160 m) határolja.

2. *Belső-tó* ; 130 m tengerszintfeletti magasságú, mintegy 0,3 km<sup>2</sup> kiterjedésű vízfelszín. A tőzegtalajú medencét délen a 211 m magas Hármashegy, keleten 160, észak—északnyugaton 200 m magas domb határolja. A tó medencéjének legalacsonyabb pereme a nyugati, a Külső-tó felé eső, amely alig néhány méterrel magasabb, mint a Belső-tó területe. Közvetlenül a vízparton helyeztük el a megfigyelő-állomást.

3. *Háromshegy*; a hegytetőn mértünk (211 m), a mésztufát borító gyér növényzet fölött.

A kutatás időszakában az átlagos hőmérséklet legmagasabb a *Háromshegyen*,  $16,1^{\circ}$ , legalacsonyabb a *Külső-tóban*,  $14,4^{\circ}$ . A leghűvösebb tehát a legmélyebben fekvő terület. Ennek oka az, hogy a *Külső-tóban* a levegő éjszaka erőteljesen lehűl. Míg a két megfigyelőhely maximumhőmérsékletei (a hőmérőházikókban mért értékek) rendkívül közelállók — mindössze átlagosan hat tizedfokkal melegebb a *Külső-tó* — addig az átlagos minimumhőmérsékletek között hat fok különbség van. A *Belső-tó* a jelenlevő sekély vízfelszín miatt sokkal kiegyenlítettebb hőmérsékletjárású terület, mint a *Külső-tó*: átlagos hőmérséklete  $15,8^{\circ}$ . Derült éjszakákon a legszembetűnőbb a megfigyelőhelyek lehűlésbeli különbsége: a minimumhőmérséklet a *Külső-tóban* átlagosan  $0,95$ , a *Belső-tónál*  $7,6$ , a *Háromshegyen*  $11,3^{\circ}$ .

A megfigyelőhelyek közti hőmérsékletkülönbség legkifejezettebben a derült napok hőmérsékletének napi menetéből tűnik ki (2. ábra). A hőmérséklet a *Külső-tóban* változik a leggyorsabban mind a kora reggeli, mind a kora esti órákban. A legszembetűnőbb, hogy a *Külső-tóban* a hőmérséklet nem egyenletesen csökken. 21 és 23 óra után a hőmérséklet emelkedik és csak éjjel után csökken ismét egyenletesen. A *Háromshegyen* 21 óra után is egyenletesen változik a hőmérséklet. A *Belső-tónál* azonban 20 óra után észrevehetően lassúbbodik a hőmérséklet csökkenése, amely igen jól látható a lehűlési sebesség értékéből. A lehűlési sebesség 15 órától — amikor a hőmérséklet már mindhárom megfigyelőhelyen elérte a maximumot — 21 óráig a *Külső-tóban*  $2,0$ , a *Belső-tónál*  $1,25$ , a *Háromshegyen*  $0,7^{\circ}$ /óra. 21 és 24 óra között a *Belső-tónál*  $0,3^{\circ}$ /óra a lehűlés sebessége, tehát negyedére csökken, a hegytetőn változatlan. A *Belső-tónál* 24 óra után ismét gyorsan csökken a hőmérséklet: a lehűlés intenzitása  $0,9^{\circ}$ /óra. A *Külső-tóban* 21 óra után a hőmérséklet emelkedése annyira kifejezett, hogy megtalálható az egész szeptemberi kutatás hőmérsékletének menetében is.

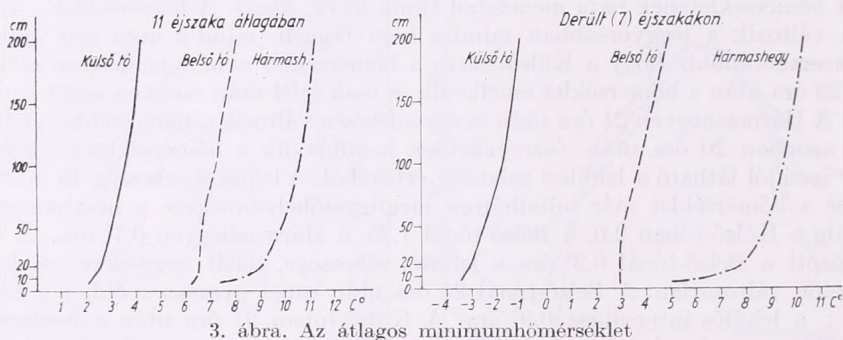
Hasonló jelenséget több helyen észleltek a völgyben vagy a lejtő aljában levő megfigyelőhelyek hőmérsékletének vizsgálatakor. *Berg* a *Hohe Venn* északi lejtőjén levő meteorológiai állomás termográf adatai alapján a napnyugta utáni órákban, különösen éjjel körül a hőmérséklet erős emelkedését állapította meg [3]. A jelenség közelebbi vizsgálata végett derült éjszakákon részletes megfigyeléseket végeztek. Az adatok alapján *Berg* arra a következtetésre jutott, hogy a meleg lejtőszél okozza a hőmérséklet menetében észlelhető éjszakai fölmelegedést.

A *Külső-tónál* szerintünk a hőmérsékleti nyugtalanság azzal függ össze, hogy a környező lejtőről folytonosan leáramló levegő következtében a hideg légtö túlárad. Ha a hideg légtö eléri az északkeleti legalacsonyabb perem (128 m) magasságát, a levegő átfolyik a lejtős országút mentén a *Diósi rétek* felé, miközben a különböző hőmérsékletű légrétegek átkeverednek. Amikor a *Diósi rét* (110 m) területe is megtelik hideg levegővel — ez feltehetően éjjel után bekövetkezik — a hőmérsékleti pulzáció megszűnik. A *Külső-tóban* a hőmérséklet a kisugárzás hatására ismét erőteljesen csökken.

Hasonlóképpen magyarázhatjuk a *Belső-tónál* 21 óra után a kisebb mérvű lehűlést. A tó medencéjéből a levegő a nyugati alacsony peremen keresztül átfolyik a *Külső-tóba* és a hideg légtavat táplálja.

A hőmérséklet éjszakai időbeli és magasság szerinti változásának közelebbi vizsgálata végett 11 éjszakán mindhárom megfigyelőhelyen minimumhőmérőket helyeztünk el 5, 10, 20, 50, 100, 150, 200 cm magasságban. A reggeli leolvadások eredményeképpen rendelkezésünkre állnak az egyes szintek minimumhőmérsékletei

(3. ábra). A Hármashegyén, ahol 11 éjszaka átlagában a legmagasabb minden szintben a minimumhőmérséklet, a legnagyobb a különbség a 2 m-es és az 5 cm-es szint minimum-értékei között, azaz a hőmérsékleti gradiens a legnagyobb a Hármashegyén:  $-2,0$ , míg a Belső-tónál  $-0,9$ , a Külső-tónál  $-1,2^\circ/\text{m}$ . Derült éjszakákon (3. ábra) a hőmérsékleti gradiens a hegytetőn  $-2,2^\circ/\text{m}$ , míg a másik két helyen változatlan. A Hármashegyén tehát a minimumhőmérséklet a talajfelszíntől távolodva gyorsan nő. Nyilvánvalóan ez abból következik, hogy a talajfelszín hatása csak az alsó, felszínközeli légrétegeknél jelentős. A Belső-tónál változik a legkevésbé a minimumhőmérséklet a magassággal, és az alsó 50 cm-es légrétegben csaknem azonos, amely kétségtelenül a tó vízének mérséklő hatásával függ össze. Derült éjszakákon a Külső-tóban a minimumhőmérséklet minden szintben  $0^\circ$  alatti, míg a hegytetőn 2 m-ben a 10 fokot is eléri. A hőmérsékletkülönbség a 2 m-es légrétegben a Külső-tó és a Hármashegy között 10–11 fok, míg a Külső- és a Belső-tó között csak 5 fok. Formája



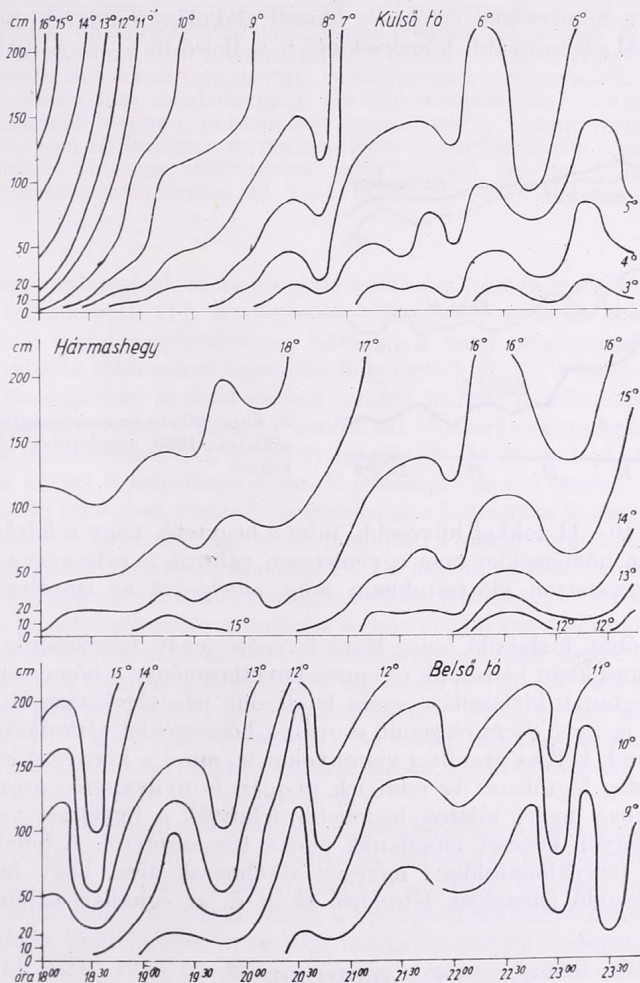
3. ábra. Az átlagos minimumhőmérséklet

következtében a Belső-tó is kedvez a hideg légtó kialakulásának, azonban a vízfelszín fölött a levegő kevésbé hűl le, mint a Külső-tóban.

A hőmérséklet időbeli változásának pontosabb megismerése végett a felszín fölött különböző szintekben elhelyezett minimumhőmérőket 15 percnként olvastuk le. A szeptember 15-i 18 órától 24 óráig tartó mérések adatait mutatjuk be izopléta ábrázolásban (4. ábra). A hőmérséklet mind az idő, mind a magasság szerint a három megfigyelőhely közül a Külső-tóban változik a leggyorsabban, különösképpen gyorsan csökken a hőmérséklet 18 és 19 óra között. Az egyes szintek között a hőmérsékletkülönbség még csekély ebben az időközben. 19 óra után azonban az időbeli változás mérséklődik és az izotermák, különösen az alsó 20–30 cm-es légrétegben, fokozatosan vízszintessé válnak. Ha semmiféle zavaró körülmény nem játszana közre, a különböző hőmérsékletű légrétegek egymás fölött helyezkednének el, azaz az izotermák vízszintes futásúak lennének. 20 óra után azonban az izotermák menetében kisebb-nagyobb hullámokat láthatunk, amelyek a levegő fölmelegedését és lehűlését jelzik. A hőmérséklet 20.45-től 24 óráig kb. egyórás ritmusokban emelkedik: 20.45, 22, 22.45, 23, 23.45 óra. Ezen időpontok között ugyancsak kb. egyórás ritmusban a hőmérséklet csökken. A hőmérséklet változása annyira erőteljes, hogy a legalsó 10–20 cm-es légrétegben is észrevehető.

A Hármashegyén az izotermák már a mérés kezdetekor is csaknem vízszintesek. A hőmérséklet mind az időben, mind a magasság szerint sokkal kisebb mértékben változik, mint a Külső-tóban. A hegytetőn 18 és 24 óra között csak 2–3 fokkal csökken a hőmérséklet az egyes rétegekben, a Külső-tóban ugyanakkor 10 fokkal változik. A hőmérséklet a Hármashegyén sem egyenletesen változik a mérés tartama alatt, az izotermák nem teljesen vízszintes futásúak. Nyilvánvalóan a keveredés

hatásának tulajdonítható a kisebb-nagyobb hullámok jelenléte. Keveredés előállhatott részben azért, hogy a felszín közelében lehűlt levegőrészek a hegyről lefolytak és helyükbe a magasabb szintek levegője áramlott, részben a légáramlás hatására. Az a körülmény, hogy a hideg levegőnek nincs módja összegyűlni, hanem



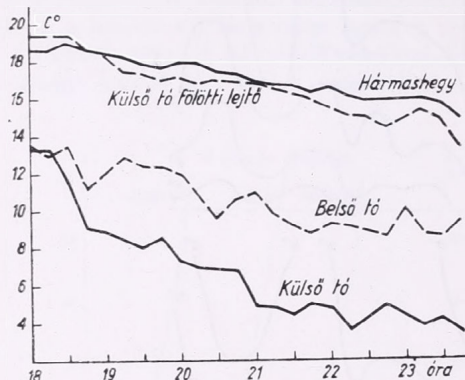
4. ábra. A hőmérséklet izopletái 1959. szeptember 15-én 18–24 óra között

ellenkezőleg, lefolyik, okozza, hogy a magasabb tereprészek, különösképpen a dombtető, derült, szélcsendes éjszakákon jóval melegebbek, mint a völgyek.

A Belső-tónál a hőmérséklet 18 és 20 óra között az időben és a magasság szerint is meglehetősen gyorsan változik. Míg azonban a Külső-tóban megtaláljuk a hőmérséklet kisugárzási típusát, a Belső-tónál már 18 órától kezdve többé-kevésbé vízszintes elrendeződésűek az izotermák, illetve észlelhető a hőmérsékleti nyugtalan-ság. Mint már említettük, a Belső-tó medencéje is ideális hideg levegőgyűjtő terület, azonban az összegyűlt hideg levegő igen könnyen átfolyik az alacsony peremen

keresztül a Külső-tó felé és hamarabb észlelhető a hőmérsékleti pulzáció. Ennek időpontja 20.30-tól igen jól megegyezik a Külső-tónál említett ritmusokkal.

Szeptember 15-én 18 és 24 óra között Assmann-féle pszichrométerrel a talajfelszín fölött kb. 60 cm magasságban is mértük a levegő hőmérsékletét, mindhárom megfigyelőhelyen, valamint a Külső-tótól észak—északkeleti irányban emelkedő domb lejtőjén is (5. ábra). A Hármashegy és a Külső-tótól északkeletre emelkedő domb lejtőjén a hőmérséklet értéke és időbeli alakulása rendkívül hasonló. A két tómedence jóval alacsonyabb hőmérsékletű: a Belső-tó 5—6, a Külső-tó kezdet-



5. ábra. 60 cm-es magasságban mért hőmérsékletek, 1959. szeptember 15-én 18—24 óra között

ben 6, később 10—11 fokkal hűvösebb, mint a hegytető, vagy a lejtő. A Külső- és a Belső-tóban a hőmérséklet nem egyenletesen változik: változva emelkedik és csökken kb. ugyanazon időpontokban, mint amelyeket az izopléta ábrázolásnál említettünk.

A Külső-tóban kialakuló hideg légtömeg levegője tehát, feltevésünk szerint, meghatározott ritmusokban kiáramlik és ennek következménye a hőmérsékleti pulzáció.

A hideg légtömeg kialakulása során lejátszódó jelenségek vizsgálata széleskörű kutatómunkát igényel. Nem elegendő csupán a hőmérséklet alakulásának ismerete, tanulmányoznunk kell az áramlási viszonyokat is, mind a környező lejtőkön, mind magában a hideg légtömegben. Az eddigiek alapján is nyilvánvaló azonban, hogy a hőmérőházikokban nyert adatok legfeljebb felhívják a figyelmet valamely sajátosságra, de nagyon keveset mondanak annak természetéről. A helyi adottságoknak megfelelő terepklimatológiai mérések alkalmasak arra, hogy feltárják a kis térségben lejátszódó jelenségek létrehozó okait és az éghajlati sajátosságokat.

#### IRODALOM

- [1] Endrődi, G.: A hideg légtömeg kialakulásáról. Időjárás, 65. évf., 1961. 232—235. old.
- [2] Lehmann, P.: Abkühlung und Erwärmung in nächtlichen Kaltluftfluß. Ber. d. Dtsch. Wetterd. Nr. 38. 113—116. old.
- [3] Berg, H.: Kleinmeteorologische Messungen im Hohen Venn. Z. f. Meteor. 5. 1951. 229. old.

## A hőmérséklet és a földmágneses térerősség összefüggéséről

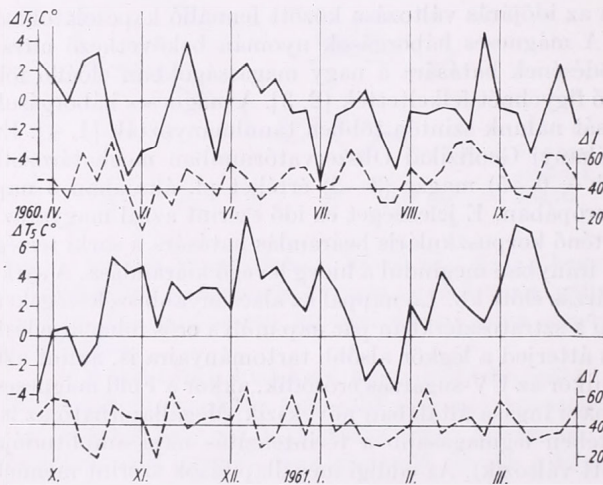
*О связи между температурой и интенсивностью геомагнитного поля.*  
 Суточные колебания интенсивности геомагнитного поля, как величины, отражающие интенсивность ультрафиолетовой радиации солнца ставятся в связь с аномалиями пятидневных средних температур Будапешта. За увеличением суточной амплитуды геомагнитного поля вообще через 7 дней следует повышение температуры. По статистическому анализу данных за исследованный период остаточная вероятность совпадения меньше 5%. Показано, что изменения интенсивности геомагнитного поля вместе с характерными числами магнитных возмущений можно использовать для предсказания температуры на 5—15 дней.

\*

A mágneses háborgások és az időjárás változása között fennálló kapcsolatokkal már többen foglalkoztak [1]. A mágneses háborgások nyomán bekövetkező ultra-viola-besugárzás hirtelen erősödésének hatására a nagy magasságokban előálló fölmelegedések szintén több szerző figyelmét felkeltették [2, 3]. A mágneses háborgások (korpuzkuláris sugárzás) hatását nálunk szintén többen tanulmányozták [1, 4]. Ez utóbbi vizsgálatok szerint a tihanyi Geofizikai Observatóriumban meghatározott földmágneses jellemszámok ( $Ch = 0-5$ ) magas (3—5) értékét pl. általában 5 nap múlva lehülés követi Közép-Európában. E jelenséget ez idő szerint azzal magyarázzuk, hogy a sarki térségben történő korpuzkuláris beáramlás hatására a sarki térség légkörének alsó rétegeiben több irányban megindul a hideg levegő kiáramlása. A sarki térséget erő korpuzkuláris sugárzás előtt kb. 1,5 nappal az alacsonyabb szélességeket erőteljes UV-besugárzás éri, ami a sztratoszférában pár nap múlva erős fölmelegedést okoz. Később ez a fölmelegedés áttérjed a légkör alsóbb tartományaira is, amint azt *Scherhag* [2]-ben kimutatta. Amikor az UV-sugárzás erősödik, akkor a Föld mágneses terében a mágneses térerősség napi ingása általában növekszik. Megállapítható az is, hogy a kettes jellemszám esetében legmagasabb a térintenzitás napi amplitudója ( $\Delta I = 60-99 \cdot 10^{-3}$  Gauss között változik). Az eddigi megállapítások szerint ennél magasabb az intenzitás napi amplitudójának értéke, annál erősebb az UV-besugárzás, s vele együtt a felső légkör fölmelegedése is.

A fölmelegedés mértékének elbírálására alkalmasnak látszik a napi középhőmérsékletek ötnaponkénti átlaga, az ún. pentádhőmérséklet. Vizsgálatunk arra irányul, hogy a földmágneses térerősségnek a tihanyi Geofizikai Observatóriumban észlelt naponkénti amplitudóit összehasonlítsuk a budapesti pentádhőmérséklet változásai-val. 1. ábránk az 1960 áprilisa és az 1961 márciusa közötti budapesti pentádhőmérsékleteknek az 1851—1950. évi átlagos pentádhőmérsékletektől számított eltéréseit ( $\Delta T_5$ ) tünteti fel. A  $\Delta T_5$  értékeit párhuzamba állítottuk a mágneses térerősség pentádeértékeivel, mégpedig kétféle időbeli eltolás alkalmazásával. Az említett időszak első felében, 1960. áprilistól szeptemberig 8 napos, a második felében, 1960. októbertől 1961. márciusig 13 napos eltolást alkalmaztunk, minthogy feltételeztük, hogy az UV-besugárzás hatása hazánkban a talaj közeli légréteg hőmérsékletében 10—13 nap múlva jelentkezik. Mindkét görbe számanyagát megvizsgáltuk abból a szempontból, hogy nem véletlen-e a fennálló párhuzamosság. A matematikai-statisztikai elemzés szerint a véletlen egybeesés valószínűsége mindössze 0,7% körül van, értéke tehát jóval alatta marad az ilyen vizsgálatok esetében megkívánt 5%-nyi határértéknek, ami az elfogadhatóság legfelsőbb szintjét jelenti. (*Baur* szerint a legszigorúbb kritérium a 0,27%-os szint.)

A pentádhőmérséklet anomáliáinak és a térerősség ingásainak párhuzamba állításakor a két félévi adatok különbözőképpen végrehajtott időbeli eltolására a következő megfontolások indítottak: A két félv év egyes hónapjai folyamán az átlagtól számított eltérések sora lényegesen különbözik egymástól. Az első félv év havi hőmérsékletei többnyire átlag körüliek, inkább átlag alattiak, a második félv évi pedig átlag fölöttiek; csak a január átlagos. A két félv évnek az adatok szempontjából különböző természetűre lényegesen rávilágítanak a napfoltszámok havi értékei is. Az áprilistól szeptemberig terjedő időszakban a napfoltszámok havi átlaga  $121 \pm 10$ , az októbertől márciusig terjedő másik félv évben pedig  $66 \pm 20$ . Körülbelül ilyen esőcsökkenés állt be a mágneses háborgás mértékét kifejező  $Ch$  jellemzőszámokban is. Az első szakaszban 55 olyan nap volt, amikor a  $Ch \geq 3$ , a másodikban ellenben csak 40. Ilyen eltolódásra rámutatott már Berkes is [4], aki a mágneses háborgás jellemzőszámai és az 5 nappal későbbi pentádhőmérséklet között talált kapcsolatot az 1957. év nyári időjárásában. Vizsgált időszakunk első felében az egyezés nem olyan jó, mint a másodikban. Mint-



1. ábra. A tihanyi földmágneses térerősség pentádonkénti ingásai ( $\Delta I$ ) és a budapesti pentádhőmérséklet anomáliái ( $\Delta T_5$ )  
 Fig. 1. Pentade-variations of the geomagnetic field intensity in Tihany ( $\Delta I$ ), and anomalies of pentade-temperature in Budapest ( $\Delta T_5$ )

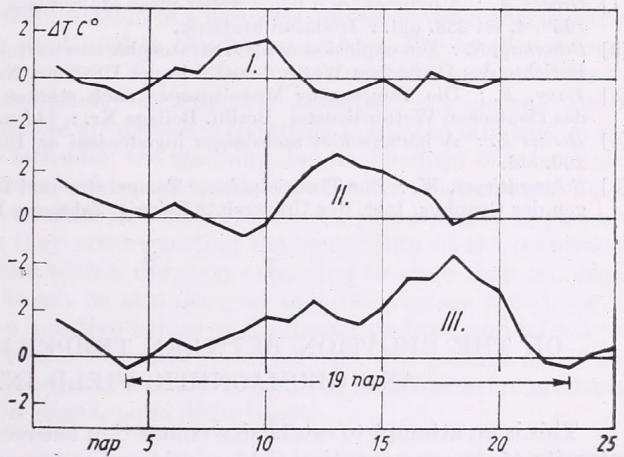
hogy a görbék erős mágneses háborgáskor 5 napnyi különbséggel, az UV-besugárzás megnövekedtekor pedig 10–13 napnyi különbséggel hozhatók fődésbe (ugyanakkor az első félv évben több volt az erős mágneses háborgás), joggal tehető fel, hogy a hőmérséklet eltérései az első félv évben 8 napi késéssel követték a mágneses térerősség ingadozásait, a másodikban pedig később, kb. 10–13 nap múlva.

Vizsgálataink folyamán sorra vettük azokat az eseteket, amikor a  $\Delta I \geq 80 \cdot 10^{-3}$  Gaussnál. Megvizsgáltuk, hogy ilyen esetek után hány nap múlva következett erős korpuszkuláris háborgás ( $Ch \geq 3$ ). Ezen szempontok figyelembevételével háromféle típust határozhattunk el: 1. A  $\Delta I \geq 80 \cdot 10^{-3}$  kulcsszám után a földmágneses jellemzőszámokban már 4 napon belül legalább 3-as érték jelentkezett; az egy évi szakaszban 13 ilyen eset volt. A 2. típusba soroltuk azokat az eseteket, amikor csak 5–8 nap között volt található legalább 3-as jellemszám. Ilyen eset az egy év alatt 7 ízben fordult elő. A 3. típusba sorolt eseteknél a korpuszkuláris zavar csak a 8. nap elmúltával fordult elő. Ilyen esetünk 9 alkalommal volt az egy év alatt. Azokat az eseteket, amidőn egy 3-as érték több 2-es jellemzőszám között fordult elő, nem vettük figyelembe. Ilyenkor ugyanis a 3-as mágneses jellemzőszám hatása nem számottevő. A háromféle típusból előállított átlaggörbéken (2. ábra: I., II., III. görbe) jellegzetesen azonos a hőmérséklet változásának tendenciája.

Az 1. és a 2. típus anomália-görbéjének előállításakor a  $\Delta I \geq 80 \cdot 10^{-3}$  kulcsszám bekövetkezésétől számított 20 napos hőmérsékleti anomáliájának átlagát vettük tekintetbe, míg a 3. típusnál már 25 napot.

Az első típus esetében a fölmelegedés kb. 1 hét múlva következik be és nemcsak rövid, de egyúttal nagyon gyenge is; alig haladja meg az 1 fokot. Ennél a görbénél az egyes esetek menetei külön-külön nagyon eltérők, csupán a meleg szakaszban mutatnak egyezést: 13 esetből 9 eset megfelelő. A második típus — mint említettük — hét esetből készült, közülük csak két eset mutat lényegesebb eltérést a többiektől. A maximális fölmelegedés ekkor később következik be, de nagyobb a pozitív irányú eltérés nagysága és a meleg szakasz hossza már hét napot is elér.

A fölmelegedés a leghatározottabban a harmadik típus esetében mutatkozik. Ilyenkor, hasonlóan az első típushoz, a fölmelegedés a 7. naptól kezdődik és a pozitív eltérések a 14—20. nap között elérik a 3—4 fokot is; csupán egy esetben volt ennél kisebb a hőmérséklet pozitív anomáliája. Éppen azért kellett 25 napot tekintetbe vennünk, hogy láthassuk, meddig tart a fölmelegedés.



2. ábra. A hőmérséklet változása a földmágneses térerősség erős napi ingásai ( $\Delta I \geq 80$ ) után

Fig. 2. Temperature-changes after strong diurnal variations of the geomagnetic field intensity ( $\Delta I \geq 80$ )

Az 1. és 2. típus esetében a hőmérsékleti anomália csekélyebb mérvének oka az, hogy a 8 napon belül bekövetkező korpuszkuláris zavarok hatására a sarki térségből hideg levegő áramlik ki. E hatás következtében a mi szélességünkön a hideg levegő beáramlása csökkenti az UV-besugárzás okozta fölmelegedést. Távprognosztikai szempontból a harmadik típus a legjelentősebb, mert általános, több mint tíz napra terjedő pozitív hőmérsékleti anomália bekövetkezésének föltételezését teszi lehetővé. A III. görbe alapján az is megállapítható, hogy a két negatív érték között a különbség 19 nap, ami megfelel annak az elméleti számításnak, hogy a sarki térségből a hideg levegő kiáramlása kb. 20 naponként valószínű, még abban az esetben is, ha mágneses háborgás, ill. napfolttevékenység nincs vagy nagyon gyenge [5].

Számításainknak a 2. ábrán bemutatott eredményeiből tehát 10—15 napra lehet következtetni a hőmérséklet várható menetére. Az erős mágneses háborgások ( $Ch \geq 3$ ) idején és után a sarkvidékről kiáramló hideg levegő hatására, amely egyúttal a légnyomás értékeit is átalakítja, megváltozik a cirkuláció jellege [1]. A változás általában 5—10 nap alatt zajlik le. Scherhag [2] a berlini felszállásokban a nagy magasságtól az alsó troposzféráig végig követte a mágneses háborgások hatását mutató erős, 20—30 fokos fölmelegedést. Baur megvizsgálta az UV-besugárzás erősödését követő talajmenti fölmelegedéseket. Megállapításai szerint a fölmelegedés a nyugat-

európai országokban az UV-besugárzás után kb. 3—7 nap múlva jelentkezik [3]. Az eddigi eredményekből megállapítható, hogy a mágneses háborgások (korpuszkuláris sugárzás) és az UV-besugárzás erősödése által a légkörben kiváltott folyamatok kölcsönhatásban vannak egymással, mert *mindkettő hat az általános cirkulációra*. Az 1. és 2. ábrán bemutatottak is arra engednek következtetni, hogy ha a napfolttevékenység, s ezzel együtt a mágneses háborgások gyengülnek, akkor a légköri cirkuláció is meglassul. Ebben az esetben a meleg, illetve a hideg szakaszok meghosszabbodnak, vagyis az időjárás általános menete nehezebben, tehát lassan változik meg. Alátámasztja e föltevésünket az a körülmény is, hogy a napfoltmaximum évei körül a hőmérséklet változékonysága sokkal nagyobb, mint a minimum évei körül [4]. Ha ezeket a körülményeket is figyelembe vesszük, és vizsgálatainkat nagyobb térségre és a légkör felső határáig kiterjesztjük, az így nyert eredmények komoly segítséget nyújthatnak a hőmérséklet egy-két hétre szóló előrejelzéséhez.

#### IRODALOM :

- [1] *Graics A.* : A nyomás- és a hőmérséklet-mező átalakulása erős napkitörések után. *Időjárás*. 1959. 4. sz. 238. old. : Irodalmi utalások.
- [2] *Scherhag, R.* : Die explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spätwinters 1951/1952. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*. Nr. 38. Seite 51. 1952.
- [3] *Baur, F.* : Die Temperatur Mitteleuropas nach starken Sonneneruptionen. *Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes*, Berlin. Beilage Nr. : 114 u. 115. Juli 1957.
- [4] *Berkes Z.* : A hőmérséklet szélsőséges ingadozásai az 1957. évben. *Időjárás*. 1957. 4. sz. 290. old.
- [5] *Schwerdtfeger, W.* : Zur Theorie polarer Temperatur und Luftdruckwellen. *Veröffentlichungen des Geophys. Inst. der Universität Leipzig*, Jahrgang 1931, Seite 255.

\*

### ON THE RELATION BETWEEN TEMPERATURE CONDITIONS AND GEOMAGNETIC FIELD INTENSITY

This is an attempt to establish a connection between the diurnal variation of the intensity of the geomagnetical field, considered as a quantity expressing the intensity of solar ultra-violet radiation, on the one hand, and the temperature conditions at Budapest, represented by the departures from the normal of five-day average temperatures. Data of the period from April, 1960 to March, 1961, have been investigated. A comparison of the five-day average values of the geomagnetical field intensity with air temperature data has been made according to two different assumption on time-shift. Namely, in the first half of the period under investigation, a time-shift of 8 days, and, in the second half of the period, a time-shift of 13 days has been applied. These values have been selected on the ground that from earlier investigations it appeared that solar ultra-violet radiation outbreaks may exert an influence on the surface temperature conditions in this country with a delay of 8 to 13 days. The similarity found in the behaviour of the two sets of values has been corroborated by applying tests of mathematical statistics. It has been found that the probability for the fortuitous production of such a coincidence of values amounts to less than 5 per cents.

In the second part of the paper, the cases are discussed in which the daily variation of the geomagnetic field intensity was equal to or greater than  $80 \cdot 10^{-3}$  gauss. These are cases of the strongest ultra-violet radiation. In every such case, the delay time (number of days) was equally taken into consideration, by which a subsequent strong magnetic perturbation ( $Ch = 3, 4, \text{ or } 5$ ) has been observed. The following 3 types of events could be established :

Type 1 has been defined by the occurrence, not later than on the fourth day after a daily variation of 80 or more units in the magnetic field intensity, of a perturbation with a value of  $Ch$  at least equal to 3.

In Type 2, the perturbation was observed with a delay time between 5 to 8 days.

In Type 3, the perturbation due to solar corpuscular radiation occurred with a delay greater than 8 days.

By drawing curves of temperature variations it is found that the general behaviour of these curves is rather characteristic for each of the three types. In Type 1, a slight rise in temperature is observed within about a week; this phenomenon is, however of a transitory character and its numerical value amounts seldom to more than 1 degree centigrade. In this type, the temperature curves drawn for individual are exhibiting, among each other, a rather poor degree of similarity. In the curves cases of average temperatures for Type 2, the rise in temperature is much more marked, it has a greater duration, and the number of ensuing days with a positive departure from the normal is equal to 7. Type 3 is characterized by a very strong rise in temperature, leading occasionally to departures of 4 degrees centigrade.

These differences in the manifestation of a temperature rise in the different types under consideration could be explained in the following way. The smaller amount of the rise in temperature in the cases of Type 1 and Type 2 could be accounted for by a mechanism in which, concomittantly to magnetic disturbances occurring within 8 days, an invasion of cold Arctical air-masses is occurring under the influence of the solar events. Thus, in middle latitudes, the warming due to the effect of solar ultra-violet could be partially counteracted by the arrival of cold Arctic air-masses. From the stand-point of long-range weather forecasting, the cases pertaining to Type 3 are the most significant ones, as they are suggesting the probability of the occurrence of a general rise in temperature with a duration extending to more than ten days. From the curve for Type 3, it can be also deduced that the average time interval between the occurrence of two negative values of the departure from normal temperatures is equal to 19 days. This is in good agreement with the findings about the length of time needed for the occurrence of an outbreak of cold Arctic air produced without the manifestation of a geomagnetic disturbance.

*Béll Béla :*

## **Szélmérés kötött léggömbökkel**

*Wind Measurements by Means of Tethered Ballons.* (Summary.) A method of measuring wind speeds and directions, that can be used under pecuinary conditions, was developed by the Author for obtaining air flow data in the vicinity of burning oil containers. Balloons filled with hydrogen were fastened on vertical rods by strings of the length of 10 m (Fig. 3), and the distance of the balloons from the rods has been determined by photogrammetry. This distance  $d$  can be used as an approximating value for the actual wind speed (Fig. 4). It was found that the direction and speed of the air current may be subjected to appreciable modifications due to thermal influences emanating from the fire of oil tanks (Figures 5, 6,

and 7). This method is suitable also to application in field-climatological measurements.

✱

A terepklimatológiai kutatások igen gyakran különleges követelményeket támasztanak a mérőmódszerekkel szemben. A különböző elhelyezkedésű völgyek szélstruktúráját, erdősávok szélmódosító hatását stb. a talajközeli néhány 10 m magas légrétegben lehetőleg sok mérőponton kell mérni, illetőleg regisztrálni. Gyakran ez a feladat leküzdhetetlen ne-

hézsegekbe ütközik a műszerek hiánya miatt.

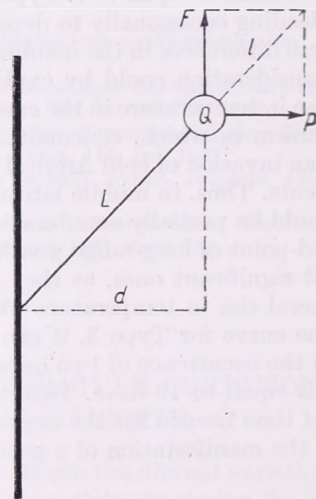
Hasonló feladat merült fel az Országos Tűzrendészeti Parancsnokság ún. tűzkísérleténél, amelyet az egyik hazai nagy olaj- és benzintároló telepen 1960 októberében hajtottak végre. A kísérletek során egy 5000 m<sup>3</sup> űrtartalmú tartályban benzint gyűjtöttak meg. A kísérleteknek az volt a célja, hogy részleteiben megvizsgálják az égés és az oltás technikai körülményeit (milyen mértékben közelíthető meg az égő tartály, melyek a legmegfelelőbb oltási módszerek, mekkora veszélyt jelent a leggazdaságosabb sűrűségben elhelyezendő szomszédos tartályokra a benzin égése stb.). A termikus hatások vizsgálata céljából megmérték a hőmérsékletet és a légáramlás alakulását az égő tartály környezetében. A hőmérsékletméréseket a Magyar Tudományos Akadémia Műszerügyi Szolgálata végezte, a szélméréseket pedig meteorológus munkacsoport vállalta.

A kísérleti tartály átmérője 22 m, magassága kerekén 10 m volt. A szomszédos tartályok között 55 m volt a távolság. A kísérletek során a felül nyitott tartályban 15 000—40 000 liter benzin volt. A meggyújtott benzin 7—8 percig zavartalanul égett, majd a tüzet 2—3 perc alatt eloltották.

A hőmérsékletet vas-konstantán és nikkkel-krómnikkel termoelemekkel és bizonyos hőmérsékleti küszöbértékeket színváltással jelző festékekkel mérték. Termoelemeket helyeztek el a tartály falán, a lángtérben, az égő folyadékban és a tartálytól 4 sugár irányában 22, 33, 44, 55 m távolságban felállított oszlopokon 2, 5, 8, 11 m magasságban. A hőmérsékletmérések kimutatták, hogy az égés alatt olyan rövid ideig tartó hőlökések is felléptek, amelyek az alkalmazott hőmérők tehetetlensége miatt csak kis mértékben voltak regisztrálhatók. A lángtérben a nikkkel-krómnikkel termoelem megolvadt, a hőmérséklet itt 1300 C°-nál magasabb volt. Az égő felszíntől 13 m távolságban 137 C° maximális hőmérsékletet mértek, a tartálytól 12 m távolságban húzó

védősáncon 90°-ot, a mögötte levő védőgödörben 50°-ot mutattak a hőmérők. A tartály falán 800—900 C° volt a maximális hőmérséklet. A nyers hőmérsékletértékek a sugárzás, a hőelvezetés stb. miatt különböző korrekciókra szorulnak. Az alább ismertendő szélmérések egyik célja a hőmérsékleti korrekciók számára a széladatok megállapítása volt.

A hőmérők elhelyezéséhez alkalmazkodva a szelet kb. 10 m magasságban a tartálytól négy sugár irányában 22, 33, 44 és 55 m távolságban mértük. Miután



1. ábra.

az áttűzesedett tartály közelében magas hőmérsékleteket vártunk, a rendelkezésre álló 4 elektromos távszélmérőt (DMSZ—N—53 típusú szovjet kanalas anemométer szélzászlóval) a legtávolabbi oszlopokon helyeztük el, s a tartályhoz közel más, kevésbé értékes mérőeszközökről kellett gondoskodnunk.

A különleges körülményeket figyelembe véve a szélmérésre a következő módszert dolgoztuk ki. Erősítsünk egy függőleges rúd valamely pontjához egy  $L$  hosszúságú vékony zsinórra kötött léggömböt. A léggömbbe annyi hidrogént töltünk, hogy szabad felhajtó ereje (az a súly, amellyel megterhelve lebeg)  $F$  kg legyen (lásd az 1. ábrát). A szélnyomás

következtében a léggömb eltávolodik a rúdtól s lamináris áramlás esetén az oszloptól mért  $d$  vízszintes távolsága a szélességtől függ. Ha a szélnek a léggömbre ható vízszintes nyomóerejét  $P$ -vel jelöljük, akkor az 1. ábra alapján könnyen kiszámítható, hogy

$$P = \frac{Fd}{\sqrt{L^2 - d^2}} \quad (1)$$

A mérés természete megengedi a léggömbre ható nyomóerőnek a következő ismert kifejezését:

$$P = cQN = cQ \frac{V^2}{16} \quad (2)$$

ahol  $Q$  a léggömb keresztmetszete  $m^2$ -ekben,  $N$  a Newton-féle szélnyomás,  $v$  a szél sebessége  $m/sec$  egységekben,  $c$  a léggömb ún. alaki tényezője (1-nél kisebb szám), a  $P$  pedig a szél nyomóereje  $kg/m^2$  egységekben. A  $Q$  nehezen mérhető, helyette bevezethetjük a léggömb és a zsinór összesített súlyát ( $B$ ) és a szabad felhajtó erőt ( $F$ ). Ugyanis a hidrogénnel töltött gumiléggömb sugara:

$$R_m = \sqrt[3]{\frac{F+B}{5}} \quad (3)$$

A három egyenlet felhasználásával a szélességre a következő kifejezést kapjuk:

$$v = \frac{3,9}{\sqrt{c}} \cdot \frac{1}{\sqrt[3]{F+B}} \cdot \sqrt[4]{\frac{F^2 d^2}{L^2 - d^2}} \quad (4)$$

Ha az  $F$ -et és  $B$ -t  $kg$ -okban, a  $d$ -t és az  $L$ -et  $m$ -ekben mérjük, a szélességet  $m$   $sec$  egységekben kapjuk. Méréseinknél az egyes mérőelemeket a következőképpen választottuk:

$$\begin{aligned} L &= 10 \text{ m} \\ F &= 0,2 \text{ kg} \\ B &= 0,035 \text{ kg} \end{aligned}$$

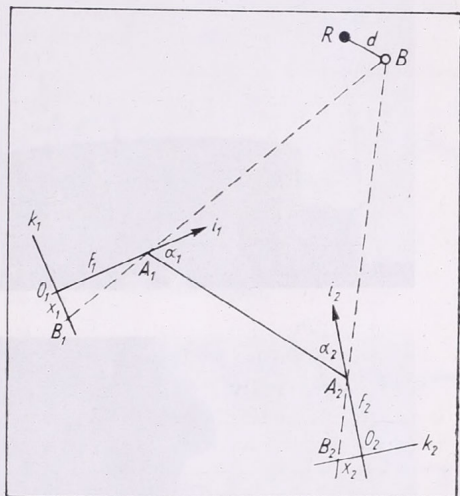
Ebben az esetben a (4) egyenlet így egyszerűsödik:

$$v = \frac{2,8}{\sqrt{c}} \sqrt[4]{\frac{d^2}{100 - d^2}} \quad (5)$$

Az (5) egyenlet segítségével lamináris légáramlást feltételezve meghatározhat-

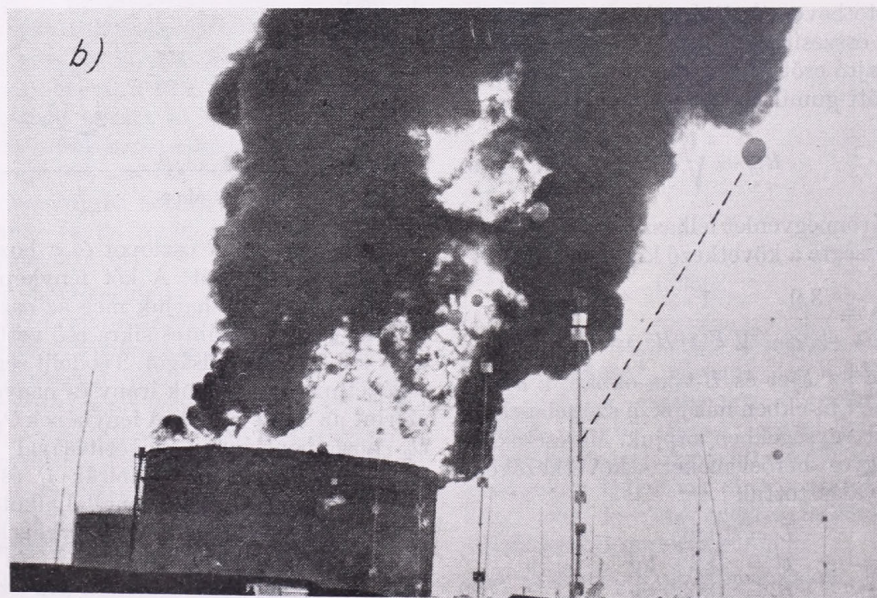
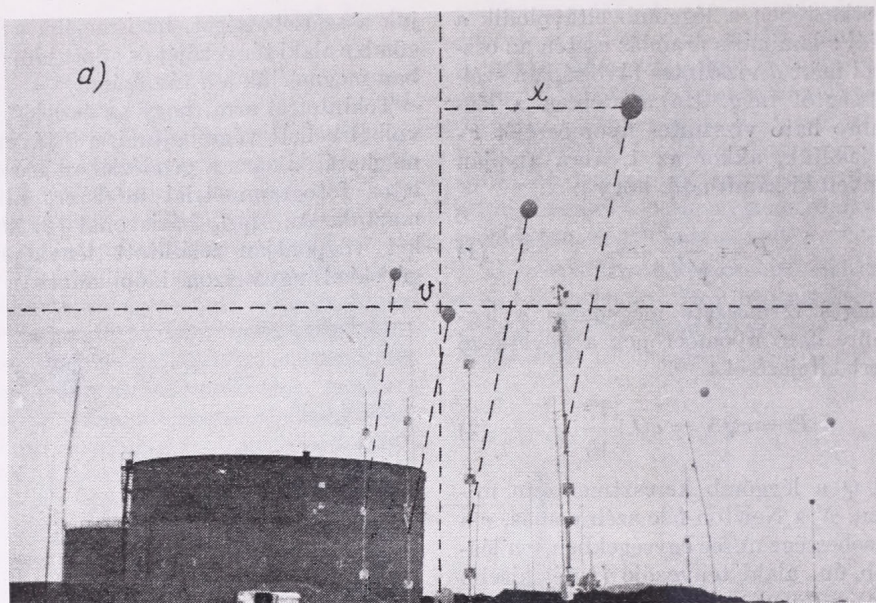
juk a szélességet, ha ismerjük a léggömb  $c$  alaki tényezőjét és adott időpontban megmérjük a  $d$  távolságot.

Tekintettel arra, hogy az észlelést távolból kellett végrehajtani, a  $d$  távolság meghatározására a geodéziában használatos fotogrammetriai módszert alkalmaztuk. Az  $A_1 A_2$  bázisonval (2. ábra) két végpontján felállított fényképezőgépekkel ugyanazon időpillanatban le-



2. ábra.

fényképezzük az  $R$  oszlopot és a hozzátartozó  $B$  léggömböt. A két fényképből grafikusán határozhatjuk meg az oszlop és a léggömb vízszintes síkra eső vetületét s ebből a  $d$  távolságot. Teodolit segítségével meghatározzuk irány és nagyság szerint az  $A_1 A_2$  bázist. A fényképek  $O_1$  és  $O_2$  középpontjának azonosításával kijelöljük a fényképező kamrák  $i_1$  és  $i_2$  irányvonalainak a bázisonnal alkotott  $\alpha_1$  és  $\alpha_2$  hajlásszögeit. A fényképeken (3. ábra) lemérjük az  $O_1 B_1 = X_1$  és az  $O_2 B_2 = X_2$  képkoordinátákat. Ha az  $i_1$  és  $i_2$  irányvonalakra alkalmasan választott méretarányban felmérjük az  $f_1$  és  $f_2$  képtávolságokat (gyakorlatilag az objektív gyújtótávolságát), megrajzolhatjuk a képsíkok  $k_1$  és  $k_2$  vízszintes vetületeit, az  $X_1$  és  $X_2$  képkoordinátákat s a képpon- tok  $B_1$  és  $B_2$  vetületeit. A képkoordinátákat ugyanazon egységekben mérjük



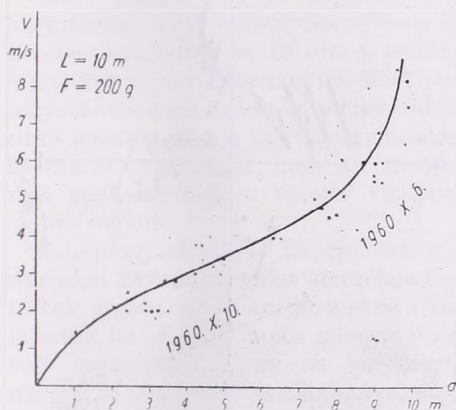
3. ábra. Mérőoszlop a II.  $A_1$  állomásról fényképezve

fel, mint a gyújtótávolságokat. A  $B_1A_1$  és a  $B_2A_2$  sugarak metszéspontja meghatározza a léggömb képének vízszintes vetületét. Ugyanígy megkaphatjuk a rúd  $R$  képpontját s a rajzból kivethetjük

irány és nagyság szerint az  $RB = d$  távolságot.

Az (5) egyenletben szereplő  $c$  alakú tényező legvalószínűbb értékét két napon, gyenge és erősebb széljárás mellett hatá-

roztuk meg. A léggömböt anemométer rúdjáról kötöttük (3. ábra) és a fényképezéssel azonos időpontokban (félpercenként) leolvastuk a szélesebbséget. Az összetartozó  $v$  és  $d$  értékek a 4. ábra pont-halmazát adják. A pontok között meghúzott elméleti görbe az (5) egyenlet alapján készült s az alaki tényező számára  $c = 0,4$  valószínű értéket ad. A görbe egyenes szakasza 2—8 m/sec között a feladat követelményeit figyelembe véve alkalmas volt a légáramlás megállapítására.

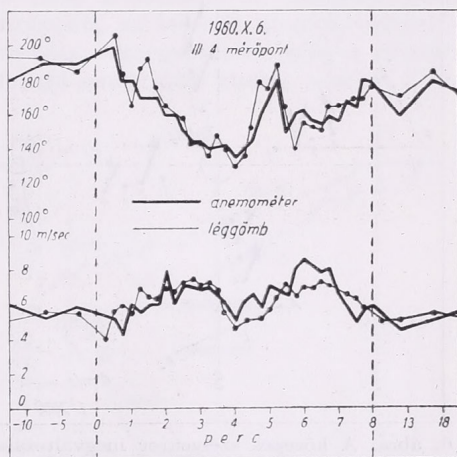


4. ábra.

Az eltérések oka elsősorban a szél turbulens természetében keresendő. A talaj közelében a szél nem egyenletesen, hanem lökésekben fúj, ami a vízszintes légáramlásban a szélereősség gyors és szabálytalan ingadozásával jelentkezik. A különböző szélműszerek ezt az ingadozást érzékenyséjükre jellemző tehetetlenséggel követik és kisebb-nagyobb mértékben elmosásák. Ez a tehetetlenség a kanalas anemométereknél a forgó szélkanalak tehetetlenségi nyomatakában, a Fuess-féle univerzális szélműszernél az úszó harang bemerülési tehetetlenségében, a hődrótos anemométereknél az izzószál hőkapacitásától függő hőmérsékleti tehetetlenségben, a léggömbös módszernél pedig a függőleges helyzet felé törekvő léggömbre kifejett légellenállásban jut kifejezésre. Az egyes műszerfajták tehetetlenségi tényezői természetesen külön-

bözők, ennek megfelelően a szél struktúrájáról is eltérő képet adnak.

Ennek ellenére a szélirány és szélesebbség hosszabb időtartamú változásait a kanalas anemométerek és a léggömbök egyaránt kimutatták. Az 5. ábrán ugyanazon rúdra erősített anemométer és léggömb mérési adatait látjuk. A leolvasást és a fényképezést 15 mp-ként végeztük. Ezt a mérési módszert, amely egyébként *terepméréseknél is alkalmazható*, az Országos Tűzrendészeti Parancsnokság tűzkísérleténél próbáltuk ki.



5. ábra. Anemométerrel és kötött léggömbbel nyert mérési eredmények

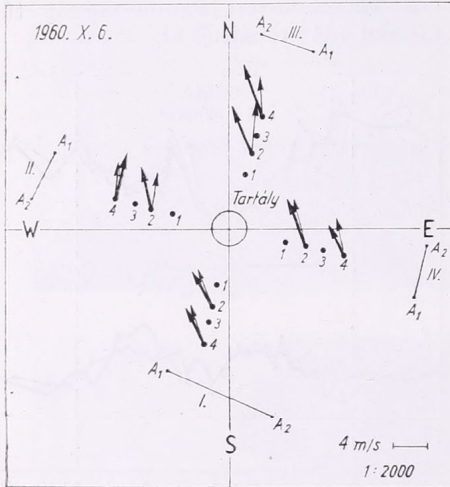
A terep vázlatát a benzintartállyal és a mérőhelyekkel a 6. ábrán látjuk. A római számokkal jelzett négy oszlopsoron a 2. jelzésű oszlopokra léggömböket, a 4. jelzésűekre léggömböt és anemométert erősítettünk (lásd a 3. ábrát). Az  $A_1$ ,  $A_2$  pontokról történt a szinkron fényképezés. Egy másik napon a II. és III. oszlopsor mind a négy rúdjáról kötöttünk léggömböt, a 4. számú rúdakon pedig anemométer is volt (7. ábra). Ezekon kívül még 4 alkalommal végeztünk szélmerést a 4. oszlopokon levő anemométerekkel.

Az égés előtt és után 5 percenként, az égés kb. 8 perces időtartama alatt 15 mp-enként észleltük a szelet. A tartálytól kb. 1 km távolságban szabad felállításban Fuess-rendszerű univerzális szélműszer jelezte a zavartalan szelet.

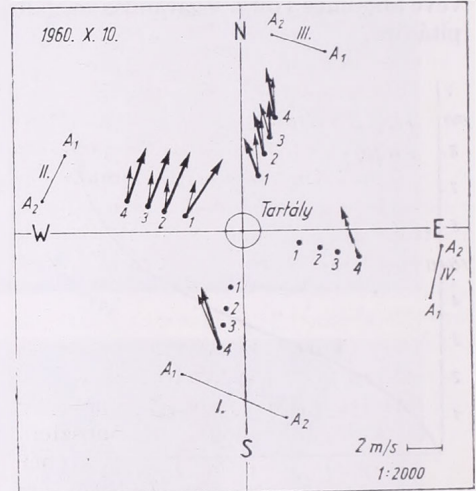
A méréseket az 5. ábrához hasonló módon dolgoztuk fel. A kapott grafikonokon mind a szélirányban, mind a szélesebségben jellegzetes ingadozás figyelhető meg, amely a szél turbulens jellegének következménye. Az állandóan megfigyelhető turbulencián kívül a benzín égése alatt különböző irány- és sebességváltozások jelentkeztek (lásd az 5. ábrát).

hogy a légmozgás iránya  $5-30^\circ$ -kal a tartály felé fordult (6. ábra III. és IV. oszlopsora, 7. ábra I., II., III. oszlopsora). Az égés idején a szél sebessége általában megnőtt. A növekedés  $10-30\%$ -ot, középértékben a szélesebség  $22\%$ -át tette ki.

A termikus hatás vizsgálatánál figyelembe kell vennünk, hogy a szélesebségben



6. ábra. A közepes szélvektor megváltozása az égő benzintartály környezetében szeles napon



7. ábra. A közepes szélvektor megváltozása az égő benzintartály környezetében gyenge szél esetén

A változások számszerű értékelése végett kiszámítottuk a szél vektorális középértékeit az égés előtt, az égés után. Az égés előtti és utáni szélvektorokból interpoláció útján kiszámítottuk az égés idején feltételezhető zavartalan szelet. Ennek megállapítására segítségül vettük a Fuess-szélműszer adatait is. A számításokból 2 kísérlet eredményeit a 6. és 7. ábrákon közöljük. A megfelelő pontokhoz rajzolt nyilak nagyság és irány szerint a levegőmozgás sebességét ábrázolják a megadott léptékben. A vékony nyilak a zavartalan, a vastagok az égés alatti sebességeket mutatják.

A mérések tanúsága szerint az égés következtében a légáramlás a tartály körüli  $50-60$  m-es körzetben megváltozott. Ez a változás több esetben abból állt,

függőleges, kürtőszerű feláramlás szél esetén megdőlv, amint azt a tartály fölött a széllel együtt mozgó füstszázló mutatja (3 b. ábra). Az így kialakult ferde áramcsőben turbulens mozgással felfelé haladó levegő a környezetből pótlódik, ezért az általános szélesebségnövekedés a léggömbök talajközeli magasságában érhető. Az áramlási viszonyok részletesebb értelmezése nem egyszerű feladat, mivel figyelembe kell vennünk a zavartalan légáramlásban az égés alatt bekövetkező változásokat, az áramcső elhelyezkedését és erős turbulenciáját. Erre a célra, valamint energetikai számításokra jóval több pontban, különböző szinteken kellett volna mérni a hőmérsékletet és a szelet, ami feladatunkat meghaladta.

## Az 1961. február 15-i napfogyatkozás hatása az ionoszféra-rétegekre

*Effects of the solar eclipse of the 15th February 1961 produced on the ionospheric layers.* (Summary.) The author summarizes the results of the ionospheric measurements made during the solar eclipse of the 15th February 1961. It is stated that the most characteristic changes took place in the layers E and F1.

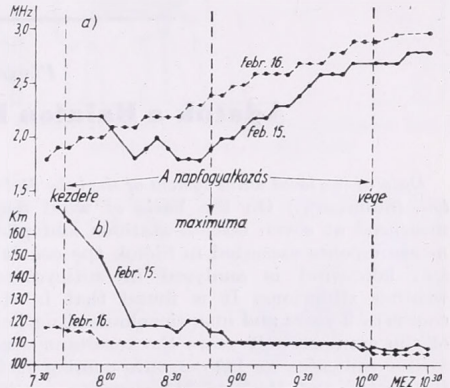
\*

1961. február 15-én 95%-os napfogyatkozás volt Budapesten : 7 óra 43 perckor kezdődött és 10 óra 4 perckor fejeződött be. Az ilyen nagymértékű napfogyatkozás a mi szélességi övünkön elég ritka jelenség, éppen ezért nem mulaszthattuk el az alkalmat, hogy az ionoszférára gyakorolt hatását tüzetes vizsgálat alá ne vegyük.

A napfogyatkozással kapcsolatos méréseinket 24 órás szolgálat keretében hajtottuk végre : 11-én kezdtük el és 19-én fejeztük be. A több napos mérésre azért volt szükségünk, hogy az ionoszférarétegek napfogyatkozás alkalmával mért karakterisztikáinak változását a közönséges napok adataival is össze tudjuk hasonlítani. A fent említett időszakban 611 ionoszféra-mérést hajtottunk végre, s filmen rögzítettük őket. Az esti és éjszakai órákban a méréseket óránként, nappal még sűrűbben végeztük, különös tekintettel a napfogyatkozás időszakára, amikor is 5 percnként készítettünk ionoszféra-regisztrátumokat. A napfogyatkozás maximumában pedig 8 óra 40 perctől 9 óra 20-ig percnkénti észlelések folytak.

Mielőtt rátérnénk a napfogyatkozás ideje alatt mért egyes ionoszféra-rétegek viselkedésének ismertetésére, röviden vázoljuk, mi tette szükségessé ezt a nagyszámú észlelést és milyen eredményeket vártunk tőle. A különböző magasságokban elhelyezkedő ionoszféra-rétegek viselkedése elsősorban a Nap ultraibolya sugárzásától függ, melynek erősödésével nő, ellenkező esetben pedig csökken a rétegek ionsűrűsége és vastagsága. Ez a

hatás legkifejezettebben a 100—200 km közötti E rétegnél mutatkozik meg, mely napkeltekor a napsugárzás hatására keletkezik, ionsűrűsége ennek erősödésével növekszik, míg végül napnyugtakor megszűnik. Az E réteg szempontjából a napfogyatkozás tehát olyan, mint egy gyorsan múló, rövid éjszaka. A 200 km feletti F réteg ionsűrűsége és vastagsága jóval nagyobb, az ionizált atomok rekombinációja, újraegyesülése pedig a ritkább levegő miatt jóval kisebb, mint az E ré-



Az E réteg határfrekvenciájának (a) és magasságának (b) változása a napfogyatkozás időtartama alatt

tegé, s így az aránylag rövid ideig tartó napfogyatkozás nem elegendő ahhoz, hogy éles változást idézzon elő benne. Nappal ez a réteg több részre hasadhat szét (F1 és F2), az alacsonyabban fekvő F1 hasonló tulajdonságokat mutat, mint az említett E réteg, itt azonban a rekombináció kisebb, mint az E rétegben, de még mindig sokkal nagyobb, mint a felsőbb rétegekben.

A fentiek ismeretében ábránkról leolvasható, milyen változásokat idézett elő a napfogyatkozás az egyes ionoszférarétegekben. Az E réteg ionsűrűségének és magasságának változása február 15-én és 16-án a következőképpen ala-

kult: amíg február 16-án a napfelkeltétől fokozatosan emelkedik a határfrekvencia, addig február 15-én, a napfogyatkozás kezdetétől annak maximumáig jelentékeny csökkenés, majd innen kezdve ismét emelkedés tapasztalható. Ez azt jelenti, hogy az *E* réteg ionsűrűsége jól követte a napfogyatkozás menetét. Ugyanennek a rétegnek a magassága február 16-án — a napfelkelte körüli értékeket kivéve — állandónak mondható, viszont február 15-én már jelentős magasságváltozásokat észleltünk. A napfogyatkozás maximumáig az értékek meglehetősen magasak voltak, és ez szintén arra mutat, hogy ez a réteg a napfogyatkozás alatt ritkább volt, mint a következő napon. Az *F1* réteg határ-

frekvenciájának menete hasonló volt az *E* rétegéhez, a napfogyatkozás maximumáig az ionsűrűség csökkenése, majd innen ismét fokozatos növekedése mutatkozott. Meg kell még említenünk, hogy a napfogyatkozás időtartama alatt az *F* réteg sokszor 3 részre is hasadt, amely körülmény e rétegnek igen zavart voltát tükrözi. Az *F2* rétegnél szabályos változást nem tudtunk kimutatni a fenti időszakban, bár végső következtetést erre vonatkozólag csak a napfogyatkozás anyagának teljes feldolgozása után vonhatunk le.

A 100 km alatt fekvő *D* rétegnek a mérését és regisztrálását Szegeden és Baján végeztük. E regisztrátumok feldolgozása még folyamatban van.

Péczely György:

## Adatok a Balaton helyi szélrendszeréhez

*Data of the local wind system of the lake Balaton. (Summary.)* On the basis of wind data measured at seven coastal stations and pilot measurements executed in Siófok the coastal and lake-wind is analysed in anticyclonic weather situations. It is found that in the course of 3 years and in anticyclonic situations of the summer half years the resultant wind vector indicates at 14<sup>h</sup> currents coming from the water and that of 21<sup>h</sup> currents coming from the coast. The day-line of the circulation is more developed than the night-line. By the aid of pilot measurements it can be proved that during day-time the wind, coming from the water comprises only the lower layer of the thickness of some hundred meters. Beginning from 500 m. a wind coming from the opposite direction, i. e. from the coast, can be observed.

×

Ismeretes, hogy advektív légmozgásoktól csekély mértékben zavart derült anticiklonális helyzetekben nagyobb vízfelületek és a szárazföld között az eltérő hőgazdálkodás miatt szabályos légesere alakul ki. A nappali órákban, amikor a szárazföld felszíne jobban felmelegszik, mint a vízfelület, a szél a víz felől a part felé fúj, míg éjszaka a hűvösebb szárazföldről a melegebb víztükör irányába áramlik a levegő a talajközeli szintben.

Az áramlás iránya a magasabb szintekben ellentétes a fennálló cirkulációs rendszer értelmében.

Vitorlás tapasztalatok alapján régóta ismeretes a parti szél a Balaton térségében, s az elmúlt évek során történt néhány kezdeti vizsgálódás annak érdekében, hogy a jelenséget szelmegfigyelések alapján is kimutassák [1, 2, 3]. E vizsgálatok, melyek csak néhány állomás rövid adatsorára támaszkodtak, egyértelműen igazolták a cirkuláció nappali ágának létezését a talajközeli légtérben, s egyben kimutatták, hogy az éjszakai cirkulációs rendszer csak gyengén elmosódva jelentkezik. A [3] tanulmány ezenkívül néhány pilótszelmérés alapján kísérletet tesz arra, hogy a parti szél nappali ágának magassági kiterjedését meghatározza. A kérdés további megvilágításához kívánunk a következőkben néhány adattal hozzájárulni.

A Balaton vízfelülete által keltett helyi szélrendszer a nyári félév anticiklonális napjain fejlődhet ki zavartalanul, ezért az 1958—1960. időszak három nyári feléből kiválogattuk azokat a napokat,

amikor *A* makroszinoptikus helyzet (anticikloncentrum vagy divergencia Magyarország fölött) állott fönn. Hét Balaton-parti állomás (Kenese, Balatonfüred, Tihany, Badacsony, Keszthely, Balatonfenyves, Siófok) szélmegfigyeléseiből kiszámítottuk az említett makroszinoptikus helyzetre az eredő szélvektort a 14 és 21 órás időpontokra. Első a helyi cirkuláció nappali, utóbbi az éjszakai ágáról nyújt tájékoztatást. Az eredő szélvektorokat, melyeket 70 esetből számítottunk, az alábbi táblázatban közöljük :

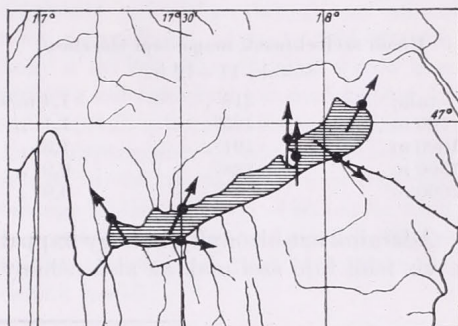
### Eredő szélvektorok

*Az A makroszinoptikus helyzet, nyári félév  
1958–60*

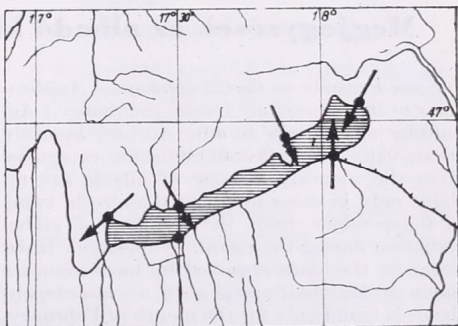
Állomás	14 h	21 h	irányváltozás
Kenese	211°, 0,7 m/s	29°, 0,2 m/s	178°
Balatonfüred	179°, 1,4 „	336°, 0,4 „	157°
Tihany	180°, 0,3 „	334°, 0,1 „	—
Badacsony	209°, 0,3 „	330°, 0,3 „	119°
Keszthely	147°, 1,0 „	51°, 0,3 „	96°
Balatonfenyves	276°, 0,5 „	338°, 0,1 „	—
Siófok	308°, 0,9 „	183°, 0,6 „	125°

Táblázatunk meggyőzően igazolja a parti—szárazföldi cirkuláció létezését a Balaton egész térségében. Főként a Balaton nagyobb szélességű északkeleti medencéjében jellegzetes a szélfordulás: Kenesén majdnem pontosan ellentett a 14 és 21 órás terminusok szélvektorának iránya, de Balatonfüred és Siófok is erőteljes szélfordulást bizonyít. A Balaton hosszabb, de keskenyebb délnyugati medencéje fölött is kialakul a helyi szélrendszer, azonban itt a szélfordulás kisebb, s a szélirányok nagyobb szöget zárnak be a partvonal normálisával (1. és 2. ábra). Adataink igazolják, hogy a cirkuláció nappal erősebben fejlett, a szélvektor sebessége nagyobb, míg az esti víz felé fújó szél nagyon gyenge, sok a szélcsend, illetve a hálózati műszereinkkel nem érzékelhető gyenge szellő. Különösen Tihany és Balatonfenyves esti észlelései jegyeznek sok szélcsendet, ami az eredő szélvektor 0,1 m/s-ot mutató sebességé-

ből is kitűnik. E két állomás esti szélvektorát ezért nem is vehettük figyelembe a szélfordulás vizsgálatánál. Sajnálatos, hogy a Balaton déli partjáról jelenleg nem áll rendelkezésünkre több állomás, pedig a helyi szélrendszer itt zavartalanabban kifejlődhet a domborzati adottságok miatt. A Balaton parti—vízi szélrendszerének mélységi kiterjedé-



1. Eredő szélvektor iránya anticiklonos helyzetekben, 14 h, nyári félév



2. Eredő szélvektor iránya anticiklonos helyzetekben 21 h, nyári félév

séről vizsgált parti állomásaink nem tájékoztathatnak, a [3] tanulmány azonban a Siófoktól délre 4 km távolságban levő Papkutapuszta néhány hetes megfigyelései alapján kimutatja, hogy itt már csak ritkán jelentkezik hasonló helyzetekben nappal a víz felől fújó szél.

A siófoki obszervatóriumban évek óta folynak pilot-szélmérések. Ennélfogva módunkban áll már a helyi cirkuláció függőleges kiterjedéséről is tájékoztató jellegű adatok közlése. A vizsgált napok-

ról a Siófokon végzett pilot-szélmérések alapján kiszámítottuk az eredő szélvektorokat a talaj, 500 m, 1000 m, 1500 m és 2000 m. szintekre Sajnos csak a nap-pali (11—12 óra közötti) szélmérések adatait dolgozhattuk föl, tekintve, hogy az éjszakai polotok száma nagyon csekély volt. Alábbiakban közöljük a szélvektorokat, melyeket 45 esetből számítottunk :

#### Eredő szélvektorok magassági eloszlása

Siófok, 11—12 h.

talaj	318°	1,4 m/s
500 m	185°	1,1 „
1000 m	191°	1,3 „
1500 m	228°	0,9 „
2000 m	288°	0,9 „

Adataink azt bizonyítják, hogy nappal a víz felől fújó szél csak az alsó néhány

száz méteres rétegre terjed, s már 500 m-en a szárazföld felől fúj a szél az alsóbb rétegekben a víz felől kiáramló levegő pótlására. 1500 m-en már délnyugatiba fordul a szél, s a partvonallal párhuzamosan fúj, míg 2000 m-en már nyugat-északnyugati irányt vesz fel. Ezek szerint a *Balaton által kellett helyi légkörzés átlagosan másfél km-es magasságig terjed ki.*

IRODALOM : [1] *Czelnai L. R.* : A Balaton partmenti cirkulációs rendszerének néhány sajátossága. *Időjárás*, 59. évf. 224. old., Budapest, 1955. — [2] *Czelnai, R.* : Adatok a Balaton szélviszonyaihoz főbb időjárási helyzettypusaink idején. Orsz. Met. Int. Hivatalos Kiadványai XX. 137. old., Budapest, 1955. — [3] *Endrődi, G.* : A talajközeli légréteg szélviszonyai a Balaton térségében. *Időjárás*, 63. évf. 215. old. Budapest, 1959.

**Dobosi Zoltán :**

### Megjegyzések az albedó klimatológiai alkalmazásához

*Some Remarks on the Climatological Applications of the Concept of Albedo.* (Summary.) According to findings by the Author, monthly mean values of reflected radiation computed from the monthly average of albedo are reliable only in cases in which the albedo value is independent from the amount of global radiation during the month in question. However, in the data obtained by measurements made at Erdőhátpuszta, such an interdependence is found only for the month of February.

\*

Elterjedt fizikai meghatározás szerint valamely felszín albedója az adott felületre jellemző szám : merőleges beesés mellett, fehér fény esetében a visszavert és a beeső sugárzás erősségének hányadosa. Ez a meghatározás a fehér fény feltételezése miatt egyetlen számot jelöl meg mint az albedó értékét. Az értelmezést bővíteni kell amidőn a felszín viselkedését különböző hullámhosszú fény esetében vizsgáljuk. A meghatározásban ekkor fehér fény helyett adott hullámhosszú monokromatikus sugárzás veendő.

A meteorológiai értelmezés a fogalom további bővítését kívánja : az albedó itt a visszavert és a beeső globális sugárzás hányadosát jelenti. Az így meghatározott albedó már nem konstans, hanem periódikus napi és évi menete, valamint aperiódikus változásai is vannak az alábbi okokból :

1. A napmagasság és a felhőzet változásával változik a beeső sugárzás hajlásszöge.

2. Változik a sugárzás hullámhossz szerinti összetétele.

3. Adott természetes felszínen időbelileg is változik a felület minősége : nedves, száraz talajállapot, hótakaró s a növényzet időbeli változásai révén.

4. A felsoroltakhoz még hozzá kell tennünk azt is, hogy a természetes felszínnek mért albedója tulajdonképpen területi átlag s emiatt az sem közböb, hogy a mérés milyen magasságban történik. Ugyanis a magasság növelésével távolabbi területekről visszavert sugárzás növekvő sze-

repet kap a visszavert sugárzás mért értékeiben.

A felsorolt okok azt eredményezik, hogy sugárzásklimatológiai s hőháztartási számításokban általában az albedó területi és időbeli átlagaival szokás számolni.

Az átlagértékek használata itt is felveti a kérdést: úgy számolhatunk-e az átlagokkal, mint az egyes értékekkel? Nem vezet-e tévedéshez, ha képletekben konkrét értékek helyett átlagértékeket használunk? Pl. az elnyelt sugárzás számításához használatos képlet ( $E$  az elnyelt,  $G$  a globális sugárzás,  $A$  albedó) pillanatnyi értékek esetében érvényes. Használható-e a sugárzás havi összegei és havi átlagos albedó alkalmazása esetén?

A következőkben bemutatjuk, hogy számításainkban havi átlagalbedót csak abban az esetben használhatunk, ha nincs összefüggés az albedó, valamint a globális sugárzás erőssége között az adott hónapban. Ezt a tényt az alábbi hozzávetőleges számítás jól bemutatja. Erdőhátpusztán a januári napok számának kb. fele hótakarós nap. A csupasz felszín albedója gyanánt 0,18, a hótakaró átlagos albedójául 0,64-et véve, a január havi albedóátlag 0,41. A globális sugárzás átlagos összege ebben a hónapban Erdőhátpusztán 3,1 kcal/cm<sup>2</sup>. Az átlagalbedóval számított visszavert sugárzás 0,41 · 3,1 = 1,27 kcal/cm<sup>2</sup> hónap. Abban az esetben, ha hótakaró és a globális sugárzás között feltételezünk olyan kapcsolatot, hogy a hótakarós napok derültek, a hótakaró nélküliek borultak s a derült napokra 190 kcal/cm<sup>2</sup>, a borult napok esetében 20 kcal/cm<sup>2</sup> sugárzásösszegekkel számolunk, akkor a visszavert sugárzás havi összege 2,0 kcal/cm<sup>2</sup> értéknek adódik. A kapcsolatot megfordítottuk: a hótakarós napokat borultnak s a hótakaró nélkülieket derültnek tételze fel, a havi visszavert sugárzásösszeg 0,7 kcal/cm<sup>2</sup> értékű.

Természetesen ilyen szélsőségesen szoros kapcsolat a talajállapot és a globális sugárzás között a valóságban nem képzelhető el. Feltételezhető azonban, hogy

vannak olyan klímaterületek, ahol található kapcsolat a felszín albedója és a globális sugárzás erőssége között. Ilyen kapcsolat még nyáron is elképzelhető: előfordulhat, hogy a kicsiny albedóval járó nedves talajállapot borult időjárásban nagyobb gyakoriságú, mint derült égbolt esetén.

Amennyiben az albedó és a globális sugárzás között kapcsolat van, amint feltételezett példákban láttuk, az albedó nem átlagolható. Annak felderítésére, hogy a mi éghajlatunk alatt van-e kapcsolat a két éghajlati jellemző között, kiszámítottuk a korrelációs koefficienseket Erdőhátpusztára, a talajállapotból számított albedó és az illető nap sugárzásösszege között az 1951—1960-as évekből.

A számításban előforduló talajállapotokhoz a következő albedóértékeket rendeltük hozzá:

száraz talaj	0,18
nedves talaj	0,12
hórétteg	0,65
hófoltok	0,41
növénytakaró	0,18

A számított korrelációs együtthatók: I: -0,05; II: -0,24; III: 0,07; IV: 0,01; V: -0,06; VI: 0,02; VII: -0,07; VIII: 0,07; IX: 0,09; X: 0,05; XI: -0,02; XII: 0,10

A táblázat értékeihez tartozó legnagyobb véletlen érték az 5 %-os szinten  $r' = 0,11$ . Látjuk, hogy csupán a február havi érték különbözik szignifikánsan 0-tól, a decemberi érték csupán megközelel a fenti határt. A február havi korrelációt feltehetően az okozza, hogy a hórétteg átlagos megszűnése február 24-re esik. Ebben a hónapban a napmagasság erősen nő, s így a felszín albedójának a hóolvadás következtében bekövetkező csökkenése sugárzásnövekedéshez kapcsolódik. Decemberben a hóréttegyakoriság nő, tehát a felszín átlagalbedója is. A várható negatív korreláció hiányát feltehetően a hónap borult jellege okozza, s az a tény, hogy a napmagasság december első felében csökken, a hónap vége felé gyakorlatilag alig változik. A vegetációs időszak kezdetéhez és végéhez kapaso-

lódó albedóváltozás hatása azért nem jelentkezik az adatokban, mert a zöld növényzet albedója alig tér el a csupasz felszínétől.

Összefoglalva: éghajlatunk alatt február kivételével felhasználhatjuk a havi

átlagalbedókat a visszavert sugárzás átlagos havi összegeinek kiszámításához. Az átlagalbedó használata okozta hibát februárban a hónap két részére osztása s ezekre külön átlagok alkalmazása révén csökkenthetjük.

Bognár Károly — Kozma Ferenc:

## Együttes szőlő-gyümölcstermesztés mikrometeorológiai vizsgálatáról

*Über mikroklimatologische Untersuchung eines Gartenbaubetriebes für gleichzeitige Weinrebenerzeugung und Obstbaumkultur.* (Zusammenfassung.) Die Untersuchungen erstreckten sich auf in beschatteten und dem Sonnenschein ausgesetzten Weinrebenbeständen durchgeführte Messungen der Boden- und Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit, sowie der Temperatur der Traubenaggregate und der einzelnen Beeren. Temperaturen wurden mittels Thermistoren, Luftfeuchtigkeiten mittels Psychrometer gemessen. Aus den Ergebnissen geht es hervor, dass in einer Höhe von 1,5 m über dem Boden die Lufttemperatur in beschatteten und von der Sonne beschienenen Weinrebenbeständen tagsüber nahezu den gleichen Wert aufweist, in der Nachtzeit aber der beschattete Bestand wärmer ist. In den Bodentemperaturen ergeben sich sehr wesentliche Abweichungen, zur Zeit des höchsten Sonnensandes bestehen in der Oberflächenschicht auch 20 Grade erreichende Temperaturunterschiede. Ebenfalls bedeutende Temperaturabweichungen ergaben sich zwischen den Temperaturen im inneren der Beeren. Im beschatteten Bestand ist die Beeren temperatur bei Nacht höher, bei Tage niedriger, als im besonnenen Gebiete. Im Extremfalle können die Beeren an der Sonne um 10 Grade wärmer sein, als diejenigen Beeren, welche sich im Schatten der Laubkrone eines Obstbaumes befinden.

\*

A Duna—Tisza köze mintegy 180 ezer kat. hold szőlőterületének megközelítőleg 96 %-án folyik gyümölcsfával köztes szőlőtermesztés. E sajátos homoki termelési formának eredete visszanyúlik még a XI—XII. századra, de igazi jelentőségre csak a XIX. század első felében, az elhomokosodás elleni küzdelemben tett szert, amikor a szőlővel vegyesen ültetett gyümölcsfa az ember nagyszerű

szövetségésének bizonyult a homokveszedelem megfékezésében.

A gyakorlati termesztés jól ismeri az együttes termesztés előnyeit a homokvándorlás megakadályozása, a kiegyenlítettbb jövedelem biztosítása terén, és azt is tudja, hogy a ritkasan ültetett gyümölcsfák foltosan beárnyékolva a szőlő talaját, jótékonyan mérsékelik annak felmelegedését, csökkentik a kései és korai fagyok okozta károsodásokat. Kevésbé tisztázottak azonban e termelési mód meteorológiai, főleg mikrometeorológiai vonatkozásai. A korábbi években csak tájékoztató jellegű adatokkal szolgált az árnyékos és mélyárnyékos fekvésű szőlőkben a talaj-, talajfelszín- és a levegő hőmérsékletének alakulásáról a napos fekvéshez képest.

Szükséges volt tehát a korábbi megfigyeléseink eredményét teljesen megbízható, a célnak megfelelő és pontos műszerekkel ellenőrizni, de felmerült a növényállomány és maga a növényhőmérséklet vizsgálatának szükségessége is.

Az 1960. év nyarán megkezdett vizsgálataink kiterjedtek a talaj- és léghőmérséklet, a légnedvesség, valamint a szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérsékletének mérésére. A méréseket 1960. augusztus 29-én és 30-án 24 órán keresztül végeztük, óránkénti észlelés formájában. A vizsgálatokhoz kizárólag távleolvasást biztosító elektromos műszereket (termisztorokat) alkalmaztunk, melyek nélkül a szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérsékletét nem tudtuk volna mérni. A 24 órán át

tartó észlelések adatai nemcsak egyes értékeket nyújtanak, hanem képet adnak a mért hőmérsékletek és a légnedvesség napi menetéről is.

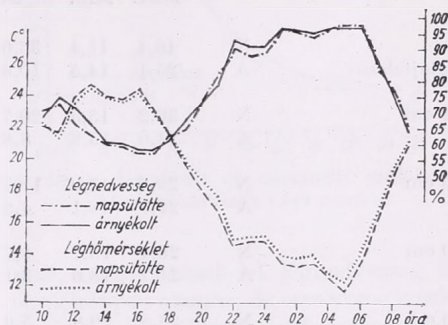
Az észlelések napjának időjárása nem volt a legkedvezőbb. Az ilyen mikrotérben végzett mérésekhez derült, szélszenes és meleg időjárás a kedvező, ugyanis a talajközeli légterben, de a talajban is ténylegesen meglévő hőmérsékleti különbségek inkább anticiklonális időjárási helyzetekben mutathatók ki. Ez a megállapítás fokozottabban vonatkozik a mi vizsgálatunkra, hiszen éppen a lombkorona árnyékának a talaj-, lég- és növényhőmérsékletre gyakorolt hatását szándékoztunk megállapítani.

A mérés folyamán egész nap változó felhőzet (1—8 tized) volt, és változó irányú (W—WSW) s erősségű (1—7 m/sec) szél uralkodott. A napi középhőmérséklet 29-én 21,1 fok, míg a mérés ideje alatt a hőmérőházban észlelt legmagasabb hőmérséklet 25,0 fok, a minimum 12,8 fok, a radiációs minimum pedig 10,3 fok. A változó felhőzet és változó erősségű szél, valamint a nem túl erős felmelegedés ellenére is a vizsgálat — amint az eredményekből kitűnik majd — sikeresnek mondható. A derült éjszaka ugyanis a talajfelszín és a növényzet erős kisugárzását biztosította, nappal pedig a változó felhőzet ellenére mind a talaj, mind a szőlőfürtök folyamatos direkt sugárzást élveztek. Ennek köszönhető, hogy az árnyékolás miatt kialakuló különbségek nemcsak, hogy egyértelműen kimutathatók, hanem számottevők is.

### Lég hőmérséklet és légnedvesség

A lég hőmérséklet és légnedvesség mérését szellőztetett termisztoros pszichrométerrel [1] végeztük a fa lombkoronája alatt és napsütötte területen, 1,5 m magasságban. A mérési adatokból és a napi menetből kitűnik, hogy légnedvességben az egész nap folyamán lényeges különbség nincs. A 22 és 24 óra között észlelt 3%-os nedvességekülönbséget valószínűleg a légáramlás erősségének változása okozta. Ebben az időpontban a hőmérő-

séklet görbéje is emelkedik, amely a légáramlás erősödésének a következménye. Az erősebb légáramlás feltehetően a szabad terület függőleges nedvességrétegzettségét is összekeverte, s emiatt a légnedvesség csökkent. A szélárnyékban levő lombkorona alatt ugyanekkor a légnedvesség továbbra is magas maradt. Valószínűleg hasonló okokra vezethető vissza a délelőtti órákban mutatkozó nedvességekülönbség is (1. ábra).



1. ábra. A lég hőmérséklet és légnedvesség napi menete árnyékolt és napsütött szőlőállományban, 1,5 m magasságban (Kecskemét, Szőlészeti Kutató Intézet, 1960. augusztus 29—30.)

A besugárzás idején a lég hőmérsékletben sem találhatunk különbségeket, de az éjszakai órákban a fa lombkoronája alatt a levegő 0,3—0,9 fokkal melegebb, mint a szabad területen. Ez a hőmérsékleti eltérés a két terület között napnyugta után, vagyis a besugárzás megszűntével kezdődik, és napkelte után rövidesen megszűnik. A csurgó alatti magasabb hőmérséklet a lombkorona kisugárzást gátló hatásának köszönhető, míg a tartós különbség kialakulását az éjszakai szélszenes segítette elő.

### Talaj hőmérséklet

A talaj hőmérsékletet 2TH—4 típusú hőmérőtermisztorokkal mértük [2], ugyancsak a fa lombkoronája alatt és napsütötte területen 2, 5, 10 és 20 cm mélységben. A talajfelszín hőmérsékletét a felszínre helyezett termisztor segítségével mértük oly módon, hogy a hőérzékelőt vékony földréteggel szórtuk be, s ez

által a hőmérő sugárzás okozta felmelegedését megakadályoztuk. Az árnyékos terület a 24 óra folyamán egyáltalán nem kapott közvetlen sugárzást, s így a két terület talajhőmérsékletei között igen nagy különbségeket találhatunk (2. ábra, I. táblázat).

I. TÁBLÁZAT

A talajhőmérséklet szélső értékei napsütött és árnyékolt szőlőállományban

(N = napsütésben, Á = árnyékban)

		Max.	Min.	Ingás
Talajfelszín	N	46,4	11,4	35,0
	Á	25,1	14,5	10,6
2 cm	N	36,2	15,5	20,7
	Á	24,6	15,8	8,8
5 cm	N	29,6	17,9	11,7
	Á	22,3	18,1	4,2
10 cm	N	28,4	19,7	8,7
	Á	21,7	18,6	3,1
20 cm	N	25,8	20,8	5,0
	Á	21,0	19,5	1,5

A napsütötte talajfelszín a déli órákban 46,4 fokig fölmelegedett, és az éj-

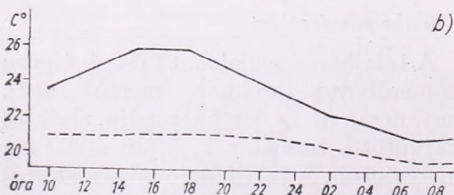
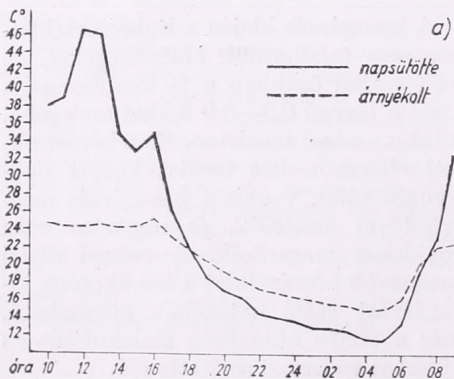
szaka folyamán 11,4 fokig hűlt le, így a napi hőmérsékleti ingás 35 fokot tett ki. Az árnyékos felszín mindössze 25,1 fokig melegedett fel, és 14,5 fokig hűlt le, vagyis itt a napi ingás csupán 10,5 fok. A maximum idején a két felszín hőmérséklete közötti különbség több mint 20 fok, a minimum közötti eltérés pedig meghaladja a 2,5 fokot. Ez a különbség a mélységgel csökken, de még 20 cm-en is jelentékeny. Ugyanez vonatkozik a napi ingások különbségeire is.

Az erős árnyékolásra jellemző, hogy a fa lombkoronája alatt a talajfelszín nem tudott annyira felmelegedni, mint a napsütötte talaj 20 cm-es mélységben. A talajhőmérséklet függőleges eloszlását tekintve megállapíthatjuk, hogy a maximum idején a napsütötte talaj hőmérsékleti gradiensei az árnyékos talajénak többszörösét teszik ki. A minimum értékekből ugyanakkor kitűnik, hogy a lombkorona kisugárzást gátló hatása következtében az árnyékos talaj felső 5 cm-es rétege kevésbé hűlt le, mint a szabad területé.

Szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérséklete

A szőlőfürt hőmérsékletét a talajfelszín felett kb. 15 cm magasságban levő fűrtök bogyói közé helyezett 2 TH típusú termisztorokkal mértük oly módon, hogy a hőérzékelő sem közvetlen sugárzást ne kapjon, sem a szőlőbogyók felületéhez ne érjen. Ezzel tulajdonképpen a bogyókat körülvevő, ill. a fűrt belső mikroterének hőmérsékletét kívántuk meghatározni. Mind a vizsgált szőlőfürtök, mind a szőlőbogyók közel azonos érési állapotban voltak (3. ábra).

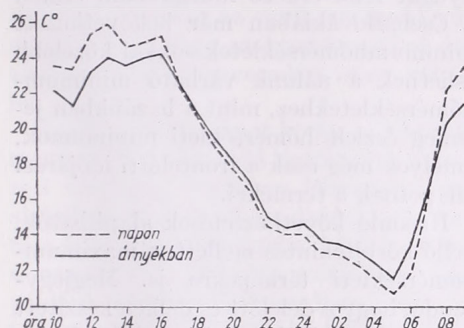
A hőmérséklet napi menete szerint a napsütötte szőlőfürt a besugárzás idején melegebb, éjszaka pedig hidegebb, mint a csurgó alatti tőkék szőlőfürtjei. Ez a különbség a maximum idején majdnem eléri a 2 fokot, minimum idején pedig 1 fok. A fűrthőmérséklet menete hasonló a talajfelszín és levegő hőmérsékleti menetéhez: nappali kettős maximum (13 és 16 órákor) és 05 órai hajnali minimum. A „zavart” éjszakai menet, akár csak a



2. ábra. a) Az árnyékolt és napsütött talajfelszín hőmérséklete; b) az árnyékolt és napsütött talaj hőmérséklete 20 cm-ben

lég hőmérsékletnél, itt is tapasztalható, s ennek oka a légáramlás időnkénti fölerősödése, és valószínűleg a gyenge talajközeli harmatképződés is.

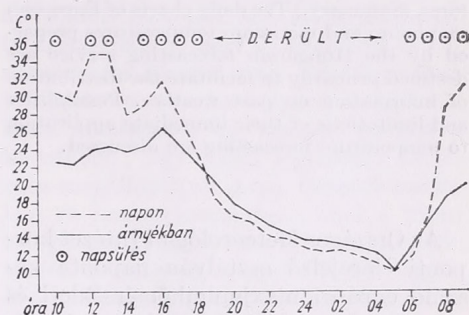
A szőlőbogyó hőmérsékletét MT—54 típusú mikrotermisztorral mértük [3].



3. ábra. Árnyékolt és napsütött szőlőfürt bogyók közötti hőmérsékletének napi menete (Keeskemét, Szőlészeti Kutató Intézet, 1960. aug. 29—30.)

és a harmatképződés a bogyó belsejének hőmérsékletét jelen esetben már kevésbé befolyásolta.

A vizsgálat eredményei azt igazolják, hogy a csurgó alatt és a szabad területen mért lég hőmérsékletek, amint az várható



4. ábra. Árnyékolt és napsütött szőlőbogyó hőmérsékletének napi menete

ugyancsak a talajfelszín felett kb. 15 cm magasságban levő fürtökben. A termisztor vékony érzékelő fejét a bogyóba szúrtuk, és így 24 órán keresztül tudtuk annak belső hőmérsékletét követni (4. ábra). A hőmérsékleti menet a fürt hőmérsékletéhez hasonló, vagyis az árnyékban levő bogyó nappal hűvösebb, éjszaka melegebb, mint a napsütött. A felhősödés következtében fellépő kettős maximum és a hajnali minimum itt különösképpen élesen jelentkeznek, a lombkorona árnyékolása pedig jóval nagyobb különbségeket okoz, mint a fűrthőmérsékletnél. Az első maximum idején a napsütött és árnyékos bogyó hőmérséklete között a különbség meghaladja a 10 fokot, és a második maximumnál is csaknem 6 fok. Ugyancsak 10 fokkal eltér a két görbe menete 30-án már a reggeli órákban is. Az éjszakai különbségek a fűrthőmérséklethez hasonlóan nem nagyok, a 2 fokot el sem érik. Az éjszakai menet eléggé „sima”, tehát a légáramlás

volt, megegyeznek. A légnedvesség hasonlóképpen azonos, de erre vonatkozóan további vizsgálatok szükségesek. Igen nagy különbségeket tapasztalhatunk azonban a talaj- és növényhőmérsékletekben, ami a vizsgálatnál szélsőséesebb és melegebb napokon még fokozódhat is. A mérési eredmények szerint a szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérséklete a talajfelszín és a levegő hőmérséklete közé esik. A szőlőfürt hőmérséklete közel van a levegőéhez, a bogyó hőmérséklete viszont messze meghaladja a levegő hőfokát. Ez természetesen csak a napsütötte fürtre és bogyóra vonatkozik. Az árnyékos fürt és bogyó hőmérséklete és annak menete is igen közel esik a levegő hőmérsékleti görbéjéhez.

IRODALOM: [1] Kozma F.—Stollár A.—Szilágyi T.: Szellőztetett termisztoros pszichrométer. *Időjárás*, 64. évf. 1. szám, 1960. — [2] Pletser J.—Pusztai A.: Talajhőmérséklet-mérés termisztorokkal. *Agrokémia és Talajtán*, Tom. 8. Nr. 3. 1959. — [3] Erdős L.—Pletser J.—Pusztai A.: A növényhőmérséklet mérése termisztorral. *Időjárás*, 63. évf. 5. szám, 1959.

## A maximum- és minimumhőmérsékleti térképek közvetlen prognosztikai felhasználásának kérdése

*The problem of an immediate prognostical use of charts of maximum and minimum temperatures. (Summary.)* The daily charts of European maximum and minimum temperatures prepared by the Hungarian forecasting service are destined primarily to facilitate the distribution of information on past weather. Possibilities and limitations of their immediate application to temperature forecasting are discussed.

×

Az Országos Meteorológiai Intézet központi előrejelző osztályán naponta készülő európai maximumhőmérsékleti és minimumhőmérsékleti térképek mindegyike 150—200 észlelési adatot tartalmaz. Ezeknek a térképeknek kettős rendeltetésük van.

Egyik feladatuk, hogy meggyorsítsák az Intézethez forduló külkereskedelmi vállalatok részére adott rendszeres tájékoztatásokat az időjárás jelenlegi és közelmúlt állapotáról. A térképekről a kívánt adatok idővesztésig nélkül, közvetlenül beolvashatók az érdekeltek számára a telefonba.

A szélsőhőmérsékleti térképek másik rendeltetése, hogy a szinoptikus saját használatára is gyors áttekintést nyújtsanak a különféle légtömegek jelenleg már meglévő hőmérsékleti állapotáról és a hőmérsékleti amplitudó alakulásáról. Ez az áttekintés több beces tünetet szolgáltat az időjárás helyzet pontosabb átértéséhez és ezáltal *közvetve* a prognosztikai munkát is támogatja.

Felmerül azonban az a kérdés, vajon nem használhatók-e fel a szélső hőmérsékleti térképek *közvetlenül* a hőmérsékleti prognózis kidolgozásához is. A légtömegek és az időjárás állapot ismert vonulásai miatt kézenfekvőnek látszik, hogy a felénk közeledő időjárásnak mintegy az előretükrözött képét pillanthatjuk meg egyes külföldi területek már meglévő időjárásában. Legtöbb szinoptikai helyzetben a tőlünk nyugatra vagy északra eső területek adatainak van ilyen

előremutató jellege. Így például északnyugat felől érkező hideghullám esetén a Csehszlovákiában már bekövetkezett minimumhőmérsékletek sokkal közelebb eshetnek a nálunk várható minimumhőmérsékletekhez, mint a hazánkban jelenleg észlelt hőmérsékleti minimumok, amelyek még csak a frontelőtti időjárási állapotnak a termékei.

Hasonló következtetések alapíthatók, kellő körültekintés mellett, a maximumhőmérsékleti térképekre is. Megjegyzendő, hogy a délelőtt és délben készített prognózisok kidolgozásában elsősorban a *minimumhőmérsékleti* térkép tehet szolgálatot, mert adatai időbelileg még eléggé közel esnek a másnap reggeli állapothoz. De sokkal óvatosabban lehet csak felhasználni a maximumtérkép adatait, mert ezek régebbi keletűek (az előző nap kora délutánjáról származnak) és az előrejelzendő másnapi maximumhőmérsékletek beállításától 48 óras időbeli távolság választja el őket. Felesleges volna részleteznünk, hogy 48 óra az időjárási helyzetek fejlődésében rendkívül hosszú időtartamnak számít. Ennyi idő alatt az eredeti levegőfajták erősen transzformálódnak, a frontok átalakulnak, a bárikus képződmények feloszolhatnak vagy regenerációt szenvedhetnek. Éppen ezért igen bajos a tegnapi külföldi maximumhőmérsékletekről a holnapi magyarországi csúcsértékekre következtetni. Ezért a napközben kiadott prognózisok szempontjából legtöbb esetben a minimumhőmérsékleti térképek közvetlen felhasználására kell szorítkoznunk.

Ellenkező a helyzet az este és éjjel készülő prognózisoknál. Este 21 óra körül a (18 gmt szinoptikai anyagban közölt) maximumhőmérsékleti anyag már rendelkezésre áll, és igénybevehető a másnapi, tehát nem egészen 24 órával előre fekvő csúshőmérsékletek megítéléséhez.

Az időjárási helyzetek sorában számos olyan van, amelyben ilyenfajta követke-

tetések nagy óvatossággal kezelendők vagy egyáltalán nem is használhatók. Ilyen mindenekelőtt az a helyzet, amidőn nincsenek jelen gyorsan vonuló és egymástól hőmérsékletileg erősen különböző légtömegek, és az időjárás alakulásában a helyi hatások jutnak túlsúlyra. Ilyen eset az is, amikor az egyik uralkodó vonulási irányt (egy makroszinoptikai átalakulás idején) új vonulási irány váltja fel.

Különleges figyelmet kíván az a körülmény, hogy a vándorló légtömegek felhőzeti viszonyai útközben lényegesen átalakulhatnak. Ennek rendkívül nagy hatása lehet mind az éjszakai lehűlés, mind a nappali felmelegedés mértékére. Így például, ha az érkező levegőben a Kárpátok külső oldalán torlódási felhőzet képződik, a Magyarország felé néző oldalon ellenben főnhatás érvényesül, akkor a torlódási területen észlelt hőmérsékleti értékek félrevezethetők lehetnek.

Az áramlásban előttünk fekvő országok területén észlelt hőmérsékleti értékek

transzpozícióját az is erősen megzavarja, hogy a hőmérséklet napi menete nagymértékben változik a talajfelszín minőségével és pillanatnyi állapotával, vízfelületek és hófelületek hatása alatt, valamint a földrajzi szélesség hatása alatt is.

Mindebből kitűnik, hogy a szélsőhőmérsékleti térképek közvetlen prognosztikai használata nagy óvatosságot és körültekintést követel meg. Általában csak jellegzetesen a *fortiori* típusú megfontolások alapíthatók rá, aminek példája a következő: egy hideg légbetörés folyamán megállapítjuk, hogy Csehszlovákiában és Lengyelországban, ahol a hideg levegő már az előző éjszakán nyugalomba jutott, mindössze mínusz 2 fokos legalacsonyabb hőmérséklet fordult elő. Ebből azt következtetjük, hogy az adott esetben a levegő dél felé folyó áthelyeződése közben sem fog erősebb éjszakai lehűlés fellépni. Mindenesetre e térképek figyelembe vétele okvetlenül segíti az előrejelző munkát, mellőzésük viszont könnyen hibás prognózisokra vezethet.

## IRODALOM

GRUBICH VILMOS: *Az időjárás és az ember*. Medicina Könyvkiadó. Budapest, 1961. 202 (B/5) old. 37 ábra, 1 melléklet.

A szerző sokirányú személyes tapasztalata alapján azt a célt tűzte maga elé, hogy összefoglalja mindazokat az ismereteket, melyek az időjárás változásaihoz való alkalmazkodás révén az edzettséggel, kialakulásának elméleti és gyakorlati alapjaival, megszerzésének módjaival függenek össze. Ilyen értelemben a könyv tartalmát sokkal inkább az alcím fejezi ki: A bioklimatológiai edzés általános és sportorvosi vonatkozásai.

A mű öt főrésze tagozódik. Az 1. fejezetben a szerző meteoro-biológiai bevezetőt ad. Ismerteti az egyes légköri tényezőket (légnomás, hőmérséklet, páratartalom, légmozgás, elektromosság), melyek az edzettség vonatkozásában ingerként szerepelhetnek, illetve a szervezeti reakciókat kiváltó komplex biotrop hatásokat (klíma, időjárás, légköri front). A sokféle adat közlésénél a szerző célja elsősorban a sport és üdültetés szempontjainak szem előtt tartása volt és nem törekedett meteoro-biológiai teljességre.

A 2. fejezet a meteoro-biológiai edzés élettani alapjait ismerteti és ezen belül különösen részletesen foglalkozik a hőszabályozás kérdésével. A hőszabályozás zavarai közül a megfázást és fagyást emeli ki. E fejezet keretében ismerteti a lehűlésen alapuló komplex mikroklíma vizsgáló módszereket.

A 3. fejezet a levegő edzést, a 4. a nap- és fényfürdő edzést, az 5. a vízzel való edzést tárgyalja nagyszámú kísérleti adat ismertetésével a gyakorlat számára igen jól használható tábláza-

tok és utasítások közlésével. A részletes tárgyalás során minden fejezetben külön foglalkozik a mindenkire vonatkozó általános szempontokon kívül a sportolók, lábadozók, kisgyermeked edzésének speciális kérdéseivel is.

A könyv elsősorban sportorvosok és egyéb, üdültetést irányító és véleményező orvosok, pedagógusok részére készült, így részben ismeretközlő, részben közvetlen gyakorlati célkitűzései vannak. A szerző a szerteágazó anyagot jó stílusban tárgyalja és mindenütt sikerült érvényesíteni a maga elé tűzött gyakorlati szempontokat. Eppen ezért nem tartható szerencsésnek, hogy a kiadó a szép kiállítású könyvnek „Az időjárás és az ember” főcímet adta, mivel ebből nem tűnik ki, hogy a mű a bioklimatológiai edzés elméleti és gyakorlati kérdéseivel foglalkozik. Ez könnyen arra vezethet, hogy a maga nemében a hazai irodalomban úttörő jellegű könyv az edzéssel foglalkozó szakemberek figyelmét elkerüli, s nem nyújt minden felmerülő biometeorológiai kérdésre választ azok számára, akik a cím alapján azt a speciális irányú műtől várják.

*Predmerszky Tibor*

STOENESCU, S. M. (szerk.): *Clima Republicii Populare Romine Vol. II. Date Climatologice (A Román Népköztársaság éghajlata II. köt. Éghajlati adatok)*. XXX + 284 (A/4) oldal, 72 táblázat. Bukarest, 1961.

A kiadvány a román klímaatlaz száanyagát tartalmazza a következő felosztás szerint: léghőmérséklet, talajhőmérséklet, légnedvesség, felhőzet, napfénytartam, csapadék, evapotranspiráció, légnyomás, szél és légköri jelenségek. A táblázatok címét feltüntető tartalomjegyzék a románon kívül orosz és francia nyelven ad tájékoztatót a kiadvány gazdag anyagáról.

A közölt átlagok a fő elemeknél (hőmérséklet, légnedvesség, felhőzet, csapadék, légnyomás) túlnyomórészt az 1896–1955 közötti időszakra vonatkoznak, bár több állomásnál az 1916–20 közötti éveket el kellett hagyni a hiányos észlelések miatt.

A hőmérséklet törzserőtekeit 117 állomásról közlik, ebből azonban 10 állomásnál csak az 1901–30-as normálók állnak rendelkezésre. Több szempontból értékes az az adatközlés, mely 12 állomás teljes hőmérsékleti adatsorát tartalmazza, általában a múlt század hetvenes éveitől kezdve. 97 állomásról közlik a havi középhőmérsékletek legmagasabb és legalacsonyabb értékeit, ezenkívül a hőmérséklet dekadonkénti átlagait. Az átlagos napi maximumokat és minimumokat 54 állomás alapján mutatják be, de csak az 1926–55-ös időszakból. Az első és utolsó fagy átlagos dátumát 65 állomásról, a téli, fagyos, nyári és hőségnapok átlagát 59 állomásról látjuk. A talajhőmérséklet 20 cm-es mélységig történő változását a nyári félévben 14 állomás 5 éves átlaga (1953–57) szemlélteti. Ezenkívül ugyanezen 5 év alapján 3 állomásról közlik a talajhőmérséklet havi átlagait 100 cm mélységig, továbbá Bukarest teljes talajhőmérsékleti megfigyeléseit látjuk (havi átlagok) 1931–57-ig.

A relatív nedvesség havi átlagait 52 állomásról publikálják, a páranomását csak 39 állomásról s csak az 1926–55 közötti évek alapján. 35 állomásról adják meg a magas és alacsony légnedvesség bekövetkezési valószínűségét, különböző, általában 30 éves időszakok alapján.

A felhőzet havi átlagai 87 állomásról állnak rendelkezésre, ezenkívül 9 állomás 10 évi megfigyelései alapján közlik a felhőzet napi menetét is. Ugyancsak megtaláljuk a derült, felhős és borult napok relatív gyakoriságát is 86 állomásról. (Derült napnak veszik azt, ha a felhőzet napi közepe 0–35 %, míg borús a napnál a napi közép 76–100 % közé esik.)

A napfénytartam havi összegeit 35 állomás alapján szemléltetik, a megfigyelési periódus azonban csak az 1948–55 közötti 8 esztendő. Ugyanezen állomásokról közlik a napsütés nélküli napok átlagát, ezenkívül 4 állomás hosszabb (1928–43, 48–55) sorozata alapján a napsütés órátlagait.

A csapadék havi átlagai 417 állomásról állnak rendelkezésre az 1896–1915, 1921–55 időszak alapján. Hasonlóan a hőmérséklethez, 12 állomás teljes csapadéksorozatát is közlik. 270 állomásról látjuk a csapadékoszegek havi maximumát és minimumát, továbbá havi bontásban a 24 órás csapadékmaximumokat. 73 állomásra határozták meg az egytized mm-t elérő s meghaladó csapadéku napok számát, míg az egy mm-t elérő és meghaladó csapadékkal rendelkező napok számát 189 állomásról sikerült összeállítani. A táblázatok bemutatják a csapadékintenzitást is, valamint a havas és hótakarós napok számát (előbbi 73, utóbbi 36 állomás alapján az 1926–55 időszakból), továbbá az utóbbi 36 állomásról közlik a hótakaró dekadonkénti átlagos vastagságát is.

A *Thorntwaite* módszerrel számított potenciális és tényleges evapotranspiráció havi értékét 97 állomásról közlik az 1896–1955 periódus éghajlati átlagai alapján.

A légnyomás átlagait 57 állomásról közlik, a szélirányok gyakoriságát és irányonkénti átlagos sebességét 59 állomásról, általában az 1941–55-ös évek alapján.

Átlapozva a gazdag és kitűnő nyomdai előállítású kiadványt, megállapíthatjuk, hogy a bőséges, és a gyakorlati élet igényeit mindenkor szem előtt tartó adatközlés nélkülözhetetlen kiegészítője valamely terület éghajlati térképsorozatának. A közölt adatokat hazai éghajlatkutatónk is értékesíthetik.

*Péczely György*

САМОЙЛЕНКО, В. С.: **Формирование температурного режима морей** (*A tengerek hőrendszerének kialakulása*). Гидрометеиздат, 1959. Moszkva. 144. old., 17 ábra, 26 táblázat, 5 térkép.

A szerző három fő részben foglalja össze a tengerek hőháztartásával kapcsolatos problémákat.

Mint hogy a tengerek hőmérsékleti rendszere elsősorban a sugárzási viszonyoktól függ, a monográfia első részében négy fejezet foglalkozik a földrajzi fekvéstől és az éghajlati viszonyoktól függő napsugárzás és a tenger felszíne által elnyelt, valamint visszavert sugárzás meghatározásának módszereivel. A földrajzi szélességen és a légkör átlátszóságán kívül a tengerfelszín sugárzási egyenlegét igen nagymértékben befolyásolja a felhőzet mennyisége és fajtája. A szerző szerint a felhőzet alakulása igen nagy mértékben függ a tengerfelszín visszaverő képességétől. Az eddigi kutatások során azonban a felhőzet mennyisége mellett csak kevés gondot fordítottak a felhő fajták hatására. Ez a hiány a legfőbb oka annak, hogy a tenger felszínére érkező sugárzásra vonatkozólag csaknem az összes rendelkezésünkre álló számítások nem bizonyulnak olyan pontosnak, amilyen szükséges a tengerek hőmérsékleti rendszerének számítására és elemzésére. Ezt a hiányt igyekezett a szerző pótolni a tengerek fölötti felhőzet és a sugárzás közti összefüggések részletes vizsgálatával.

A második rész a turbulens hőcsere és a párolgásra fordított hő meghatározására vonatkozó elméleti és empirikus összefüggésekkel, valamint a tényleges hőforgalom kiszámításával foglalkozik. Megállapítja, hogy a tengerek fölött a sugárzási hőforgalomhoz képest a többi hőcsere rendszerint kisebb jelentőségű és sokkal kifejezettebb évi menetet mutat. Kétségtelen, hogy a levegő turbulens hőszállítása és a párolgásra fordított hő szoros kapcsolatban van egymással, mivel ugyanaz a talajközeli turbulens átviteli folyamat hozza létre és tartja fenn őket. Ezért értékük arányos a szélesebséggel, s ezt a megfigyelések is igazolják. A hőcsere és a párolgás meghatározására kidolgozott egyenletek együtthatóit a szerző még nem tartja véglegesnek, mint hogy ezek az együtthatók elméleti számítások útján jöttek létre és fizikailag még nincsenek kellőképpen tisztázva.

A harmadik rész az előző fejezetekben kapott eredmények alapján néhány tengerre bemutatja a tenger felszín és a tenger fölötti légréteg hőmérsékletének évi menetét a földrajzi helyzet, a felhőzet és a légnedvességi viszonyok, valamint a szélesebség függvényében.

A monográfiához csatolva néhány térképet találunk, amelyek a  $33^{\circ}$ – $47^{\circ}$  közötti beltengerek hőmérsékleti transzformációját, a tenger átlagos évi és havi felszíni vízhőmérséklet eloszlását tartalmazzák. A vízfelszín hőmérsékletének változását a felhőzet, a nedvesség, a szélesebség, a párolgás és a tengeren létrejövő turbulens hőcsere összes lehetséges változata mellett tünteti föl.

A monográfiában közölt módszerek és eredmények felhasználhatók a hidrometeorológiai számítások, a prognóziskészítés, valamint az éghajlatkutatás során. Részünkről főleg az alkalmazott módszerek tarthatnak érdeklődésre számot a Balaton vízfelszínével kapcsolatos éghajlati vizsgálatainknál.

*Antal Emánuel*

## Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz !

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjakat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, V., Szabadságtér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

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

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavar-talan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

## A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia Budapesten

Az Országos Meteorológiai Intézet, a Magyar Meteorológiai Társaság és a Magyar Tudományos Akadémia Elnökségi Meteorológiai Bizottsága támogatásával a csehszlovákiai Szmolenicében 1959 őszén tartott I. Kárpátmeteorológiai Konferencia ajánlásának értelmében megrendezte Budapesten a II. Kárpátmeteorológiai Konferenciát 1961. november 13–18. között. A konferencián részt vett David Arthur *Davies*, a Meteorológiai Világszervezet (WMO) főtítkára, Milisav *Perović*, a WMO VI. (európai) Régiójának alelnöke, továbbá a Szovjetunió (Prof. Szergej Petrovics *Hromov*, Genadij Fjodorovics *Prihotyko*), a Csehszlovák Szocialista Köztársaság (Prof. Mikulaš *Konček*, Andrej *Dobrota*, František *Smolen*, Otakar *Zikmunda*), a Lengyel Népköztársaság (Prof. Wincenty *Okolowicz*, Kazimierz *Chomicz*, Michal *Orlicz*, Stanislaw *Zych*), a Román Népköztársaság (Stefan *Stoenescu*), a Német Demokratikus Köztársaság (Wolfgang *Böer*), a Jugoszláv Szövetségi Népköztársaság (Prof. Marijan *Čadež*, Prof. Marko *Milosavljević*, Katarina *Milosavljević*) és Ausztria (Prof. Ferdinand *Steinhauser*, Walther *Friedrich*) meteorológusai.

A Konferenciát 1961. november 13-án 9 óra 30-kor nyitotta meg *Dési* Frigyes egyetemi tanár, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója. Megnyitó beszédében emlékeztetett az 1959 őszén Szmolenicében tartott első konferencia célkitűzéseire, melyek szerint a Kárpátországok meteorológusai két-három évenként megrendezésre kerülő konferenciákon ismertetik főbb kutatási eredményeiket, és megbeszélik azokat a tennivalókat, melyek szükségesek ahhoz, hogy a Kárpátokkal kapcsolatos meteorológiai és hidrológiai kutatásokat koordinalják.

A megnyitó után elsőnek D. A. *Davies*, a Meteorológiai Világszervezet főtítkára üdvö-

zölte a konferenciát és kívánt sikert munkájához, majd M. *Perović*, az Európa-Régió alelnöke mondott rövid üdvözlőbeszédet. G. F. *Prihotyko* az Ukrán Hidrometeorológiai Szolgálat, M. *Konček* a Szlovák Tudományos Akadémia, W. *Okolowicz* a lengyel meteorológusok, S. M. *Stoenescu* a Román Hidrometeorológiai Szolgálat, W. *Böer* az NDK Hidrometeorológiai Szolgálat, és F. *Steinhauser* az Osztrák Meteorológiai Szolgálat nevében mondták el üdvözlőüket.

A délelőtti ülészakon három előadás hangzott el. M. *Konček* „Havazás és hótakaró Szlovákiában” c. referátumában ismertette azokat a széleskörű vizsgálatait, melyek célja a szlovákiai terület hóviszonyainak feltárása, főként a vízügyi és erdész szakemberek igényeinek szem előtt tartásával. Az előadáshoz *Salamin* Pál szölte hozzá. G. F. *Prihotyko* „A Kárpátok hidrometeorológiájára vonatkozó néhány ukrán kutatás” c. előadása áttekintő képet nyújtott az Ukrán Hidrometeorológiai Szolgálat keretében végzett vizsgálatokról, melyek a Kárpátokkal kapcsolatos legkülönbözőbb meteorológiai és hidrológiai problémákat felölelik (agrometeorológia, hóolvadás, vízhozam kérdések, záporos esapadékok előrejelzése). Az előadáshoz W. *Böer* fűzött megjegyzéseket. *Lászlóffy* Woldemár „A dunai vízgyűjtő közösen megoldandó meteorológiai feladatai vízügyi szempontból” címmel tartott előadásában rámutatott arra, hogy a dunai államok meteorológiai és hidrológiai vonatkozásban egymásra vannak utalva, s ebből fakad, hogy az adatgyűjtéstől kezdve a kutatási feladatok kitűzése s sürögösen meg kell valósítani az együttműködést, aminek érdekében nemzetközi munkabizottságot volna kívánatos alakítani.

A délutáni előadóülésen M. *Čadež* a Kárpátok által módosított hidegbetörésekre, s a medencében kialakuló nagyméretű hideg lég-

tavakra vonatkozó kutatásairól számolt be „Különböző irányú egyidejű hidegbetörések a Pannon síkságra” c. előadásában. Az előadáshoz *Kálmán* Ferenc és *Pécze*l György fűzött megjegyzéseket. *Béll* Béla „A domborzat széliránymódosító hatásának változása a magassággal” címmel hazai pilotszélmérések alapján beszámolt arról, hogy az Alpok és Kárpátok miként módosítják az áramlás irányát különböző magasságokban. Az előadáshoz *F. Steinhauer*, *M. Čadež* és *W. Böer* tett megjegyzéseket. *Pécze*l György „A Kárpátok védőhatása Magyarországon téli hidegbetörések alkalmával” c. előadásában bemutatta, hogy a Kárpátok vonulata milyen mértékben gátolja meg, illetve mérsékli az északi téli hidegbetöréseket. Az előadáshoz *M. Konček* és *M. Čadež* szólt hozzá.

Másnap, november 14-én délelőtt az előadások párhuzamosan két szekcióban folytak. Az „A” (klimatológia és agrometeorológia) szekcióban *F. Steinhauer* „A hegyvidékek éghajlati térképeinek szerkesztési problémái” c. előadásában a hőmérséklet és csapadéktérképek összeállításának kérdéseit ismertette kiindulva

abból a tényből, hogy hegyvidékeken az észlelési állomások zöme a völgyekben helyezkedik el. Az előadáshoz *Kakas* József és *W. Friedrich* szólt hozzá. *W. Okolowicz* előadása, „Kísérlet új izotermák szerkesztésére valamely tényleges szintre vonatkoztatva Lengyelország területén” hasonló problémakört ölel fel, rámutatva annak fontosságára, hogy hőmérsékleti térképeknel az átlagokat tényleges szintre kell megadni. Az előadás hozzászólója *Szepesi* Dezsőné volt. *S. M. Stoenscu* „A Kárpátok hőmérsékleti viszonyairól” című előadásában a keleti és déli Kárpátok különböző szintjeinek hőmérsékleti átlagait mutatta be, kitérve a téli évszak gyakori inverzióinak szerepére. Az előadást követő megbeszélés során *G. F. Prihotyko*, *Rajkai* Ödön és *Aujeszky* László szólt fel.

A „B” (szinoptikus meteorológia) szekcióban *O. Zikmunda* „Az 500 mb-os abszolút topográfiai grafikus barotróp előrejelzésének hibái a Kárpátok körzetében” c. referátumában azt a megállapítást szögezte meg, hogy a Kárpátok az 500 mb-os abszolút topográfiai előrejelzésében nem okoznak szisztematikus hibát. Az előadással kapcsolatban *Ambrózy* Pál és *Tánczer* Tibor tett megjegyzéseket. *Bodolai* Istvánné „A sűr-



A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia megnyitó ülésének elnöksége. Balról jobbra: *Réthly* Antal, az Orsz. Meteorológiai Intézet nyug. igazgatója, *Hille* Alfréd, a Magyar Meteorológiai Társaság elnöke, *David Arthur Davies*, a WMO főtitkára, *Dési* Frigyes, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója, *Milislav Perović*, a WMO európai régiójának alelnöke.

Präsidium der Eröffnungssession der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie. Von links nach rechts: Prof. A. Réthly, vorm. Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie, A. Hille, Präsident der Ung. Meteorologischen Gesellschaft, D. A. Davies, Generalsekretär der WMO, Prof. F. Dési, Leiter der Ung. Meteorologischen Dienstes, M. Perović, Vizepräsident der AR VI. der WMO.

Президиум первого заседания II Конференция карпатской метеорологии. Слева направо: Проф. А. Ретли, отст. Директор Центр. Метеорологического Института, А. Хилле, Президент Венгерского Метеорологического Общества, Д. А. Дэвис, Ген.-Секретарь ВМО, Проф. Дешу, Директор Венгерской Метеорологической Службы, М. Перович, Вице-президент АР VI. ВМО

(Foto: Kemény L., Budapest)

lódási réteg hatása a frontális csapadékok térbeli eloszlására” c. előadása a csapadék-eloszlás tér- és időbeli különbségének okait fejtegette, kapcsolatot keresve a függőleges mozgások sebességének időbeli változásai és a csapadék térbeli eloszlása között. Az előadáshoz *Bodolai István* szólt hozzá. *Kálmán Ferencné* „Az első troposzférikus hidegcentrumok mozgásáról” c. beszámolója ismertette, hogy a hideg légtömegek milyen pályákon érkeznek a Kárpát-medence térségébe. Az előadást követő vitában *M. Čadež*, *W. Böer*, *Béll Béla*, *Péczely György* és *Tardos Béla* vett részt. *Szepesi Dezső* „A Kárpát-medence hegyeinek orográfikus csapadékkeltő hatásáról” c. előadásában meghatározta azt a csapadéktöbbletet, illetve hiányt, melyet

*mícz* „Hó- és lavinakutatások a Magas Tátrában” címmel ismertette a Lengyelországban végzett ez irányú kutatásokat, s a hőméresek-nél használatos szondákat. Az előadáshoz *Láng Sándor* és *Salamin Pál* szólt hozzá. *K. és M. Miloslavjević* a hegységeknek a csapadékeloszlásra kifejtett hatásáról számoltak be „A hegyek hatása Kelet-Szerbiában a csapadék eloszlására” c. előadásukban. A referátumhoz *Hajósy Ferenc* fűzött megjegyzéseket. Főként hidrológiai alapon történő párolgásszámítással és ariditász-vizsgálattal foglalkozott *Szesztay Károly* „A Kárpát-medence víz- és hőháztartásának néhány kérdése” c. előadásában.

A „B” szekcióban *Kozma Béla* a szél előrejelzésével kapcsolatos kutatásairól „Szeles idő-



D. A. Davies, a-WMO főtitkára Dési igazgatóval az Orsz. Meteorológiai Intézet könyvtárában. Balról Dési Frigyes, jobbról D. A. Davies.

D. A. Davies, der Generalsekretär der WMO mit Direktor F. Dési in der Bibliothek der Zentralanstalt für Meteorologie. Von links nach rechts F. Dési, D. A. Davies.

Д. А. Дэвис, Ген.-секретарь ВМО с Директором Ф. Деши, в библиотеке Центрального Института. Слева направо Ф. Деши, Д. А. Дэвис.

(Foto : Nagy Á. Budapest)

hegyeink idéznek elő különböző áramlás esetén. Az előadáshoz *M. Čadež*, *W. Böer* és *Bodolai István* né ismét szólt hozzá.

A délutáni előadólésen *Berkes Zoltán* „A sugárzási és advekción energia aránya éghajlati elemeinkben” címmel tartott előadásában a hőmérséklet átlagos napi ingása és napközi változékonysága alapján megbecsülte a kétféle eredetű energia nagyságát. Az előadáshoz *W. Böer* szólt hozzá. *Simor Ferenc* „Advekción hatások a Kárpát-medencében a hőmérsékleti anomáliák tükrében” c. előadása hőmérsékleti havi átlagok anomáliáinak gyakorisági eloszlását vizsgálva az eloszlás jellegéből következtetést vont le az anomáliákat létrehozó advekción hatásokra. Az előadáshoz *Berkes Zoltán* és *Sz. P. Hromov* fűzött megjegyzéseket. *Hajósy Ferenc* „A csapadék évi járása a Kárpátok körzetében” c. előadásában a hegységeknek a csapadék éven belüli eloszlására gyakorolt hatását ismertette. Az előadást követő vitában *W. Böer*, *M. Konček* és *S. M. Stoenscu* szóltak fel. *Tardos Béla* „Domborzat okozta jelenségek a Kárpát-medence időjárásában” c. előadása a hullámfelhő-képződés és a felhő regisztrálás problémáit ismertette. Az előadáshoz *G. F. Prihotky* fűzött megjegyzéseket.

November 15-én délelőtt az „A” szekcióban az alábbi előadások hangzottak el : *N. Cho-*

szakok szélnyomás maximumainak vizsgálata” c. előadásában számolt be. Az előadáshoz *M. Čadež* és *Berkes Zoltán* fűzött megjegyzéseket. A szinoptikus és dinamikus klimatológiában használatos tipizálások alapelveit és újabb szempontjait vizsgálta *W. Böer* „Adalékok a szinoptikus klimatológia alapjairól” c. előadása. A számos problémát felvető előadáshoz *Sz. P. Hromov*, *Berkes Zoltán*, *Péczely György*, *Kozma Béla* és *Szepesi Dezső* szólt hozzá. A hidrológiai előrejelzések néhány kérdését tárgyalta *Vancsó Imre* „A Tisza árhullámainak előidéző időjárási helyzetek” c. referátuma.

A konferencia utolsó előadó ülésére november 15-én délután került sor. *Kéri Menyhért* „Hőviszonyok a Magyar-Középhegységben” c. előadásában főként a hótakaró időtartamának magassággal történő növekedését elemzte. Az előadáshoz *M. Konček*, *W. Okolowicz*, *K. Chomícz* és *M. Čadež* szólt hozzá. *Szilágyi Tibor* „A magyarországi szőlőtermelés éghajlati vonatkozásai, különös tekintettel Kecskemét környékére” c. előadása a szőlő terméseredménye, a must cukorkafa és az időjárási elemek közötti kapcsolatról nyújtott tájékoztatást. Magyarország sugárzásviszonyaira, a sugárzasháztartás alakulására vonatkozó kutatásairól számolt be *Dobosi Zoltán* „A sugárzási mérleg Magyarországon” c. előadásában, melyhez *F. Stein-*

hauer, G. F. Prihotyko és Szalai Miklós fűzött megjegyzéseket.

A konferencián elhangzott 26 előadás nagymértékben hozzájárult a Kárpát-országok meteorológusainak együttműködéséhez, és a viták, felszólalások során számos olyan konkrét, a közös munka megszervezését célzó javaslat hangzott el, melyek alapján a konferencia határozatszerkesztő bizottsága a következő határozati javaslatokat állíthatta össze:

„A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia a Kárpát-országok területén és annak környezetében folyó meteorológiai megfigyelések és kutatások egységesítése céljából az alábbiakat javasolja:

1. Adatgyűjtés, adatcsere egységesítése.

a) Meteorológiai és hidrológiai megfigyelések egységesítése különös tekintettel a párolgás mérésére, talajnedvesség-mérésre, sugárzás, hőmérséklet-mérésre és légáramlás-mérésre.

b) Hóadatok azonos elvek szerint való gyűjtése, cseréje a Kárpát-országokban.

c) Sugárházartás-vizsgálatok céljából szükséges lenne éghajlati megfigyelések során különböző (magas, középmagas, alacsony) felhőfajták mennyiségének rendszeres észlelése.

d) Felhők és egyéb meteorológiai jelenségek fényképes rögzítése.

e) Kívánatos, hogy a Kárpát-országok azonos időszakokra vonatkozó éghajlati adatokat közöljenek közös klímaterkép szerkesztése céljából. Ennek érdekében alapidőszak lehetne az 1951–60 közötti 10 év, mely relatív összehasonlításokra már alkalmas. Lehetőség szerint ezt az időszakot későbbiek folyamán visszapfelé ki kell terjeszteni a hiányzó adatok pótlásával.

f) Kívánatos a hegységekben és magasabb fekvésű helyeken újabb meteorológiai állomások létesítése az éghajlati viszonyok részletesebb feltárása érdekében. A hegységi állomások mérőprogramjának elsőrendű feladatai a gyakorlati felhasználás szempontjából nagy jelentőségű egységes zúzmar mérés kidolgozása, és ilyen adatok gyűjtése, továbbá a hegységek igen változatos csapadékvizonyainak összehasonlító mérések alapján történő feltárása.

g) A Kárpát-országok területén és környezetében levő aerológiai állomások méréseinek rendszeres összehasonlítása az alkalmazott különböző rádiószondák miatt. Kívánatos a „Rawin”-szelmérések kiterjesztése, és e téren is az adatcsere biztosítása.

2. Közös kutatóprogram kidolgozása.

a) A Kárpát-országok csapadék- és hóviszonyainak koordinált kutatása. A kutatási módszerek egységesítése céljából kívánatos egy, e kérdésekkel foglalkozó konferencia megrendezése.

b) A Kárpátok éghajlatának egységes módszerekkel közös munkaprogram keretében történő vizsgálata. (A hegységek változatos éghajlatának felmérése szükségessé teszi egységes elvek szerint

folytatandó, expedíciószerű helyi klimatológiai mérések megszervezését, illetve elméleti vizsgálatok szélesebb körű bevonását.)

c) A Kárpát-országok jellegzetes szinoptikus folyamatainak koordinált, azonos elvek szerinti kutatása, beleértve a domborzat légköri frontokra gyakorolt módosító hatásának vizsgálatát is.

d) Kívánatos, hogy a Kárpátok térségére vonatkozó eddigi makroszinoptikus tipizálásokat azonos elvek szerint egységesítsük, és cseréljük ki az erre vonatkozó tapasztalatokat. A jövőben a tipizálásnál az advekcio mellett a lehetőség szerint energetikai szempontokat is figyelembe kell venni (hő, vízháztartás), és gondoskodni kell a megfelelő adatcsereéről.

3. Általános kérdések.

a) Évről évre minden Kárpát-ország cserélje ki meteorológiai kutatási terveit, és ezen az alapon koordinálják a kutatómunkát.

b) Az elkövetkező évek során minden Kárpát-ország állítsa össze meteorológiai és hidrológiai irodalmának bibliográfiáit (orosz és német nyelven), és ezt folyamatosan egymás között cserélje ki.

c) A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia előadásai, hasonlóan az előzőhöz, kiadvány formájában jelenjenek meg a Konferenciát követő év folyamán.

A Konferencia javaslatait kidolgozó bizottság az eddigi tapasztalatok és a II. Kárpátmeteorológiai Konferencián elhangzott előadásokban feltárt problémák alapján egyhangúlag leszögezte, hogy a konferenciák nagymértékben hozzájárulnak az érdekelt országok gazdaságilag fontos meteorológiai és hidrológiai problémáinak megoldásához (zúzmar és hóviszonyok feltárása, vízellátottság kérdései, erdészet, szervezett üdülés). Ennek alapján szükségesnek tartja a Bizottság, hogy az együttműködésnek ez a formája továbbra is fennálljon, és 1963-ban az érdekelt országok valamelyikében a III. Kárpátmeteorológiai Konferencia megrendezésére kerüljön.”

A konferencia szakmai programját a külföldi vendégek és résztvevők tiszteletére rendezett baráti összejövetelek, intézetlátogatások, városnézés és tanulmányút egészítették ki. Ebből a kiegészítő programból kiemelkedik Dési Frigyes egyetemi tanár, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatójának és Hille Alfréd elnöknek a Magyar Meteorológiai Társaság nevében tartott fogadása november 13-án este a Technika Háza klubhelyiségeiben, amelyen a konferencia külföldi vendégein kívül a rokontudományok hazai képviselői, a Külügyminisztérium munkatársai és a budapesti követségek több delegátusa — közöttük a Szovjetunió, a Lengyel Népköztársaság, a Csehszlovák Szocialista Köztársaság, a Román Népköztársaság és a Német Dem. Köztársaság nagykövete, az angol és jugoszláv sajtó képviselői vettek részt. November 15-én este a külföldi vendégek fehér asztalnál találkoztak magyar kollégáikkal és vendéglátóikkal.

Budapest nevezetességeinek egy délelőtti autóbusz-séta kereteibe beszorítható csekély, de mégis reprezentatív részét látogatták meg a vendégek november 16-án. Ugyanaznap este pedig az Áll. Operaház előadásának megtekintése tette lehetőleg teljessé hazánk fővárosának kulturális életéről szerzett benyomásait.

Ismét szorosan szakmai jellegű volt a pénteki, november 17-i program, amikor a délelőtti órákban az Orsz. Meteorológiai Intézet pestlőrinci „Marcell György” Aerológiai Observatóriumában, délután pedig a központi székházban elhelyezett kutató és operatív osztályokat, valamint a többi részlegeket tekintették meg a külföldi résztvevők. Ezen a napon délután 5 órai kezdettel ült össze a „Határozati javaslatok”-at szerkesztő bizottság is az OMI tanácstermében.

A konferencia záróeseménye egésznapos tanulmányút volt Budapest—Dunaújváros—Dunaföldvár—Kecskemét—Budapest útvonalal. Az első magyar szocialista városnak és kulturális létesítményeinek megtekintése után a Duna—Tisza közti homokbuckák egyik legjel-

legzetesebb, ősi, érintetlen darabját mutattuk be Ágasegyháza határában, majd a Kecskeméti Agrometeorológiai Observatóriumban tett látogatás, és a Duna—Tisza közti Mezőgazdasági Intézet futó megtekintése fejezte be a nap szakmai programját. A késő délutáni órákban a Helvéciai Áll. Gazdaságban tapasztalhatták külföldi vendégeink, hogy a futóhomokon is lehet virágzó és jól jövedelmező mezőgazdasági kultúrát teremteni.

D. A. Davies főtitkár, akit a Konferencia programján kívül a Magyar Meteorológiai Szolgálat szervezete és munkája is messzemenően érdekelt, *Dési Frigyes* igazgató társaságában november 14—16 között ismerkedett meg az Orsz. Meteorológiai Intézet létesítményeivel, nevezetesebb vidéki objektumaival, s közben alkalma nyílt arra is, hogy hazánk tudományos, társadalmi és kulturális életébe is betekintést nyerjen. Budapestről november 16-án utazott el. Többi külföldi vendégünk sok tapasztalat birtokában, a vendéglátókkal megerősített barátság tudatában november 19—21-én utazott vissza hazájába. (*Kéri M.—Péczely Gy.*)

## II. КОНФЕРЕНЦИЯ КАРПАТСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ В БУДАПЕШТЕ

Центральный Метеорологический Институт Венгерской Народной Республики при содействии Венгерского Метеорологического Общества и Метеорологической Комиссии Президиума Венгерской Академии Наук во смысле резолюции, принятой осенью 1959 года в Смоленицах I. Карпатско-метеорологической Конференцией устраивал II. Карпатско-метеорологическую Конференцию в Будапеште от 13 до 15 ноября 1961-го года. Участвовали в Конференции: Давид Артур Дэвис, генеральный секретарь Всемирной Метеорологической Организации (ВМО), Милисав Перович, заместитель председателя VI. Европейской области ВМО, а также эксперты-метеорологи следующих стран: Советский Союз (Проф. Сергей Петрович Хромов, Геннадий Федорович Прихотько), Чехословацкая Социалистическая Республика (Проф. Микулаш Кончек, Андрей Доброта, Франтишек Смолен, Отакар Зикмунда), Польская Народная Республика (Проф. Вищенти Околович, Казимирс Хомич, Михал Орлич, Станислав Зих), Румынская Народная Республика (Штефан Стоенеску), Германская Демократическая Республика (Вольфганг Боер), Югославянская Федеративная Народная Республика (Проф. Марьян Чадеж, Проф. Марко Милосавлевич, Катарина Милосавле-

вич), Австрия (Проф. Фердинанд Штейнгаузер, Вальтер Фридрих).

Конференцию открыл Проф. Фридеш Деши, Директор Центрального Метеорологического Института в 9 ч. 30 мин. 13-го ноября 1961-го года. В своем вступительном слове он напомнил постановления первой Конференции, состоявшейся в Смоленицах осенью 1959-го года, которые рекомендуют метеорологам Карпатских Стран сообщать главные результаты своих исследований на симпозиях, устраиваемых по 2—3 годам и обсуждать мероприятия, которые считают необходимыми для координации метеорологических и гидрологических исследований в области Карпат.

После открытия первым Д. А. Дэвис, генеральный секретарь Всемирной Метеорологической Организации приветствовал Конференцию и пожелал много успехов в работе, потом М. Перович, заместитель председателя Европейской области ВМО держал короткую приветственную речь. Передали еще приветы: Г. Ф. Прихотько от имени Украинской Гидрометеорологической Службы, М. Кончек за Словацкую Академию Наук, В. Околович от имени польских метеорологов, Ш. М. Стоенеску от имени Румынской Гидрометеорологической Службы, В. Боер со стороны Гид-

рометеорологической Службы Германской Демократической Республики и Ф. Штейнгаузер от имени Метеорологической Службы Австрии.

Совещания Конференции продолжались 3 дня (13—15 ноября) в двух параллельных секциях (климатология и синоптическая метеорология); в течение этого времени было послушано 26 докладов, из которых 10 прочитали наши гости из зарубежных стран.

Все на Конференции прочитанные доклады в большей мере способствовали содействию метеорологов Карпатских Стран и в течение дискуссий и выступлений было высказано много конкретных желаний касающихся организации общей работы на основе которых Редакционная Комиссия Резолюций Конференции предложила принять следующие резолюции:

» В целях согласования метеорологических наблюдений и исследований, проводимых на территории Карпатских Стран и в их окрестностях II Конференция Карпатской Метеорологии предлагает принять следующие резолюции:

1. Унификация сбора данных и их обмена.

а) Координация метеорологических и гидрологических наблюдений с особым учетом измерения испарения, влажности почвы, радиационных явлений, плотности снега, воздушных течений.

б) Сбор данных о снеге в Карпатских Странах на основании стандартных методов.

в) В целях исследования радиационного баланса регулярное наблюдение за количеством разных типов облаков (высоких, средних, низких) является необходимым в рамках климатологических наблюдений.

г) Фотографические снимки облаков и других метеорологических явлений.

д) В целях составления совместных климатологических карт желательно, чтобы Карпатские Страны публиковали климатологические данные, касающиеся тождественного периода времени. В интересах этого предлагается принять основным периодом 10 летие 1951—60, которое пригодит для относительных сравнений. Этот период — по возможности — будет желательно уبلнить дополняя недостающие данные.

е) Желательно установка новых метеорологических станций в горных районах и на отдельных высоких горах

в интересах подробного изучения климатологических условий. Первичными задачами программы измерений горных станций являются: выработка единого метода измерений изморози, которые имеют большее значение с точки зрения практического использования и сбор таких данных, потом объяснение на основе сравнительных измерений очень разнородных условий осадков горных районов.

ж) Регулярное сравнение измерений находящихся на территории Карпатских Стран и в их окрестностях аэрологических станций из-за разности примененных радиозондов. Желательно расширение радио-ветровых измерений и обеспечение обмена данными и на этой области.

2. Выработка общей исследовательской программы.

а) Координированное исследование условий осадков и снега в Карпатских Странах. В целях унификации исследовательских методов желательно создать совещание по этим вопросам.

б) Исследование климата Карпат при помощи единых методов в рамках общей рабочей программы. Изучение разнообразного климата гор требует проведение местно-климатологических измерений, в роде экспедиции, по единым принципам и при широком использовании теоретических исследований.

в) Согласованное, и проводимое по общим принципам исследование характеристических синоптических процессов Карпатского бассейна, включая изучение влияния орографических факторов на атмосферные фронты.

г) Считается желательным объединить по единым принципам существующие макросиноптические типизации для Карпатского бассейна и обменять опытом этой работы. При типизации в будущем необходимо учитывать кроме адекции — по возможности — и точки зрения энергетики (тепловой и водный баланс) и надо заботиться о соответствующем обмене данными.

3. Общие вопросы.

а) Считается необходимым, чтобы из года в год все Карпатские Страны обменивались планами метеорологических исследований и на этой основе согласовывали исследовательские работы.

б) В течение следующих лет всем Карпатским Странах должны составить библиографию своей метеорологической и гидрологической литературы (на рус-

ском и немецком языках) и продолжать в обмене этих информацией.

в) Публиковать доклады II. Конференции Карпатской Метеорологии подобно презиум, в форме книжного издания, в течение следующего за Конференцией года.

Комиссия, поверенная составленем резолюций Конференции на основе проблем, раскрытых в докладах, послушанных на II. Конференции Карпатской Метеорологии единогласно констатировала, что эти конференции в большой мере способствуют метеорологам в решении важных с хозяйственной точки зрения метеорологических и гидрологических проблем участвующих стран (изучение условий снега и изморози, вопросы увлажнения, лесоводство, организованный отдых). По этому Комиссия считает необходимым, чтобы эта форма содействия сохранилась и в будущем, и III. Конференция Карпатской Метеорологии создалась в 1963. году в одной из заинтересованных стран.»

Специальная программа Конференции дополнилась дружескими встречами, устроенными в честь зарубежных гостей и участников Конференции, осмотром некоторых учреждений Венгерской Метеорологической Служ-

бы (Центральный Метеорологический Институт, Аэрологическая Обсерватория в Будапеште, потом в рамках экскурсии ознакомление с Агрометеорологической Обсерваторией в Кечкемете).

Кроме того устраивали прием директор проф. Ф. Деши от имени Центрального Метеорологического Института и А. Хилле председатель Венгерского Метеорологического Общества вечером 13-го ноября в клубных помещениях Дома Техники, на котором — кроме наших гостей из заграничи — участвовали многочисленные отечественные представители родственных наук, делегаты будапештских посольств (послы Советского Союза, Польской Народной Республики, Чехословацкой Социалистической Республики, Румынской Народной Республики, Германской Демократической Республики, представители английской и югославянской прессы) и некоторые сотрудники Министерства Иностранных Дел.

Официальная программа Конференции закончилась в 18-го ноября с продолжающейся весь день экскурсией (Будапешт—Дунайварош—Кечкемет—Хелвения—Будапешт). Наши заграничные гости возвратились на родину между 19 и 21 ноября.

## DIE II. KONFERENZ FÜR KARPATENMETEOROLOGIE IN BUDAPEST

In Sinne der Rekommendation der im Herbst des Jahres 1959 in Smolenice (Tschechoslowakei) abgehaltenen I. Konferenz für Karpatenmeteorologie wurde die II. Konferenz für Karpatenmeteorologie durch die Zentralanstalt für Meteorologie und die Ungarische Meteorologische Gesellschaft, unter der Mitwirkung des Meteorologischen Präsidiumskomitees der Ungarischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1961 vom 13. bis 18. November in Budapest veranstaltet. Auf der Konferenz nahm der Generalsekretär der Meteorologischen Weltorganisation (WMO), David Arthur Davies, der Vizepräsident der VI. (Europäischen) Region der WMO, Milisav Perović, weiters Meteorologen aus der Sowjetunion (Prof. Sergei Petrowitsch Chromow, Gennadij Fjodorowitsch Pricotjko), der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik (Prof. Mikulaš Konček, Andrej Dobrota, František Smolen, Otakar Zikmunda), aus der Polnischen Volksrepublik (Prof. Wincenty Okolowicz, Kazimierz Chomicz, Michael Orlicz, Stanislaw Zych), der Rumänischen Volksrepublik (Stefan Stoenu), der Deutschen Demokratischen Republik (Wolfgang Böer), der Jugoslawischen Föderativen

Volksrepublik (Prof. Marijan Čadež, Prof. Marko Milosavljević, Katarina Milosavljević) und aus Österreich (Prof. Ferdinand Steinhäuser, Walther Friedrich) teil.

Die Konferenz wurde am 13. November 1961 um 9<sup>30</sup> Uhr vom Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie, Universitätsprofessor Frigyes Dési eröffnet. In seiner Eröffnungsansprache erinnerte er an die Zielsetzungen der im Herbst 1959 in Smolenice abgehaltenen ersten Konferenz, wonach die Meteorologen der Karpatenländer im Rahmen eines zwei-dreijährlich zu veranstaltenden Symposiums von den wichtigsten Resultaten ihrer Forschungen einen Überblick geben und über die Koordinierung der Forschungen bezüglich der Meteorologie und Hydrologie der Karpatengebirge Besprechungen führen.

Nach der Eröffnungsrede begrüßte der Generalsekretär der Meteorologischen Weltorganisation, D. A. Davies die Anwesenden und wünschte viel Erfolg zur Arbeit der Konferenz. Nach ihm ergriff der Vizepräsident der Europäischen Region der WMO, M. Perović, sodann G. F. Pricotjko, M. Konček, W. Okolowicz, S.

M. Stoenescu, W. Böer und F. Steinhauser das Wort und gaben im Namen ihrer Dienste, Kollegen, bzw. M. Konček im Namen der Slowakischen Akademie der Wissenschaften den Wunsch für eine erfolgreiche Arbeit der Konferenz Ausdruck.

Die Vorträge der Konferenz wurden während drei Tage (vom 13. bis 15. November) in zwei Sektionen parallel (Klimatologie, bzw. synoptische Meteorologie) abgehalten. Aus den insgesamt 26 Vorträgen wurden 10 Vorträge von unseren ausländischen Gästen abgehalten.

Die im Laufe der Konferenz abgehaltenen Vorträge lieferten einen bedeutenden Beitrag zur Förderung der Zusammenarbeit der Meteorologen der Karpatenländer und an den nach den Vorträgen folgenden Diskussionen wurden zahlreiche Vorschläge bezüglich der konkreten Organisation der gemeinsamen Arbeit gebracht, auf Grund welcher die folgenden Empfehlungen zusammengestellt wurden:

„Zum Zwecke der Vereinheitlichung der auf dem Gebiete der Karpatenländer und deren Umgebung durchgeführten meteorologischen Beobachtungen und Forschungen werden von der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie folgende Vorschläge gemacht.

### I. Vereinheitlichung der Angabenansammlung und des Angabenaustausches.

a) Homogenisierung der meteorologischen und hydrologischen Beobachtungen mit besonderer Hinsicht auf die Verdunstungsmessung, der Messungen der Bodenfeuchte, Strahlung, Schneedichte und Luftzirkulation.

b) Nach einheitlichen Prinzipien erfolgende Sammlung und Austausch der Schneeangaben in den Karpatenländern.

c) Zwecks Untersuchungen des Strahlungshaushaltes systematische Beobachtung der Menge der verschiedenen Wolkenarten (hoch, mittelhoch, niedrig), im Rahmen von klimatologischen Beobachtungen.

d) Photographische Festhaltung der Wolken und sonstiger meteorologischen Erscheinungen.

e) Es wäre erwünscht, dass die Karpatenländer klimatologische Angaben identischer Perioden veröffentlichten zum Zwecke der Zusammenstellung einer einheitlichen Klimakarte. Dazu könnten die 10 Jahre 1951–1960 als Grundperiode dienen: diese Periode wäre auch zu Zwecken der relativen Vergleichen geeignet. Diese Periode sollte — wofern es die Beobachtungsreihen gestatten — auch rückgängig ausgedehnt werden.

f) Zum Zwecke einer ausführlicheren Erforschung der klimatischen Verhältnisse ist die Errichtung neuer meteorologischen Stationen im Gebirge und an höher liegenden Punkten erwünscht. Die wichtigsten Aufgaben des Mes-

sungsprogrammes der Gebirgsstationen sind: die Ausarbeitung der vom Standpunkte der praktischen Verwendung äusserst bedeutsamen einheitlichen Rauhref-, bzw. Rauhrostmessungen; die Sammlung solcher Angaben, sowie die Erforschung der sehr wechselhaften Niederschlagsverhältnisse der Gebirge auf Grund komparativer Messungen.

g) Infolge der verschiedenen verwendeten Radiosonden die Durchführung systematischer Vergleiche der Messungen der auf dem Gebiete und in der Umgebung der Karpatenländer befindlichen aerologischen Stationen. Eine Erweiterung der Rauhrostmessungen und ein Angabenaustausch wäre auch auf diesem Gebiete erwünscht.

### 2. Ausarbeitung eines gemeinsamen Forschungsprogrammes.

a) Koordinierte Untersuchung der Niederschlags- und Schneeverhältnisse der Karpatenländer. Zwecks Ausarbeitung einer einheitlichen Forschungsmethode ist die Veranstaltung eines Symposiums über diese Fragen erwünscht.

b) Untersuchung des Klimas der Karpaten mit einheitlichen Methoden und im Rahmen eines gemeinsamen Arbeitsprogrammes. (Die Vermessung des abwechslungsreichen Klimas der Gebirge macht die Organisierung der nach einheitlichen Prinzipien erfolgenden expeditiousartigen lokalklimatologischen Messungen, bzw. eine ausgedehntere Einbeziehung und Anwendung von theoretischen Untersuchungen erforderlich.)

c) Die koordinierte und nach einheitlichen Prinzipien erfolgende Erforschung der charakteristischen synoptischen Prozesse des Karpatenraumes, mit Einbeziehung der Untersuchung der modifizierenden Auswirkung der orographischen Verhältnisse auf die Frontentätigkeit.

d) Es erscheint wünschenswert, dass in den Karpatenländern die sich auf den Karpatenraum beziehenden und bisher aufgestellten makrosynoptischen Typisierungen nach identischen Prinzipien vereinheitlicht und die diesbezüglichen Erfahrungen ausgetauscht werden. In der Zukunft sollen bei der Typisierung ausser der Advektion auch energetische Standpunkte (Wärme- und Wasserhaushalt) nach Möglichkeit in Betracht gezogen werden und es soll auch für einen entsprechenden Angabenaustausch Sorge getragen werden.

### 3. Allgemeine Fragen.

a) Jährlich erfolgender Austausch der meteorologischen Forschungspläne der Karpatenländer und auf dieser Grundlage erfolgende Koordinierung der Forschungsarbeiten.

b) Im Laufe der folgenden Jahren auszuführende Zusammenstellung der Bibliographie der meteorologischen und hydrologischen Fachliteratur (in russischer und deutscher Sprache) in

jedem Land des Karpatengebietes und ein ständiger Austausch dieser Literatur.

c) Im Laufe des auf die Konferenz folgenden Jahres Veröffentlichung der auf der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie abgehaltenen Vorträge.

Das die Empfehlungen der Konferenz zusammenfassende Komitee stellte auf Grund der bisherigen Erfahrungen und auf Grund der auf der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie aufgeworfenen Probleme fest, dass die Konferenzen für Karpatenmeteorologie einen bedeutenden Beitrag zur Lösung der vom wirtschaftlichen Standpunkt wichtigen meteorologischen und hydrologischen Probleme (Erforschung der Raureif- und Schneeeverhältnisse, Wasserwirtschaftsprobleme, Forstwirtschaft, Erholungswesen) leisten. Das Komitee erachtet diese Form der internationalen Zusammenarbeit als nützlich und die Veranstaltung der III. Konferenz für Karpatenmeteorologie in einem der interessierten Staaten als wünschenswert. Mit rücksicht darauf stellt das Komitee fest, dass die Aufrechterhaltung dieser Form der internationalen Zusammenarbeit nützlich erscheint und dass es anzustreben sei die III. Konferenz für Karpatenmeteorologie im Jahre 1963 in einem der beteiligten Staaten zu veranstalten."

Das Fachprogramm der Konferenz wurde mit zu Ehren der ausländischen Gäste und Teilnehmer veranstalteten freundschaftlichen Zusammenkünften, mit der Besichtigung einiger Anstalten des ungarischen meteorologischen Dienstes (Zentralanstalt für Meteorologie, Aerologisches Observatorium in Budapest, und im Rahmen eines Studienausfluges das Agrarmeteorologische Observatorium in Kecskemét) ergänzt.

Aus diesem Programme ist der von Direktor Prof. F. Dési seitens der Zentralanstalt für Meteorologie und vom Präsidenten A. Hille seitens der Ungarischen Meteorologischen Gesellschaft am 13. November abends in den Klubräumen des Hauses der Technik veranstaltete Empfang, an welchem ausser unseren ausländischen Gästen zahlreiche inländischen Vertreter der Grenzwissenschaften der Meteorologie, die Vertreter der in Budapest akkreditierten Gesandtschaften (die Botschafter der Sowjetunion, der Polnischen Volksrepublik, der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik und der Deutschen Demokratischen Republik), sowie die Vertreter der englischen und jugoslawischen Presse und mehrere Mitarbeiter des Ungarischen Aussenministeriums teilnahmen.

Das offizielle Programm der Konferenz schloss mit einem ganztägigen Ausflug am 18. November (Budapest — Dunaújváros — Kecskemét — Helvécia — Budapest). Unsere ausländischen Gäste verliessen unser Land zwischen dem 19—21 November.

**A MTA ELNÖKSÉGI METEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGA** keretében — amint arról ez évi 3. számunkban már beszámoltunk — Klimatológiai és Sugárzási Albizottság alakult. Az albizottság létrehozását az a körülmény tette szükségessé, hogy éghajlattani kutatásaink iránt sok gyakorlati igény jelentkezik elsősorban a határtudományok, de számos más tudományszak részéről is, s összefogásukat az Elnökségi Meteorológiai Bizottság egymagában nem tudja elvégezni.

Az albizottság 1961. október 26-án tartotta első ülését, melynek során *Bacsó* Nándor egyetemi tanár, az albizottság elnöke vázolta az albizottság célkitűzéseit, majd *Péczely* György titkár beszámolt az éghajlatkutatás (klimatográfia, mikro- és helyklímakutatás, szinoptikus és aeroklimatológia, éghajlati jelenségek energetikájának tanulmányozása) időszerű feladatairól.

A beszámoló fölötti vita során az albizottság leszögezte azt, hogy számos területen új, speciális éghajlati adatgyűjtésre van szükség (pl. zuzmaraviszonyok felmérése); kifejezte továbbá annak szükségességét, hogy az országban több helyen folyó éghajlati kutatásokat koordinálni kell. Elsősorban a mikro- és helyi klíma vizsgálatok, ugyanakkor azonban a városklíma kutatások terén is kívánatos az összehangot biztosítani; itt nemesak műszertani, hanem elsősorban elvi kérdések szorulnak tisztázásra. Az albizottság megállapodott abban, hogy kéthavonta tartandó ülésein a beszámolóban megjelölt felosztás szerint részletesen megvitatja az éghajlatkutatás egyes részterületeit, s így ténykedése első szakaszában felméri mindazokat a tennivalókat, melyek hazai éghajlatkutatásunk továbbfejlesztéséhez, koordinálásához szükségesek. (*P. Gy.*)

✱

**A FÉNYNEK A SZÁRAZ ÉS NEDVES TALAJOKRÓL TÖRTÉNŐ VISSZAVERŐDÉSÉRŐL** *Goll György* egyetemi docens tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaság 1961. október 19-i ülésén.

Bevezetőjében rámutatott a talaj fényvisszaverő képességének meteorológiai vonatkozásaira, s arra, hogy a különböző talajfelszínek albedója más és más, erősen függ az albedó mechanikai állapotától, nedvességétől, a növényzettel való borítottságától. Az előadó hipotézist állított fel arra vonatkozólag, hogy a talajszemcsék mint másodlagos fényforrások szerepelnek. Megállapította az albedó napi menetét: reggel és este magas albedó értékeket kapott, míg a minimum a dél körüli órákra esett. Kísérletileg kimutatta, hogy a talaj reflektáló képessége a nedvességtartalom növekedtével nem az irodalomban

található összefüggés szerint változik, hanem valamilyen bonyolult függvénykapcsolat szerint. Kitért ennek részletes optikai magyarázatára. Végül méltatta az albedó komplex értékének meteorológiai fontosságát.

Az előadást követő érdekes vitában többek között *Béll Béla*, *Dobosi Zoltán* és *Tardos Béla* fűzött néhány megjegyzést az elmondottakhoz. (S. J.)

✱

**A SZOVJETUNIÓBAN FOLYÓ KLIMATOLÓGIAI KUTATÁSOK** tanulmányozása céljából a magyar—szovjet műszaki-tudományos együttműködés keretében *Kakos József*, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. osztályvezetője és *Antal Emánuel*, az éghajlati osztály terepklimatológiai kutatócsoportjának vezetője 1961. október 5-től 18-ig tapasztalateserét folytatott a Szovjetunió éghajlatkutatással foglalkozó különböző intézményeinél.

Moszkvában az Állami Lomonoszov Egyetem földrajzi fakultásának éghajlattani intézetében, ill. meteorológiai obszervatóriumában, majd a Szovjetunió Tud. Akadémiájának Aeroklimatológiai Kutató Intézetében folyó kutatások tanulmányozása után megtekintették a Központi Prognosztikai Intézetet is, ahol a gépi adatfeldolgozás berendezéseiről és módszereiről, valamint az agroklimatológiai kutatásokról tájékoztak.

Leningrádban a *Vojekovról* elnevezett Geofizikai Főobszervatórium egyes osztályain a hőháztartással s a talajközeli légrétegek fizikájával foglalkozó kutatások időszerű kérdéseinek megbeszélése után megtekintették a *Vojekovo-i* obszervatóriumot, végül a főobszervatórium éghajlati részlegében az alkalmazott klimatológia terén folyó vizsgálatok, valamint a Szovjetunióban a mezőgazdaság fejlesztésének érdekében kifejlesztett mikroklíma-kutatások irányelveiről, módszereiről s eredményeiről folytattak a magyarországi terepklimatológiai vizsgálatok szempontjából is tanulságos konzultációt. (K. J.)

✱

**A FELHŐFIZIKA ÉS A LÉGKÖR RADIOAKTIVITÁSA** kérdéseivel foglalkozó kutatások tanulmányozása végett az Orsz. Meteorológiai Intézet két tudományos munkatársa: *Mészáros Ernő* és *Simon Antal* 1961. szept. 13-án a Csehszlovák Szocialista Köztársaságba utazott. A kétéhes tanulmányút célja a Csehszlovák Tud. Akadémia Hradec Kralovében működő Légkörfizikai Obszervatóriumában folyó munka megismerése volt.

A küldöttek tanulmányozták a klorid és szulfát kondenzációs magvakra vonatkozó *Vittori* módszerrel végrehajtott repülőgépes vizsgálatokat, a ködesepek eloszlásának az angol gyártmányú ún. „cascade impactor”-ral

történeti vizsgálatát, valamint a ködös levegő víztartalmának meghatározását. Ezeken kívül az obszervatóriumban végzett radioaktív aeroszol, csapadék és „fall out” méréseket, továbbá a *Findeisen* által megkezdett és jelenleg ismét felhívított repülőgépes és talajközeli lélegektromos méréseket tekintették meg. A fenti témák tanulmányozása után került sor a *Findeisen*-féle alacsony nyomású ködkamra berendezésének, és a vele elvégezhető munka elvi megismerésére.

A vendéglátók lehetővé tették, hogy a Tudományos Akadémia Prágában levő, hasonló témával foglalkozó intézeteit is meglátogassák a magyar kutatók. A látogatások során jártak a Fiziko-Kémiai Intézet aeroszol osztályán, valamint a Geofizikai Intézet meteorológiai részlegében, ahol a numerikus előrejelző, klímakutató és főleg a levegőkémiai csoportok munkáját nézték meg.

A tanulmányút utolsó napján még látogatást tettek a Hidrometeorológiai Szolgálat központjában is. (S. A.)

✱

**A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG** „Róna Zsigmond” Ifjúsági Köre 1961. nov. 2-án klub-délután tartott a Technika Házában. A programon a különféle külföldi kongresszusokon, ill. tanulmányutakon a közelmúltban részt vett meteorológusok élménybeszámolója szerepelt. A beszámolókat két kisfilm vetítése követte Moszkva városáról és a cseh üvegiparról. (S. A.)

✱

**A BOLGÁR AGROMETEOROLÓGIAI KUTATÁSOK** tanulmányozása céljából a magyar—bolgár műszaki-tudományos együttműködés keretében *Szilágyi Tibor* és *Kozma Ferenc*, az Orsz. Meteorológiai Intézet kecskeméti agrometeorológiai obszervatóriumának vezetője, ill. munkatársa 1961. szeptember 25-én kétéhes tanulmányútra ment Bulgáriába.

Az agrometeorológiai szolgálat operatív és kutatómunkáján kívül az egyes mezőgazdasági és kertészeti tudományos intézmények munkáját is tanulmányozták. Bulgáriában a fenológiai állomásokon kívül 27 agrometeorológiai állomás működik, amelyeken az észlelők a szokásos meteorológiai megfigyelések mellett a természet, és vad növényekre vonatkozó pontos és részletes fenológiai, ugyanakkor számos kultúrnövényre vonatkozó fenometriai megfigyeléseket is végeznek, valamint 4, előre meghatározott területen 1 m mélységig (havonta egyszer 2 méterig) tíznaponként talajnedvességet mérnek. Megfigyelik és följegyzik még a kultúrnövények mindenkori állapotát, a kártevők jelentkezését, a gyomosodás mérté-

két, az őszi vetések áttelelését, a hóviszonyokat, a vándormadarak vonulásának idejét, fontosabb rovarok rajzását stb. Megfigyeléseiket tíznaponként távirati úton közlik a hidrometeorológiai szolgálattal. A beérkező adatokból a központban ugyancsak tíznaponként, s ezenkívül minden hónap végén tájékoztatót készítenek a mezőgazdasági, vízügyi és más vezető szervek részére. E megfigyelések birtokában vált lehetővé az ország agrometeorológiai körzetesítésének végrehajtása is.

A bolgár agrometeorológiai kutatásokban különösen kidomborodik a talajnedvesség és az erdészet meteorológiai kérdéseinek tanulmányozása. A szófiai és a plovdivi mezőgazdasági, ill. kertészeti egyetem meteorológiai tanszékei az oktatáson kívül jelentős kutatómunkát is végeznek. Plovdivban a „Marica” Kertészeti Kutató Intézet főleg paradicsommal és paprikával foglalkozik. Plevenben a Szőlészeti és Borászati Kutató Intézetben a telepítési módok és az erózió elleni küzdelem terén elért eredmények jelentősek. (Sz. T.)

\*

#### FELHŐFIZIKAI TANULMÁNYÚT A SZOVJETUNÍÓBAN.

A szovjet—magyar műszaki-tudományos együttműködés keretében *Wirth* Endre, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. munkatársa 1961. november 21. és december 7. között felhő- és csapadékfizikai tanulmányúton vett részt Leningrádban. A tanulmányút célja a mérések azon módszereinek és eszközeinek, valamint a kutatások elvi irányának és konkrét szervezési kérdéseinek a megismerése volt, amelyeket a felhőfizikai kutatások terén jelenleg a gyakorlatban alkalmaznak. Ennek megfelelően a leningrádi Geofizikai Főobszervatóriumban és a *Vojejkovo-i* obszervatóriumban tanulmányozta a felhő- és csapadékfizikai osztály, ill. a csapadék-kémiai osztálynak főleg gyakorlati vonatkozású munkáját. Így — többek között — megismerkedett a hidegkamra, az elektronmikroszkópos és a spektrográfiai vizsgálatokkal. Moszkvában főkereverte a Központi Aerológiai Obszervatórium felhőfizikai osztályát, a *Lomonoszov* Egyetemen pedig *Hrgian* professzor tájékoztatta a meteorológiai tanszéken folyó kutatások irányáról. (W. E.)

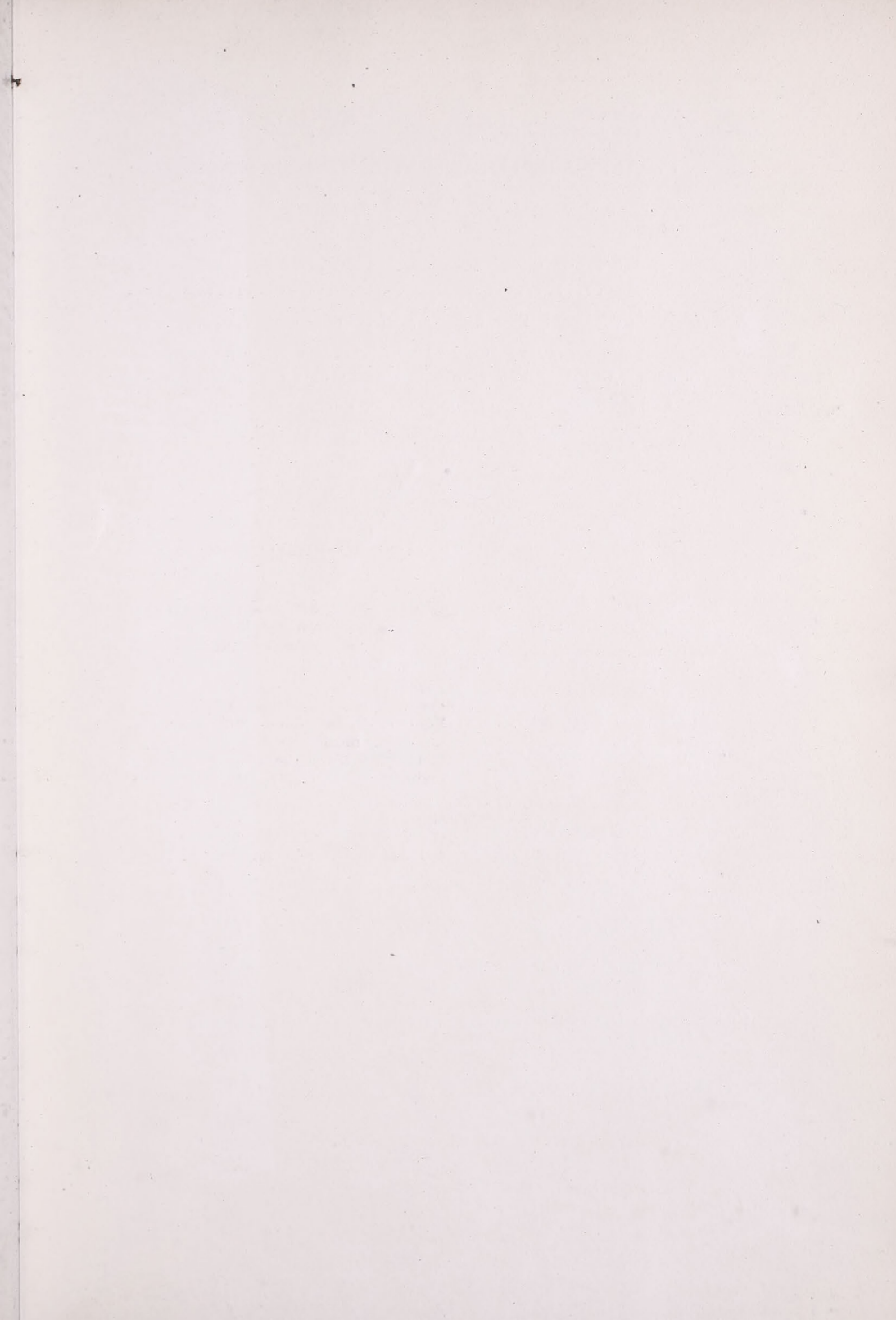
615057

Athenaeum Nyomda

Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA  
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban



## INHALT — SOMMAIRE — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Bodolai, I. (Budapest):</i> On the Vortex-Tube Term in the Vorticity Equation .....	321
<i>Borbély, E. (Budapest):</i> Тропопауза над Будапештом .....	326
<i>Barát, J.—Tóth, P. (Budapest):</i> Механическое счетное приспособление для определения температурной адвекции в свободной атмосфере .....	333
<i>P. Szalay, G.:</i> Air-flow over Hungary in macrosynoptical situations with a zonal pattern .....	338
<i>Endrődi, G.:</i> Kaltluftseen an der Halbinsel von Tihany .....	345
<i>Németh, T.:</i> On the Relation between Temperature Conditions and Geomagnetic Field Intensity .....	351
<i>Béll, B.:</i> Wind measurements by Means of Tethered Balloons .....	355
<i>Saikó, J.:</i> Effects of the solar eclipse of the 15th February 1961 produced on the ionospheric layers .....	361
<i>PéczeIy, G.:</i> Data of the local wind system of the lake Balaton .....	362
<i>Dobosi, Z.:</i> Some Remarks on the Climatological Applications of the Concept of Albedo .....	364
<i>Bognár, K.—Kozma, F.:</i> Über mikroklimatologische Untersuchung eines Gartenbaubetriebes für gleichzeitige Weinreberzeugung und Obstbaumkultur .....	366
<i>Aujeszky, L.:</i> The problem of an immediate prognostical use of charts of maximum and minimum temperatures .....	370
<b>L I T E R A T U R E</b>	
<i>Grubich, V.:</i> Wetter und Mensch ( <i>Predmerszky, T.</i> ) .....	371
<i>Stoenucu, S. M. (Red.):</i> Clima Republicii Populare Romine Vol. II. Date Climatologice ( <i>PéczeIy, G.</i> ) .....	372
<i>Самойленко, В. С.:</i> Формирование температурного режима морей ( <i>Antal, E.</i> ) .....	373
<b>C H R O N I C L E</b> .....	374