

T. Tanczer:

The Evaluation of Cloud Sizes on Satellite (APT) Pictures

Определение распространения облаков на фотоснимках, полученных искусственными спутниками Земли. Настоящая работа имеет целью дать исследователям, употребляющим снимки «АРТ» пособие, позволяющее легко определить распространение облаков и решать общие вопросы, связанные с определением расстояния на спутниковых снимках. В работе даются ответы на такие вопросы, как 1) радиальное расстояние (измеренное от точки надира), 2) нормальное расстояние (перпендикулярное прямой, исходящей из точки надира), 3) ширина спутникового снимка, 4) истинное земное расстояние, соответствующее единице расстояния, измеренного на снимке «АРТ», 5) разрешающая способность телевизионных камер. Приводится палетка для быстрого вычисления распространения облаков. Величины рассмотренных характеристик для высоты спутника $h = 1450$ км представлены в таблице.

*

Meteorological observations from satellites are utilized more and more widely in the fields of weather analysis and atmospheric studies. The reception of pictures taken by Automatic Picture Transmission (APT) satellites is an organic part of the works of modern meteorological services. The APT ground stations are now about 400 all over the world. In order to use the satellite pictures effectively, we should know the location and the size of a given cloud, and the resolution of television cameras at any point of the satellite picture. The geographical rectification can easily be made with the aid of sets of grids placed at disposal of APT stations by ESSA, USA, according to techniques described in [1], if the satellite spatial location and the picture taking time are known. Therefore, the problems of geographical rectification are not considered here. The purpose of this paper is, besides to clear up some size problems on pictures (i.e. radial and normal distances, picture width), to evaluate the real horizontal sizes of clouds seen on pictures.

1. Radial distance

The terrestrial distance s corresponding to length x (radius) measured from the picture center is referred to as a *radial* one. The advanced state of space technics assures a stabilization of satellite, so that the optical axis of television camera will differ from the local vertical less than one degree at picture taking time, i. e. in practice it is oriented perpendicularly to the surface of the Earth.

The image of the surface or the clouds appears reduced in the focus length f of television camera on satellite. In view of spherical Earth, moving away from the

optical axis of television camera, more and more terrestrial arch corresponds to the same increment of visual angle. We set as an aim to formulate the appearance of a terrestrial arch first in the optical system of satellite, and secondly in the APT picture itself. With that object let us turn to Fig. 1, where h = satellite altitude, R = radius of Earth (= 6371 km), s = length of terrestrial arch from nadir point, which amounts to φ_c = geocentric angle, and is seen under Θ = nadir angle by satellite. The sides of angle Θ cut out a section x_F of the tangent to the Earth at the nadir point N . The dotted lines of Fig. 1 will be mentioned later.

For similitude of the triangles $MF'F'$ and MNN'

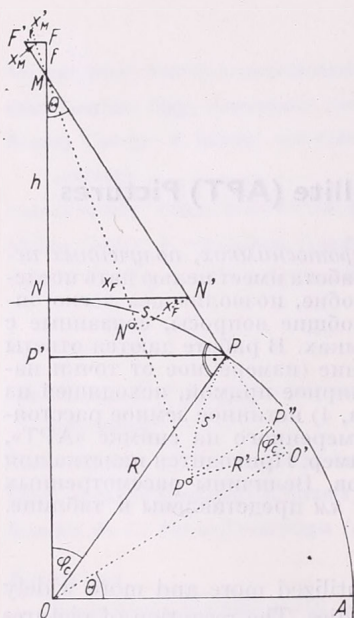


Fig. 1: A scheme for determining the relation between the distances appearing in the television camera on the satellite and the real terrestrial ones. s — radial distance (measured from picture center), s' — normal distance (measured perpendicularly to a radius).

1. ábra. Vázlat a műhold televíziós kamerájában megjelenő képen vett távolság és az ennek megfelelő tényleges földi távolság közötti kapcsolat meghatározásához. s — radiális (nadirpontból mért távolság, s' — normális (nadirpontból kiinduló egyenesre merőleges) távolság.

$$\frac{x_M}{f} = \frac{x_F}{h} \quad (1)$$

Furthermore, for similitude of the triangles MNN' and $MP'P$

$$\frac{x_F}{f} = \frac{\overline{PP'}}{h + R - \overline{OP'}} \quad (2)$$

Now let us take into account that the distances $\overline{PP'}$ and $\overline{OP'}$ are expressible in the radius R of Earth and the geocentric angle φ_c corresponding to the length of terrestrial arch s :

$$\overline{OP'} = R \cdot \cos \varphi_c, \quad (3)$$

$$\text{and } \overline{PP'} = R \cdot \sin \varphi_c.$$

Substituting these expressions into (2) we obtain the relationship

$$\frac{x_F}{h} = \frac{R \cdot \sin \varphi_c}{h + R - R \cdot \cos \varphi_c} \quad (4)$$

Using the formula (1), expression (4) reduces to form

$$\frac{x_M}{f} = \frac{\sin \varphi_c}{C - \cos \varphi_c}, \quad (5)$$

$$\text{where } C = \frac{h}{R} + 1. \quad (6)$$

The relations between the geocentric angle φ_c and the length of terrestrial arch s are

$$\varphi_{c\text{rad}} = \frac{s}{R} \quad (7)$$

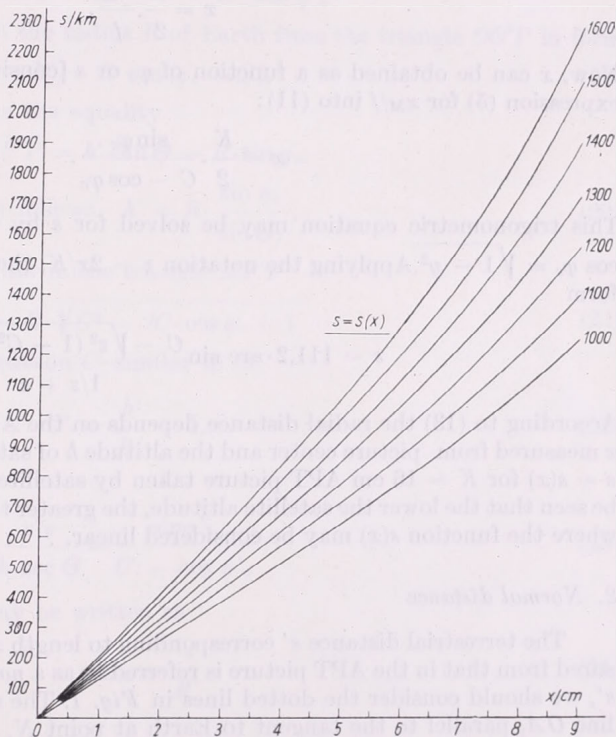


Fig. 2: Relation between the length x , measured from APT picture center ($K = 16$ cm), and the real terrestrial distance s for different satellite altitudes.

2. ábra. Összefüggés az APT képen ($K = 16$ cm) a közép-ponttól mért x távolság és a hozzátartozó valóságos s földi távolság között, különböző műhold magasságok esetén.

$$\text{or } \varphi_c^0 = \frac{s}{111,2} \quad [s \text{ in km}]$$

Then, we convert x_M to length x measured in the APT picture. It is evident that x_n appearing in image on satellite is linearly related to length x taken from the center of APT picture. Thus

$$x = \mu \cdot x_M, \quad (8)$$

where μ is a magnification factor between the two pictures. Value μ can be determined, if we consider the whole picture. The visual angle of APT cameras is 90° side to side. Hence, the width of picture $2X_M$ produced by lens of television camera is equal to double focus lengths $2f$:

$$2X_M = 2f. \quad (9)$$

Combining the formulae (8) and (9), the width of APT picture $K = 2X$ may be written as

$$K = \mu \cdot 2f,$$

from where the magnification factor μ

$$\mu = \frac{K}{2f}. \quad (10)$$

Substituting the value μ into expression (8)

$$x = \frac{K}{2} \cdot \frac{x_M}{f}. \quad (11)$$

Now, x can be obtained as a function of φ_c or s [considering (7)], if we replace the expression (5) for x_M/f into (11):

$$x = \frac{K}{2} \cdot \frac{\sin \varphi_c}{C - \cos \varphi_c}. \quad (12)$$

This trigonometric equation may be solved for s by substitutions $\sin \varphi_c = y$ and $\cos \varphi_c = \sqrt{1 - y^2}$. Applying the notation $z = 2x/K$, the solution takes the following form

$$s = 111,2 \cdot \arcsin \frac{C - \sqrt{z^2(1 - C^2) + 1}}{1/z + z}. \quad (13)$$

According to (13) the radial distance depends on the APT picture-size K , the length x measured from picture center and the altitude h of satellite. Fig. 2 shows the curves $s = s(x)$ for $K = 16$ cm APT picture taken by satellite at different altitudes. It can be seen that the lower the satellite altitude, the greater the area around picture center, where the function $s(x)$ may be considered linear.

2. Normal distance

The terrestrial distance s' corresponding to length x normal to a radius and measured from that in the APT picture is referred to as a *normal* one. In order to evaluate s' , we should consider the dotted lines in Fig. 1. The straight making angle Θ with line OA , parallel to the tangent to Earth at point N , is cut by the straight MP at point O' . The terrestrial arch s' is of radius $O'P = R'$ and amounts to centric angle φ'_c . The arches s and s' are perpendicular to each other *per definitionem*, so that the triangle $O'PP''$ is "perpendicular" to the plane of Fig. 1. The technique for evaluating the normal distance is totally analogous to that followed in former section.

For similitude of the triangles $MN^\circ N'$ and $MP^\circ P''$

$$\frac{x'_F}{MN'} = \frac{P^\circ P''}{MP''}. \quad (14)$$

Introducing the distance $h' = \overline{MP}$, (14) may be written in form similar to (2)

$$\frac{x'_F}{MN'} = \frac{P^\circ P''}{R' + h' - O'P''}. \quad (15)$$

The distance $\overline{MN'}$ can be computed from the triangle MNN' in Fig. 1

$$\overline{MN'} = h \cdot \sec \Theta, \quad (16)$$

moreover, $\overline{P^\circ P''}$ and $\overline{O'P''}$ are expressible in centric angle φ'_c , as formulae (3) were written

$$\overline{P^\circ P''} = R' \cdot \sin \varphi'_c \quad (17)$$

$$\text{and } \overline{O'P''} = R' \cdot \cos \varphi'_c.$$

Substituting the values $\overline{MN'}$, $\overline{P^\circ P''}$ and $\overline{O'P''}$ under (16) and (17) into (15), we have the relationship

$$\frac{x'_F}{h \cdot \sec \Theta} = \frac{R' \cdot \sin \varphi'_c}{R' + h' - R' \cdot \cos \varphi'_c},$$

where R' can be expressed in the radius R of Earth from the triangle $OO'P$ in form

$$R' = R \cdot \cos (\varphi_c + \Theta), \quad (19)$$

while h' may be derived from the equality

$$\overline{P'P} = h' \cdot \sin \Theta = R \cdot \sin \varphi_c$$

$$\text{as follows } h' = R \cdot \frac{\sin \varphi_c}{\sin \Theta}, \quad (20)$$

or applying the Pythagoras' law in the triangle $MP'P$

$$h' = R \cdot \sqrt{C^2 - 2C \cdot \cos \varphi_c + 1}. \quad (21)$$

Finally, introducing the expression C' similar to (6)

$$C' = \frac{h'}{R'} + 1, \quad (22)$$

(18) leads to

$$\frac{x'_F}{h \cdot \sec \Theta} = \frac{\sin \varphi'_c}{C' - \cos \varphi'_c} \quad (23)$$

Now, the centric angle φ_c may be written as

$$\varphi'_{\text{crad}} = \frac{s'}{R'}, \quad (24)$$

$$\text{or } \varphi'^{\circ}_c = \frac{s'}{R \cdot \cos (\varphi_c + \Theta)}$$

It is evident that relationships (1) and (11) hold also for the values denoted by comma, consequently

$$\frac{x'_F}{h \cdot \sec \Theta} = \frac{x'_M}{f \cdot \sec \Theta}, \quad (25)$$

$$\text{and } x' = \frac{K}{2} \cdot \frac{x'_M}{f}. \quad (26)$$

Combining the relationships (23), (25) and (26), we have

$$x' = \frac{K}{2} \cdot \frac{\sin \varphi'_c}{C' - \cos \varphi'_c} \cdot \sec \Theta. \quad (27)$$

This equation may be solved for s' using the technique followed for s . Introducing the notation $z' = 2x'/K$ we obtain with respect to (24)

$$s' = 111,2 \cdot \cos(\varphi_e + \Theta) \cdot \arcsin \frac{C' - \sqrt{z'^2 \sec^2 \Theta (1 - C'^2) + 1}}{(1/z') \sec \Theta + z' \sec \Theta} \quad (28)$$

The angle Θ may be written from expression (11) as

$$\frac{x_M}{f} = \frac{2x}{K} = \operatorname{tg} \Theta,$$

$$\text{so that } \Theta = \arcsin(2x/K). \quad (29)$$

Now combining the formula (28) with relationships (20 or 21), (22) and (29), the normal distance s' corresponding to x' may be evaluated.

If $\Theta = 0$, the normal distance becomes a radial one and (28) is fundamentally equal to (13) (but the values are denoted by comma).

3. The width of APT picture

The terrestrial distance $2S$ corresponding to centre lines (bisecting lines) of the

TABLE I — I. T Á B L Á Z A T

The picture width as a function of satellite altitude. h — satellite altitude, $2S$ — terrestrial distance corresponding to bisecting lines of the APT picture.

A műhold-kép szélessége a műholdpálya magasságának függvényében. h — a műholdpálya magassága, $2S$ — a műhold-kép oldalfelező egyenseinek megfelelő földi távolság.

h [km]	1000	1050	1100	1150	1200	1250	1300	1350	1400	1450	1500	1550	1600
$2S$ [km]	2203	2330	2451	2580	2710	2841	2975	3106	3249	3392	3534	3683	3832

APT picture may be evaluated. Having inserted $x = K/2$ into either (12) or (13), we solve those for $2s$. From (12)

$$\sin \varphi_e + \cos \varphi_e = C.$$

Squaring this equation

$$2S = 111,2 \cdot \arcsin(C^2 - 1); \quad (30)$$

or from (13)

$$2S = 222,4 \cdot \arcsin \frac{1}{2} (C - \sqrt{2 - C^2}). \quad (31)$$

It is concluded from (31) that the terrestrial distances corresponding to the centre lines of APT picture depend on the visual angle of television camera, that is 90° side to side in this case [this condition is involved in formula (9)], and the satellite altitude.

We should mention in connection with (31) that a real solution exists for values C falling in interval $[1, \sqrt{2}]$. On the other hand, this means that in cases $C > \sqrt{2}$ there will appear the horizon of Earth in the picture. In border case,

$$\text{if } C = \sqrt{2}, \quad h = (\sqrt{2} - 1) R = 2639 \text{ km.}$$

Consequently, when the visual angle of television camera is 90° and the satellite

altitude $h = 2639$ km, the sides of picture will be tangents to the Earth appearing as a circle. In this case a quarter of the circumference of Earth (10.008 km) can be seen in the picture according to (30).

The terrestrial distances ($2S$) corresponding to the centre lines of the APT picture as a function of the satellite altitude is shown in Table 1.

We can evaluate the terrestrial distances ($2S'$) corresponding to the picture width in its any part, replacing $x' = K/2$ into the formula (27)

$$\sec \Theta \cdot \sin \varphi'_c + \cos \varphi'_c = C'.$$

Then, this equation may be solved by technique used in derivation of (13). Finally, the expression

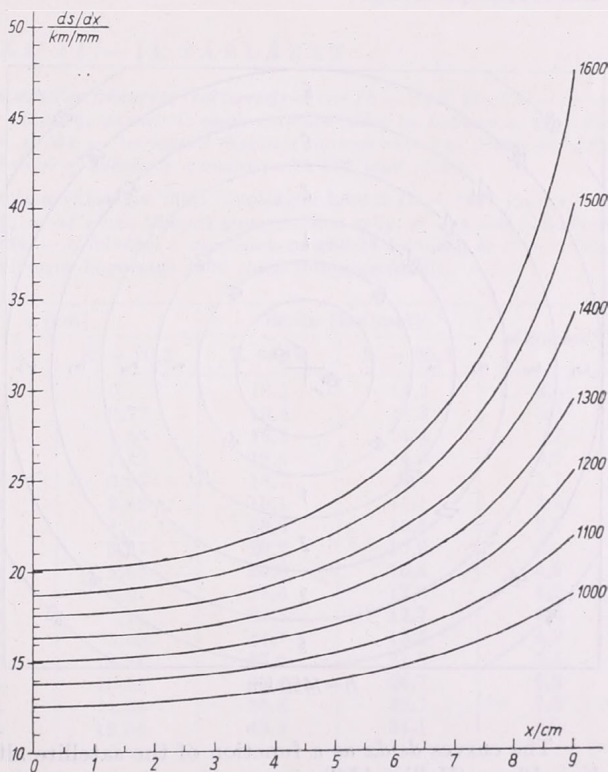


Fig. 3: Relation between a unit length (1 mm) and the corresponding terrestrial distance as a function of length x , measured from APT picture center ($K = 16$ cm) for different satellite altitudes.

3. ábra. Összefüggés az APT képen ($K = 16$ cm) a középponttól mért x távolság és az 1 mm-nek megfelelő valóságos földi távolság (ds/dx) között, különböző műhold magasságok esetén.

$$2S' = 222,4 \cdot \cos(\varphi_c + \Theta) \cdot \arcsin \frac{\sec \Theta \cdot C' - \sqrt{\sec^2 \Theta + 1 - C'^2}}{\sec^2 \Theta + 1} \quad (32)$$

is generally given for the width of the APT picture ($2S'$). We note, if $\Theta = 0$, then $R' = R$, $h' = h$, $C' = C$, $\varphi_c = 0$ and in this case the relationship (32) is equivalent to (31).

4. Cloud sizes in the APT picture

In order to evaluate the cloud sizes, first we should determine the terrestrial distance corresponding to an unit length (e.g. to 1 mm) at each point of the picture.

Hence, we should differentiate the terrestrial distance s with respect to length x measured in the picture. The differentiation may readily be performed in equation (12). Considering the relationship (7), we obtain

$$\frac{ds}{dx} = \frac{R}{5K} \cdot \frac{(C - \cos \varphi_c)^2}{C \cdot \cos \varphi_c - 1} \quad [\text{km/mm}]. \quad (33)$$

ds/dx takes a simple form at the picture center ($s = 0$):

$$\left(\frac{ds}{dx}\right)_0 = \frac{h}{5K} \quad [\text{km/mm}]. \quad (34)$$

It must be noted that we should insert K in *cm* and h in *km* into the expressions (33) and (34) respectively.

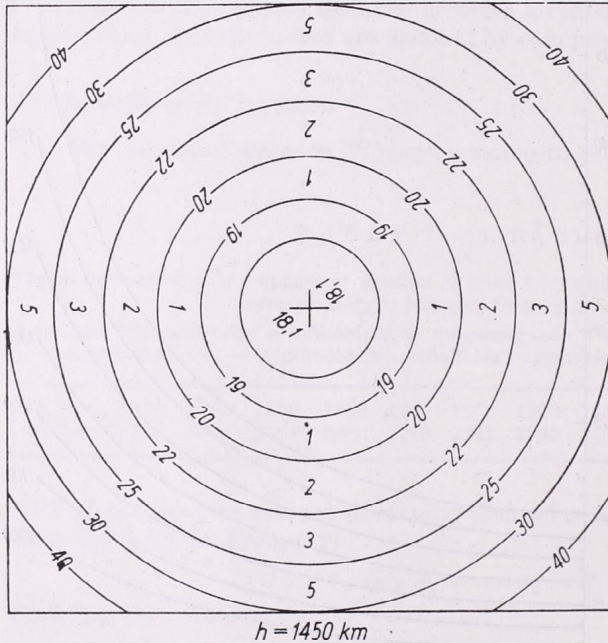


Fig. 4: Diagram of values ds/dx for satellite altitude of 1450 km. The values ds/dx are presented on the circles in km/mm, the numbers between the circles indicate the rate of the increase of values ds/dx .

4. ábra. A $h = 1450$ km műhold magassághoz tartozó ds/dx diagram, ds/dx értékeit km/mm egységben a körökön tüntették fel. A körök közötti számok ds/dx növekedésének a mértékét mutatják

The curves ds/dx as a function of the satellite altitude are shown in Fig. 3. for $K = 16$ cm (Hell's) APT picture. Here, it can also be stated that values ds/dx vary exponentially with increasing satellite height. Within the circle with radius $x = K/4$ the distortion is small, $d^2s/dx^2 \approx 0$, and there the terrestrial distance corresponding to 1 mm in the APT picture is more by 1–2 km, than that at the picture center.

In order to apply the curves ds/dx for evaluating the cloud sizes, let us plot concentric circles passing through the points of equivalent values ds/dx on an overlay, having a size equal to the APT picture. The diagram of values ds/dx plotted for satellite altitude of 1450 km is illustrated in Fig. 4.

Now, the cloud sizes can be evaluated as follows. Let us consider the cases, when cloud bands appear in the picture, all the cases can be reduced to those.

a) Cloud bands parallel to circles with radius x

Place the diagram ds/dx for the satellite altitude on the APT picture. We obtain

the real length of the cloud band, if that measured in mm in the APT picture is multiplied by value ds/dx (in km) along the cloud band.

b) *Cloud bands with radial direction*

The length of the cloud band is yielded by difference (or addition, if the cloud band passes through picture center) of values s , corresponding to the furthest point x_{\max} and the nearest one x_{\min} to picture center, according to Fig. 2.

c) *Any straight cloud band*

The length of the cloud band can be evaluated by technique used for computation of a normal distance. Determine the distance x normal to the cloud band considered from the picture center to the cloud band (or to its elongation). Read the values s' corresponding to both end points of the cloud band from the curves $s'[x'(x)]$ plotted

TABLE II — II. TÁBLÁZAT

Relation of a distance measured in satellite picture to real terrestrial one ($h = 1450$ km). s — terrestrial distance measured from nadir point, φ_c geocentric angle corresponding to distance s , x — distance measured from picture center, ds/dx — terrestrial distance corresponding to 1 mm in APT picture, σ — resolution of television camera (with 800 scan lines).

Összefüggés a műhold-képen mért és a valóságos földi távolságok között ($h = 1450$ km). s — a nadirponttól vett földi távolság, φ_c — az s -hez tartozó geocentrikus szög, x — a műhold-képen a középponttól mért távolság, ds/dx — a felvétel 1 mm-ének megfelelő távolság és σ — a televíziós kamera felbontó képessége (800 soros letapogatásnál).

φ_c	s [km]	x [cm]		ds/dx [km/mm]		σ [km/sor]
		K = 16	K = 20,3	K = 16	K = 20,3	
0	0	0	0	18,1	14,3	3,6
1	111	0,61	0,77	18,2	14,3	3,6
2	222	1,22	1,55	18,3	14,4	3,7
3	334	1,83	2,32	18,5	14,6	3,7
4	445	2,42	3,07	18,7	14,8	3,7
5	556	3,01	3,82	19,1	15,1	3,8
6	667	3,59	4,55	19,6	15,5	3,9
7	778	4,15	5,27	20,2	15,9	4,0
8	890	4,69	5,95	20,8	16,4	4,2
9	1001	5,21	6,61	21,6	17,0	4,3
10	1112	5,72	7,26	22,5	17,7	4,5
12	1334	6,66	8,45	24,7	19,5	4,9
14	1557	7,52	9,54	27,6	21,8	5,5
16	1779	8,28	10,51	31,4	24,7	6,3
18	2002	8,94	11,34	36,4	28,7	7,3
20	2224	9,50	12,05	43,3	34,1	8,7

by formula (28), and the length of the cloud band is the difference (or the addition, if the end points are located in both direction from a radius) of these values.

We note that it is more convenient to apply also the diagram ds/dx (Fig. 4) in cases b and c instead of complex technique followed. A general rule may be formulated as follows: determine the value ds/dx averaged for the cloud band and then multiply it by the length of the cloud band measured in units mm in the APT picture. Define the characteristic points falling the nearest and the fartherest from the picture center. The value ds/dx averaged for the section between the characteristic points may be identified with that taken at the geometric center of the cloud band

$$x_k = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{2}$$

within the area limited by fiducial marks. In precise computations and beyond the fiducial marks, however, we must consider the variations of functions $s(x)$ and $s'(x')$ according to relationships (13) and (28), respectively. In these cases the "computational point" representing value ds/dx averaged moves towards the edges of the picture.

d) *Cloud bands with irregular forms*

Divide the cloud band with irregular forms into sections suitable for following the above-mentioned technique. The evaluation becomes fast, as the "computational point" may be estimated visually, which gives a good approximation in most cases.

5. *The resolution of television camera*

The resolution of a television camera is referred to as a terrestrial (or cloud-) element corresponding to a scan line, in other words, just appearing in the satellite picture. The visual field of 90° side to side is scanned by vidicon into 800 lines on APT satellites. Consequently, the resolution is the terrestrial length corresponding to an element of $K/800$ cm of the picture. Hence, for the resolution σ we may write that

$$\sigma = \frac{K}{80} \cdot \frac{ds}{dx} \quad [\text{km/line}]. \quad (35)$$

Substituting the expressions for ds/dx given in formulae (33) and (34) into relationship (35), we have

$$\sigma = \frac{R}{400} \cdot \frac{(C - \cos \varphi_c)^2}{C \cdot \cos \varphi_c - 1} \quad [\text{km/line}], \quad (36)$$

and at the nadir point

$$\sigma_o = \frac{h}{400} \quad [\text{km/line}]. \quad (37)$$

Finally, the coherent values of parameters (φ_c , s , x , ds/dx , σ) treated in this paper are illustrated in *Table II* for APT pictures of $K = 16$ and $K = 20,3$ cm taken by satellite at $h = 1450$ km.

R E F E R E N C E

[1] APT Users Guide, ESSA, Washington, D.C. 1965. (Manuscript)

*

FELHŐK KITERJEDÉSÉNEK MEGHATÁROZÁSA MŰHOLD (APT) KÉPEKEN

A műholdak által szolgáltatott meteorológiai információk egyre nagyobb felhasználást nyernek az időjárás előrejelzésében és kutatásában. Az automatikus képtovábbító (APT) rendszerrel működő mesterséges holdakról készült felhőképek vétele a korszerű meteorológiai szolgálatok munkájának szerves részét képezi. Az APT vevőállomások száma ma már 400 körül van a világon. A műholdképek eredményes alkalmazásához az operatív, de különösen a kutatómunkában pontosan ismernünk kell, hogy a kép bármely részén adott felhőelem földrajzilag hol helyezkedik el, mekkora a kiterjedése, és abban a pontban mekkora a televíziós kamera felbontóképessége. A föld-

rajzi helymeghatározás az ESSA által az APT állomások rendelkezésére bocsátott földrajzi leképző hálózat-sorozat segítségével az [1]-ben leírt technika szerint a műhold magassága és a képidő pontos ismeretében könnyen elvégezhető. A földrajzi leképzés tárgyalásától azért itt eltekintünk. Dolgozatunk középpontjában elsősorban a felhők kiterjedése meghatározásának kérdése áll. E célból bevezetjük a radiális és normális távolság fogalmát. *Radiális távolságon* az APT képen a középpontból mért x távolságnak megfelelő s földi ívhosszt, míg *normális távolságon* a középpontból kiinduló sugárra emelt x' merőleges távolságnak megfelelő s' földi ívhosszt értjük. E két mennyiség kiszámítását jelentősen megkönnyíti, hogy jelenleg olyan APT holdakat (ESSA-sorozat) alkalmaznak, amelyeknél a képkészítés időpillanatában a televíziós kamerák merőlegesen néznek a földfelszín felé, emellett a kamerák nyílásszöge éppen 90° .

A földfelszín, illetve a felhőtakaró képe a műhold televíziós kamerája lencséjének f fókusztávolságában jelenik meg. A Föld közel gömb alakja miatt a televíziós kamera optikai tengelyétől kifelé távolodva ugyanakkora látószögnek egyre nagyobb földi ívhossz felel meg. A radiális és normális távolság kiszámítására felhasználjuk az 1. ábrát, amelyen h a műhold magassága, R a Föld sugara ($= 6371$ km), az s radiális távolsághoz φ_c geocentrikus szög tartozik, és ez a műholdról Θ szög alatt látszik. A Θ szög szárjai a nadírpontba húzott érintőn x_F szakaszt metszenek ki, amelynek a televíziós kamerában x_M és a műholdképen x távolság felel meg. Az s' ívhez (normális távolsághoz) R' sugár és φ'_c középponti szög tartozik. Az s és s' ívhossz a P pontban definíció szerint egymásra merőleges, vagyis az $O'PP''$ háromszög „merőleges” az ábra síkjára. s és s' kiszámításának technikája különben teljesen analóg. Az 1. ábra alapján felállítható trigonometrikus összefüggések felhasználásával végeredményben az s radiális távolságot a (13), az s' normális távolságot a (28) formula írja le. A C és C' konstansokat a (6) illetve (22) kifejezések szolgáltatják; $z = 2x/K$, $z' = 2x'/K$, ahol K az APT kép szélessége cm-ben, a Θ szögre pedig a (29) összefüggés áll fenn. A 2. ábra különböző műhold magasságoknál az $s = s(x)$ függvény menetét mutatja be $K = 16$ cm-es felvételen. Jól látható, hogy minél alacsonyabb a műhold magassága, a kép annál nagyobb részén tekinthető lineárisnak az $s(x)$ görbe.

A (13) és (28) formulák birtokában könnyen kiszámíthatjuk az APT-kép szélességének megfelelő földi távolságot, ha azokban $x = K/2$ (illetve $x' = K/2$) helyettesítést alkalmazunk, és a megoldást $2s$ -re (illetve $2s'$ -re) keressük. A műholdkép középvonalai (oldalfező egyenesei) által leképzett $2S$ földi ívet a (30) illetve (31), míg tetszőleges helyen a $2S'$ képszélességet a (32) összefüggés adja meg. Az I. táblázatban bemutatjuk az APT-kép középvonalainak megfelelő földi távolság változását a műhold magasságának függvényében.

A felhők horizontális kiterjedésének megállapításához mindenekelőtt tisztázni kell, hogy a kép különböző pontjaiban az egységnyi elemi hosszak (pl. 1 mm-nek) mekkora távolság felel meg a Földön. Ezt a feladatot a ds/dx differenciálhányados előállításával végezhetjük el. A differenciálást (12)-ben elvégezve (33)-ra jutunk, ami a kép középpontjában ($s = 0$) a (34) alakra egyszerűsödik. ds/dx -nek a műhold magasságával és a kép középpontjától mért távolsággal való függését $K = 16$ cm-es (Hell-féle) APT-képnél a 3. ábrán látható görbesereglet mutatja be. Itt is megállapíthatjuk, hogy növekvő műhold magasságnál ds/dx erősebben növekszik. Kb. az $x = K/4$ sugarú körön belül kicsiny a torzítás, $d^2s/dx^2 \approx 0$, ahol az 1 mm-nek megfelelő km-es távolság a kép középpontjában levő értékhez képest mindössze $1-2$ km-rel (kb. 10% -kal) nő meg. Gyakorlati felhasználás végett adott műhold magasságnál a ds/dx összetartozó értékeit összekötő koncentrikus köröket vigyük fel az APT-képpel megegyező méretű átlátszó lemezre. A 4. ábrán a $h = 1450$ km-es magasságú műholdpályához szerkesztett ds/dx diagramot mutatjuk be.

Mármost az előzők ismeretében a felhők kiterjedésének kiszámítása a következő-

képpen történhet. Példáinkban felhővek esetére szorítkozunk, valamennyi eset erre visszavezethető.

a) *x = konst. körökkel párhuzamos felhővek*

Helyezzük a műhold magasságának megfelelő ds/dx diagramot az APT-képre. A felhőv hosszát megkapjuk, ha a képen mm-ekben mért hosszát megszorozzuk a diagramon a felhőv mentén található ds/dx értékkel.

b) *Sugarirányú felhővek*

A felhőv hosszát megkapjuk, ha a kép középpontjától számított legtávolabbi x_{\max} és legközelebbi x_{\min} pontjának a 2. ábrán megfelelő s értékek különbségét (vagy összegét, ha a felhőv a kép középpontján áthalad) képezzük.

c) *Tetszőleges egyenes felhővek*

A felhőv hosszát a normális távolság kiszámításának technikájával állapítjuk meg. Meghatározzuk a kép középpontja és a felhőv (vagy annak meghosszabbítása) közötti merőleges távolságot (x). A (28) összefüggés alapján szerkeszthető $s' [x' (x)]$ görbén leolvasható a felhőv két végpontjának megfelelő s' érték, és ezek különbsége [vagy összege, ha a felhőv végpontjai a rádiusz (x) két oldalára esnek] a felhőv hossza.

Megjegyezzük, hogy a b)- és c)-ben leírt viszonylag bonyolult számítási technika helyett azokban az esetekben is célszerűbb a ds/dx diagram használata. *Általános szabály: a felhővre vonatkozó közepes ds/dx -szel számolunk.* Kijelöljük a kép középpontjától legközelebb és legtávolabb eső ponto(ka)t. Az azok közötti szakaszokra az átlagos ds/dx -et a vonatkoztatási jeleken belüli területen a képen vett geometriai közép-pontban levő értékkel azonosítjuk. Igen finom számításoknál és a vonatkoztatási jeleken kívül azonban a geometriai közép-pont felvétele már nem elégséges, figyelembe kell vennünk $s(x)$ -nek a (13), illetve $s'(x')$ -nek a (28) szerinti változását. Ez azt jelenti, hogy az átlagos ds/dx „számítási pont” a felhőv geometriai közép-pontjától valamivel a kép szélei felé tolódik.

d) *Szabálytalan alakú felhővek*

A szabálytalan alakú felhővet olyan alkalmas egyenes szakaszokra bontjuk (rektifikáljuk), amelyekre a fent vázolt eljárást követhetjük. A számítást meggyorsítja, hogy legtöbbször a geometriai közép-pontot vizuálisan is jól megbecsülhetjük.

A televíziós kamera felbontóképességén azt a legkisebb felhőelemet értjük, amelyet a műhold még észlelni képes, vagyis, amely már megjelenik a műholdképen. Az APT televíziós kamerák a 90° -os látómezőt 800 soros felbontásban tapogatták le. Ezért a σ felbontóképesség a kép $K/800$ cm-es szakaszához tartozó földi távolság lesz, vagyis (35) alakban írható. A behelyettesítés után a σ felbontóképességre a (36) formulát nyerjük, amely a nadírpontban (37)-re egyszerűsödik.

Végezetül a II. táblázatban $h = 1450$ km-es műhold magasságnál közöljük a dolgozatban tárgyalt karakterisztikák ($\varphi_c, s, x, ds/dx, \sigma$) összetartozó értékeit a $K = 16$ és a $K = 20,3$ cm-es APT-képre.

Nagy konvekciós rendszerek álló-részének kétdimenziós kinematikai modellje

Двумерная кинематическая модель наковальни крупной конвекционной системы. Results of calculations, connected with circulation of large convection systems, show that the main part of vertical convection is limited by the troposphere even in strong storms. This means that in the atmospheric layer under the tropopause, the power is several kilometers, vertical convection gradually passes to horizontal, i. e. is characterized by horizontal divergence. In connection with this, it is assumed that this transformation occurs asymmetrically, in horizontal plane, taken at a certain level z of the transformation zone, vertical convection represents itself as a source with intensity, proportional to horizontal divergence. Horizontal model of the anvil is obtained by superposition of the field of this source on the translational field of the surrounding air, moving relative to the source with velocity u . Kinematic model of the anvil was described recently by Goldmann; in conclusion his observations are summarized.

*

A cumulonimbus-konvekcióról alkotott ismereteink jelentős részét azok a közvetlen megfigyelések és mérések alapozták meg, amelyeket az Egyesült Államokban 1946–1947-ben a *Thunderstorm Project* során hajtottak végre (*Byers és Braham* [6]). E vizsgálatok legfontosabb eredményeként azt a megállapítást kell tekintenünk, amely szerint a zivatarok jól azonosítható konvekciós egységekből, ún. *cellákból* állnak, s minden egyes cella meghatározott élet-ciklussal rendelkezik. *Byers és Braham* a zivatar-cella ciklusának három szakaszát különböztette meg: a *cumulus-szakaszt* (a felhőn belül csak feláramlások uralkodnak), a *kifejlett szakaszt* (amely a csapadék-elemeknek a felhőalagnál való megjelenésével kezdődik, s amelyek a feláramlást a felhő egy részében leáramlásba fordítják át), és a *disszipációs szakaszt* (a leáramlások már a felhő túlnyomó részére kiterjedtek s az a pusztulás jeleit mutatja).

Jól ismert tény, hogy a legtöbb cumulus-felhő növekedése megszűnik, még mielőtt a cumulonimbus méreteit elérné. Ezek a felhők nem mennek át a fejlődés teljes ciklusán, hanem már a kifejlett szakasz kezdetére utaló kiterjedt jég-fázis megjelenése előtt disszipálódnak. Ezzel szemben a hőmérsékleti, nedvességi és szélmező kedvező függélyes elrendeződése esetén kialakulhatnak olyan hatalmas, intenzív zivatarrendszerek, amelyek már szerkezetileg sem hasonlíthatók a *Thunderstorm Project* során túlnyomórészt tanulmányozott közönséges lokális zivatarokhoz. Az elmúlt évek beható radar-megfigyelései szerint ezekben a zivatarrendszerekben a cumulonimbus-felhő közönséges kifejlett szakasza sokkal rendezettebb, ún. *intenzív kifejlett szakasszá* alakul át, amelyet egyetlen nagyméretű konvekciós cella, az ún. *szuper-cella* jellemez (*Browning* [2]). A szuper-cella nem rendelkezik jellegzetes alcellás szerkezettel, közel állandó intenzitással órákon át képes fennmaradni, s erőssége napnyugta után sem csökken, amikor a közönséges cumulonimbus-konvekció már kifejezett elhalási tendenciát mutat. Ezeket a heves zivatarokat a közönséges helyi zivataroktól való megkülönböztetésül *nagy konvekciós rendszereknek* nevezzük.

A nagy konvekciós rendszerek léte, azok cirkulációs sajátosságai kizárólag hidrosztatikai alapon (a légoszlop termikus instabilitásával) nem magyarázhatók. Kialakulásuk, nagy magasságokba történő felhatolásuk és tartós fennmaradásuk folyamatában különböző hidrodinamikai tényezők is részt vesznek, melyek között feltételezhetően kitüntetett szerep jut a függélyes menti szélnyírásra visszavezethető kölcsönhatásoknak. Számos

megfigyelés igazolja ugyanis, hogy ezek a rendszerek kitüntetett gyakorisággal az erős vertikális szélnyírás tartományában alakulnak ki.

A troposzféra alsó és felső szintjei közötti környezeti szélnyírásnak a konvektív cirkulációk megindításában és fenntartásában játszott szerepét három körülményben jelölhetjük meg:

1. A hó és a vízgőz szinoptikus méretű differenciál-advekcója révén megteremti a szélsőségesen nagyfokú termikus instabilitás feltételét, továbbá a hozzá kapcsolódó nagytérségű rendezett függélyes mozgások útján a latens instabilitás felszabadulását is kiváltja.

2. Biztosítja a konvekciós rendszer folyamatos *ventillációját*. Ezzel a terminológiával azt az összetett folyamatot jelöljük, amelyek során a rendszer felső részébe került, kondenzációs termékekkel telt, potenciálisan meleg levegőt a nagysebességű magassági szél az aktív konvekció oszlopa fölül elszállítja, míg a zivataros leáramlásokkal az alsó rétegekbe került potenciálisan hideg levegő a talajon hátramarad. Ugyanakkor az alsó szintekben a potenciálisan meleg, nedves levegő, a középső szinteken pedig a potenciálisan hideg, száraz levegő folyamatos betáplálódása megy végbe, ami a rendszer energiakészletének huzamos utánpótlását (a hidrosztatikai instabilitás folytonos regenerálódását) biztosítja.

3. A konvekciós rendszer határainál a felhő-levegő és a környezeti levegő sebessége közötti relatív összetevők hidrodinamikai nyomásteret alakítanak ki, hatására a rendszer kitüntetett oldalán a konvekció jelentős mértékben megerősödik. Ez a hidrodinamikai folyamat szerephez jut mind a latens instabilitás felszabadításában, mind pedig a konvektív cirkulációk fenntartásában, és nagymértékben meghatározza az egész rendszer propagációját.

A nyírási szélmezőben kialakuló nagy konvekciós rendszerek egyik legfontosabb jellemvonása, hogy a feláramlás oszlopa számottevően még abban az esetben sem deformálódik, amikor a felhő alapja és csúcsa között a szélnyírás 50 m sec^{-1} körül van. Ezt a körülményt a horizontális impulzus felhőn belüli függélyes átvitelének intenzív folyamata biztosítja; eredményeként a felhőhatároknál a környezeti levegő és a felhő-levegő sebessége között 25 m sec^{-1} -t elérő különbségek alakulhatnak ki, és ennek következtében ott jelentős hidrodinamikai nyomásértékek indukálódnak. A felhő deformációját előidéző két hatás, a felhőhatárokon át vízszintes irányban lebonyolódó horizontális impulzus-csere, valamint az aerodinamikai ellenállás szerepe (amely az adott környezeti feltételek esetében a kis cumulus-tornyok azonnali elnyíródását eredményezné) a felhőátmérő növekedésével fokozatos háttérbe szorul, és a nagy konvekciós rendszerek méreteinél már másodrendűvé válik. E hidrodinamikai kölcsönhatásokat, amelyek főleg *Malkus* [13], *Newton* [15, 16] és *Hüschfeld* [10] munkái nyomán váltak ismertté, kvantitatív formában a [9] tanulmányban elemeztük. Jelen dolgozatban figyelmünket a nagy konvekciós rendszerek felső-troposzférába nyúló részére irányítjuk, és megkíséreljük az üllő-tartomány áramvonalainak futását kinematikai megfontolásokra alapozva leírni.

Vizuálisan is gyakran megfigyelhető, hogy az erős magassági szél nagy mennyiségű felhő-levegőt erodál az aktív konvekció oszlopáról. Ez a jelenség különösen akkor válik kifejezetté, amikor a szél sebessége a magassággal nem lineárisan növekszik: az erős szelek zónája a tropopauza alatti 1–2 km vastag rétegre koncentrálódik. Ilyenkor hosszan a konvekciós rendszer elé nyúló felhőtömeg alakul ki, amelyet az aktív konvekció tartományában kondenzálódott csapadékelemek alkotnak. Megjegyezzük, hogy erre a felhőtömege nem feltétlenül alkalmazható az *incus* elnevezés. Az *incus* ui. a „cumulonimbus felső részének üllőszerű szétterüléséből kialakuló, sima, rostos vagy barázdált külsejű” járulékos képződmény [19], amely szabad szemmel sokszor megfigyelhető, a radar-ernyőn azonban az azt alkotó jégkristályok nem adnak visszhangot. A szobánforgó erodálódott felhőtömeg nagy részéről ezzel szemben erős radar-echo nyerhető, az fellelphet az *incus*-felhővel együtt (részben fedve egymást), de anélkül is. A szakirodalom általában a terminológiában is különbséget tesz a két felhőtípus között: a konvekciós rendszer elé nyúló felhőtömege alkalmasnak látszik az *ernyő-felhő* elnevezés, a gyakran alkalmazott, szabadabb *üllő* terminológiát pedig a két képződmény együttes megjelölésére használhatjuk.

A nagy konvekciós rendszerek üllő-részének kinematikai vizsgálatára térve, mindenekelőtt hangsúlyoznunk kell, hogy az aktív konvekcióanál az erős szelek zónájába történő behatolása nem tekinthető eleve kézenfekvő körülménynek. Erre jól világít rá a többi között *Bhaskara Rao* és *Dekate* [1] munkája, amelyben a konvektív felhők függélyes kiterjedése és a vertikális szélnyírás között állapítanak meg összefüggést. A felhőrendszer haladásának *C* sebességét a

$$C = \frac{1}{h} \int_{h_b}^{h_t} \mathbf{V}_E dz$$

formában adják meg, azaz feltételezik, hogy a rendszer a környezet \mathbf{V}_E szélességének a felhőalap h_b szintje és a felhőtető h_t szintje közötti rétegre átlagolt értékével mozog. A növekvő (és haladó) felhő csúcsából kiemelkedő elemekre ható nyíróerőt *relatív tetőnyírásnak* (RTS) nevezték, s azt az

$$RTS = \frac{(\mathbf{V}_E)_{t+1} - C}{\Delta z}$$

formában definiálták, ahol $(\mathbf{V}_E)_{t+1}$ a h_t fölött Δz magassággal (a h_{t+1} szinten) uralkodó környezeti szél sebessége. Feldolgozásukhoz azokat a napokat választották ki, amikor a konvektív felhők növekedésére hidrosztatikailag kedvező feltételek uralkodtak. A nyert eredmények szerint azokon a napokon, amikor az RTS-értékek elérték vagy meghaladták a kilométerenkénti 5 km h^{-1} -t, a konvektív felhők növekedése befejeződött az ezen relatív tetőnyírást létrehozó rétegben vagy az alatt.

Eredményeiket mérlegelve arra a következtetésre jutunk, hogy az erős magassági szelek zónája egy inverziós réteggel azonos értelemben zárhatja le a konvekció függélyes fejlődését. A nagy konvekciós rendszerek erős vertikális cirkulációja számára azonban a nagy magasságokból végzett légi fotogrammetrikus és radar-mérések szerint ezek a rétegek nem minden esetben jelentenek felső határt. E rendszerek aktív konvekciós oszlopa *behatol az erős szelek tartományába*, s a tropopauzát is áttöri, a rendszer üllő-részből gyakran több km magas *sztratoszférikus torony* emelkedik ki. Természetesen ezek a folyamatok csakis a hidrosztatikai felhajtó erő megerősödésével, vagy valamilyen egyéb energiaforrás fellépésével magyarázhatók, amely biztosítja a külső erők gátló hatásának legyőzését, az eredő mozgásvektor függőleges összetevőjének szignifikáns voltát. Ilyen járulékos vertikális gyorsulások jöhetnek létre pl. a felhőtető effektív kisugárzására visszavezethető labilizálódás (*Weickmann* [18]), vagy a magassági jet-zóna által létrehozott hidrodinamikai szívóhatás (*Götz* [9]) következtében.

Az említett járulékos erőhatások csak azt magyarázzák, miért érhetnek el a zivatarfelhők meglepően nagy csúcsmagasságot, a konvekcióban részt vevő elemek további sorsára vonatkozóan nem nyújtanak felvilágosítást. Ezért a következőkben olyan kinematikai modellt írunk le, amely — a fentiekre hivatkozva — már feltételezi a konvekció oszlopának a tropopauza alatt húzódó jet-zónába történő behatolását és a üllő-rész áramvonalainak futására enged következtetni.

A kinematikai modell definiálásához abból az általánosan elfogadott tényből indulunk ki, hogy — bár a sztratoszférikus behatolás a nagy konvekciós rendszerek tipikus kísérőjelensége —, *az alsó szintekből a magasba szállított levegő jelentős része mindvégig a troposzférában marad*. *Newton* [14] becslése szerint az instabilitási vonalakot alkotó egy-egy önálló zivatarrendszer alsó szintjeiben másodpercenként $0,7$ megatonna levegő lép be a feláramlásba, s a rendszer fejlődésének különböző szakaszaiban ennek a tömegáramnak $20-60\%$ -a halad át a tropopauzán. Többben azonban még ezt az arányt is túl magasnak tartják, állítván, hogy akár a leghevesebb zivatarokban is a feláramlásnak csak igen kis hányada éri el a sztratoszférikus torony csúcsa által kijelölt legmagasabb szintet [5]. Ezért a rendszer feláramlási tartományát a függélyes mentén három zónára oszthatjuk: (1) Az alsó zónában a feláramlást tápláló horizontális tömegkonvergencia uralkodik; (2) fölötte a feláramlás gyakorlatilag vergenciamentes (a felhőhatárokon át vízszintes irányban netto tömegcsere nincs), a *w* függőleges sebesség pedig szélsőértéket vesz föl, ezért ez a feláramlási tartomány

minimális átmérőjű része; (3) a tropopauza alatti néhány km vastag zónában w értéke rohamosan csökken, az addig felfelé mozgó felhő-levegő mind nagyobb V_r sebességű horizontális (tengelyszimmetrikus átfordulást feltételezve radiális) sebességösszetevőre tesz szert. A mozgás függélyesből vízszintes irányba történő átfordulásának gyorsaságát (tehát V_r -nek a magassággal való növekedését) elsősorban két tényező: a középső zóna felső határán kialakult maximális vertikális sebesség és a felső zóna vastagsága határozza meg, a V_r egyes szinteken felvett értéke pedig a feláramlásban uralkodó horizontális divergencia mértékével arányos. Ezt a felső átfordulási zónát tekinthetjük a rendszer álló-része kialakulási tartományának.

Az átfordulási zóna valamely z -szintjében a feláramlás horizontális divergenciája és a radiális sebesség közötti kapcsolatot a

$$\operatorname{div} V = \frac{1}{F} \int V_r dr \quad (1)$$

formulával írhatjuk le. Ha F az r -sugarú kör által határolt vízszintes területet jelenti, akkor (1)-ből az integrálást elvégezve

$$\operatorname{div} V = \frac{1}{\pi r^2} 2\pi r V_r = \frac{1}{\pi r^2} q, \quad (2)$$

azaz a konvektív feláramlás horizontális divergenciája a feláramlási tartomány középpontjában elhelyezkedő pontforrásnak a körjeje írt r -sugarú kör területegységére vonatkoztatott q bőségével egyenlő [v. ö. (6)]. Erre az egyszerű kinematikai kapcsolatra alapozzuk az álló-rész modelljét: feltételezésünk lényege, hogy a felső-troposzférikus jet-zóna egy adott z -szinten elemi translációs mezőt képvisel, s az abba behatoló aktív konvekció horizontális tömegárama elemi forrásmezőként fogható fel.

Ha az (x, y) derékszögű koordinátarendszer x -tengelyét a magassági szél irányában vesszük fel és az áramlást stacionérnak tekintjük, akkor a translációs mezőt a horizontális x, y -síkbán az,

$$\left. \begin{aligned} u &= \text{const} = \bar{u} \\ v &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

egyenletek definiálják. Minthogy a sebesség összes deriváltjai eltűnnek,

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= \operatorname{div} V = 0 \\ -\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} &= \operatorname{rot} V = 0, \end{aligned}$$

a mozgás forrásmentes és rotációmentes; az áramfüggvény a

$$\bar{\psi} = \bar{u} (y - y_0), \quad (4)$$

a sebesség-potenciál pedig a

$$\bar{\varphi} = \bar{u} (x - x_0) \quad (5)$$

alakot veszi föl, ha $\bar{\psi}$ és $\bar{\varphi}$ számozását az (x_0, y_0) pontban kezdjük. Az áramvonalak tehát az x -tengellyel párhuzamos egyenesek, a $\bar{\varphi} = \text{const}$ vonalak pedig az áramvonallakra merőleges egyenesek.

A stacionér konvekciós tömegáram horizontális divergenciája által a z -szinten képviselt forrást az egyszerűség kedvéért a koordinátarendszer $(x = 0, y = 0)$ kezdőpontjában elhelyezkedő pontszerű pozitív forrásnak tekintjük, amelyből az időegység alatt q folyadékmennyiség kerül az áramlási tér x, y -síkjába. Ezen kívül feltételezzük,

hogy az x, y -síokban további források (illetve nyelők) nincsenek jelen, és hogy a végtelemben a folyadék nyugalomban van. Ha mármint a forráspont köré r -sugarú kört írunk, akkor kimutatható, hogy a körön áthaladó tömegáram állandó, az r -től független q értékkel rendelkezik, mivel az inkompresszibilitás következtében a körön belül folyadéktorlódás nem léphet föl. A $\psi^* = \text{const}$ áramvonalak ekkor a koordináta-rendszer kezdőpontjában egymásból sugárirányban kiinduló egyenesek, s a kör területén az időegység alatt

$$q = 2\pi r \frac{d\varphi^*}{dr} = 2\pi r V_r \quad (6)$$

folyadékmennyiség halad át. Ezt az értéket a forrás intenzitásának (bőségének) nevezzük.

A (6) egyenlethől a radiális sebesség vektora,

$$\mathbf{V}_r = \frac{q}{2\pi r} \cdot \frac{\mathbf{r}}{r}, \quad (7)$$

azaz a sebesség derékszögű összetevői,

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{q}{2\pi} \cdot \frac{x}{x^2 + y^2} \\ v &= \frac{q}{2\pi} \cdot \frac{y}{x^2 + y^2} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

lesznek. A (8) sebességösszetevők differenciálásával kimutatható, hogy a forrásmező (az $x = 0, y = 0$ forráspont kivételével) forrásmentes és rotációmentes. Létezik tehát a

$$\psi^* = \frac{q}{2\pi} \cdot \text{arc tg } \frac{y}{x} \quad (9)$$

alakú áramfüggvény [11, 12], a sebesség-potenciált pedig a (6) alapján a

$$\varphi^* = \frac{q}{2\pi} \ln r = \frac{q}{2\pi} \ln \sqrt{x^2 + y^2} \quad (10)$$

alakban írhatjuk föl, azaz a $\varphi^* = \text{const}$ vonalakat a forráspont körüli körök reprezentálják.

A nagy konvekciós rendszerek üllő-részének kétdimenziós kinematikai modelljét az átfordulási zóna valamely z -szintjére a konvektív tömegáram horizontális divergenciája által képviselt forrás mezejének és a forrásponthoz viszonyítva \bar{u} sebességű környezeti áramlás translációs mezejének egymásrahelyezésével állítjuk elő. Ha adva van a $\psi_A = \text{const}$, ill. $\psi_B = \text{const}$ áramvonal-seregekkel rendelkező A és B áramlási mező, akkor a mezők egymásrahelyezésének kinematikája értelmében a

$$\psi_A + \psi_B = \psi = \text{const} \quad (11)$$

görbesereg meghatározott dinamikai feltétel teljesülése esetén az összetett mező áramvonalait definiálja. A (11) összegezést a gyakorlatban az A és B mező megszerkesztett áramvonalainak grafikus összeadásával végezzük el (ún. *Maxwell-féle szuperponálás*). Két skaláris mezőnek ezen egymásrahelyezése ilyenformán mindig végrehajtható. Annak dinamikai feltétele azonban, hogy a nyert $\psi = \text{const}$ vonalak valóban áramvonalakat képviseljenek, az, hogy mind az A , mind pedig a B mező egészében a rotáció értéke állandó legyen. Mivel mind a translációs, mind pedig a forrás-

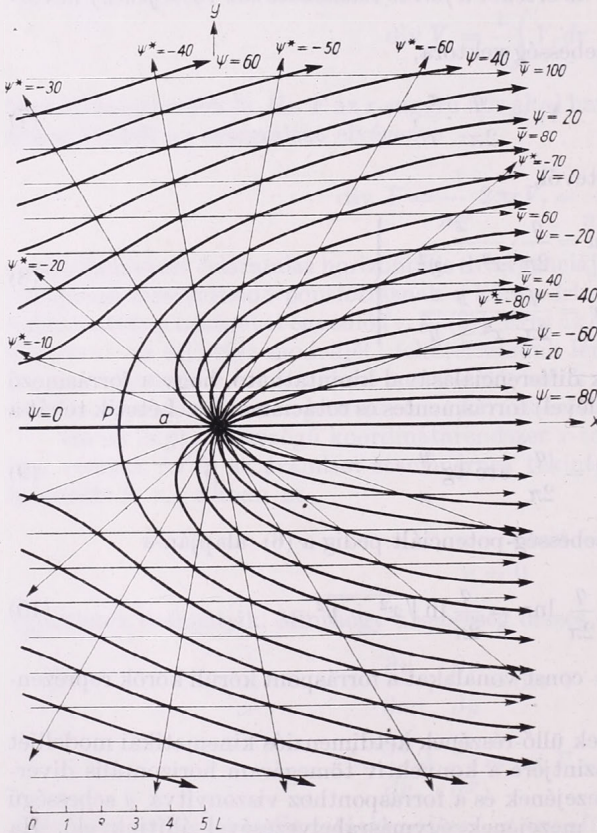
mezőben, mint láttuk, rot $V = 0$, azok szuperponálása úgy végezhető el, hogy a két potenciál-áramlás eredő $\psi = \text{const}$ vonalai áramvonalak lesznek.

A translációs mező áramvonalainak egyenlete (4) alapján

$$y = \frac{\bar{\psi}}{u}, \quad (12)$$

a forrásmező áramvonalainak egyenlete pedig a (9) összefüggésből

$$y = x \cdot \text{tg} \left(\frac{2\pi}{q} \psi^* \right) = x \cdot \text{tg} \frac{\psi^*}{k^*}, \quad (13)$$



1. ábra. Az álló kinematikai modellje az x, y -síkban. Az eredő $\psi = \text{const}$ áramvonalakat az $\bar{u} = 10 \text{ LT}^{-1}$ sebességű translációs mező $\bar{\psi} = \text{const}$ áramvonalainak és a $k^* = 90/\pi \text{ LT}^{-1}$ értékkel jellemzett forrásmező $\psi^* = \text{const}$ áramvonalainak grafikus összegezése eredményezi

Fig. 1. Kinematic model of the anvil in the horizontal x, y -plane. The resultant streamlines $\psi = \text{const}$ are constructed by graphic addition of streamlines of the translation ($\bar{\psi} = \text{const}$) and source ($\psi^* = \text{const}$) type flows

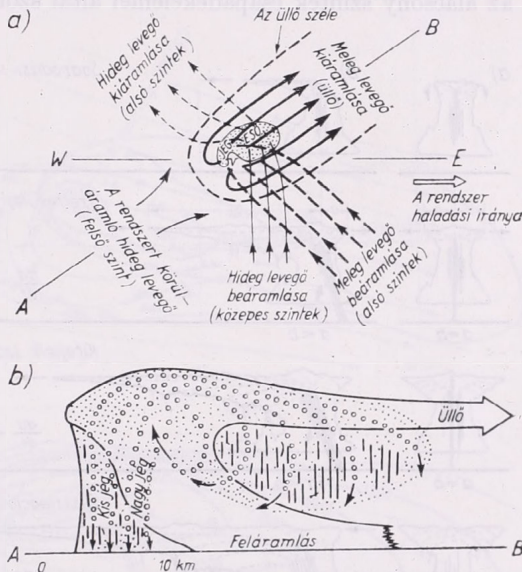
ahol $k^* = q/2\pi$ a forrás bőségétől függő jellemző állandó. A translációs és a forrásmező, valamint az ezen két mező egymáshelyezéséből előállított összetett forrás + translációs mező áramvonalait $\bar{u} = 10 \text{ L T}^{-1}$ és $k^* = 90/\pi \text{ L}^2 \text{ T}^{-1}$ esetére az 1. ábra mutatja be (az L és a T tetszőlegesen definiálható távolság-, ill. idődimenziót jelent). A tömegáramot a negatív x -tengelytől számoltuk; így a negatív x -tengely a $\psi = -\bar{\psi} + \psi^* = 0$ áramvonalat képviseli.

Amennyiben az 1. ábrán szereplő eredő áramvonalakat a nagy konvekciós rendszerek álló-részenek és környezetének horizontális modelljeként akarjuk értelmezni, mindenekelőtt azt kell hangsúlyoznunk, hogy az semmiféle dinamikai (oksági) elemet nem tartalmaz, a képet kizárólag kinematikai szempontból szabad értékelnünk.

A modell legfeltűnőbb sajátossága, hogy a forráspontot egy parabola alakú $\psi = 0$ áramvonal futja körül; az ezen belüli áramvonalak tekinthetők azoknak, amelyek mentén a stacionér feláramlásból származó (telített) levegőrészecskék haladnak, azaz pályájuk vizuálisan is megfigyelhető. Ez a határ-áramvonal a negatív x -tengelyt a P pontban derékszögben metszi; ebben a pontban zérus sebességnek kell uralkodnia. A P metszéspontot *torlódási pontnak* nevezzük, az nyilvánvalóan ott helyezkedik el, ahol a translációs sebesség a forrássebességgel torlódik, tehát ahol a két sebesség egyenlő abszolút értékű és ellentétes irányú. Ezt a pontot ilyenformán a $V_r = -u$ összefüggés, ill. a (7) alapján (mivel az x -tengelyen $r = x$) az

2. ábra. A nagy konvekciós rendszerek háromdimenziós cirkulációs modellje. (a) A rendszer fő cirkulációs csatornáinak vízszintes metszete; (b) A rendszer függőleges metszete az AB -síkban. A függőleges vonalkázás a számottevő normális összetevővel rendelkező leáramlásokat, a kis körök és nyilak néhány csapadékelem trajektóriáját jelölik (Browning [2,3] nyomán)

Fig. 2. Three-dimensional model of the airflow within severe local storms. (a) Plan view of the patterns of inflow and outflow from the up and downdrafts; (b) Vertical section of the storm along AB . The presence of downdrafts with strong normal components of motion is indicated by broken vertical hatching, some of the precipitation trajectories are represented by dotted curves and small arrows (After Browning [2,3])



$$x_P = -\frac{q}{2\pi u} = -\frac{k^*}{u}, \quad y_P = 0 \quad (14)$$

koordináták definiálják. Az általunk választott esetben

$$x_P = -\frac{k^*}{u} = -\frac{90}{10\pi} \approx -2,86 \text{ [L]}, \quad y_P = 0.$$

A (7) egyenlet értelmében, ha $r \rightarrow \infty$, akkor $V_r \rightarrow 0$, azaz a végtelenben a forrássebesség eltűnik és csak a translációs mező marad meg. Az $x = \pm \infty$ -ben tehát az összetett mező és a translációs mező áramvonalai találkoznak, de amíg az $x = -\infty$ -re $\psi = \bar{\psi}$, addig az $x = +\infty$ -re $\psi \approx \bar{\psi}$, mivel a forrásból származó tömeg az $x = +\infty$ irányában szállítódik el. Mínt hogy a forrásból származó tömeg sebessége a végtelenben a translációs sebességet veszi föl, lehetőség nyílik arra, hogy az üllő-rész horizontális l szélességét az $x = +\infty$ -re kiszámítsuk. Ha ui. a q bőségu forrásból származó tömeg a $+\infty$ -ben u sebességgel l szélességben halad, akkor

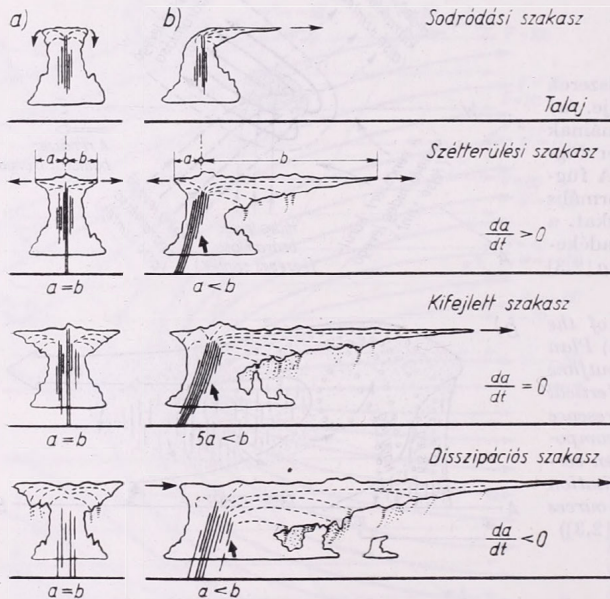
$$l = \frac{q}{u} = \frac{2\pi k^*}{u}, \quad (15)$$

azaz esetünkben a konvektív feláramlásból eredő felhő-levegő a végtelenben kinematikai értelemben

$$l = \frac{2\pi k^*}{u} = \frac{180\pi}{10\pi} = 18 \text{ [L]}$$

horizontális kiterjedésben áramlik.

Vizsgáljuk most meg, hogy a vázolt kinematikai modell milyen összefüggésben áll a nagy konvekciós rendszerekre nyert kvalitatív és kvantitatív eredményekkel. *Browning* a [2] tanulmányára hivatkozva e rendszerek háromdimenziós cirkulációs képét a 2a. ábrán szereplő felülnézeti sémával adja meg [3]. A pontozott tartomány az alacsony szintek csapadékelemei által szolgáltatott PPI radar-visszhang tipikus



3. ábra. A zivatarfelhő üllőjének fejlődési szakaszai (a) függőleges szélnyírás nélküli esetben és (b) erős függőleges szélnyírás jelenlétében. Az a és b távolságok a radar-visszhang középpontjától az üllő széléig luv- és lee-irányban mért távolságokat, a vastag nyilak a stacionér feláramlást jelölik (*Fujita* és *Arnold* [7] nyomán)

Fig. 3. Development of the anvil (a) without vertical wind shear, (b) under strong vertical wind shear. The values a and b denote the distance of the anvil edges from the radar-echo center measured toward the upwind and downwind sides, respectively. The heavy arrows indicate the steady-state updraft (After *Fujita* and *Arnold* [7])

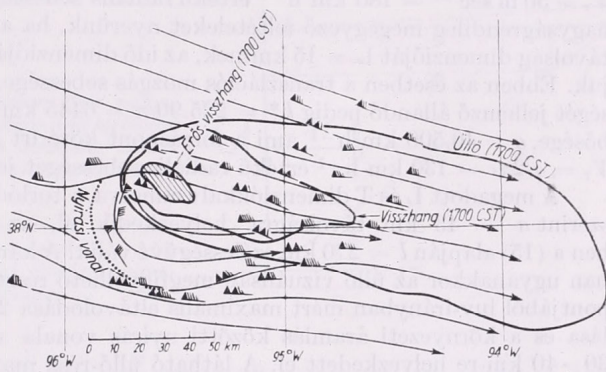
alakját jelöli ki. A közepes szintek potenciálisan hideg levegője a rendszerbe annak jobb szárnya irányából lép be, majd a zivataros leáramlást táplálva a bal hátsó szárny irányában hagyja el a rendszert. Az alsó szintek potenciálisan meleg levegője a jobb oldali elülső szárnyon át kerül be a rendszerbe, az aktív konvekció oszlopában a felső-troposzférába emelkedik, és ott először minden irányba divergál, majd a magassági széllal haladva távozik a rendszerből. Miként az *AB*-síkból felvett függőleges metszetből látható (2b. ábra), az üllő-rész nagysebességű áramlásában a csapadékelemek méret szerinti osztályozódása következik be; az egyes elemek a feláramlásba visszahullva többször is megteszik a kijelölt körpályát, majd túlsúlyossá növekedve (mint nagyméretű jégdarabok) az ún. kampó-visszhang tartományában kerülnek le a talajra. A rendszert a felső szinten hátulról megközelítő levegő a feláramlás oszlopát részben körülfoltyja, részben áttemelődik azon, azaz úgy viselkedik, mintha a rendszer merev akadályt alkotna. A radar-, illetve fotogrammetrikus mérések alapján megszerkesztett áramvonalak futása az üllő-részben meglepően jó egyezést mutat a kinematikai modell áramvonalaisal.

Az átfordulási zóna z -szintjéről nyert PPI radar-visszhang maximális erősségű tartományának középpontjával azonosítható forráspont és a P torlódási pont közötti

a hosszúságú vízszintes szakasz (1. ábra), amely mentén a feláramlásból származó felhő-levegő a környezeti széllel szemben halad, gyakran vizuálisan is megfigyelhető a zivatar-üllőnek a luv-irányban terjeszkedő tipikus kinyúlása formájában. Az a távolság időbeli megváltozása objektív alapot jelenthet az üllő-rész fejlődési szakaszainak szétválasztására. Ezt a gondolatot felhasználva Fujita és Arnold [7] az üllő-felhők fejlődésének négy stádiumát állapítja meg (3. ábra). Kezdetben az a távolság még nincs értelmezve, az üllő-rész levegője a környezeti széllel halad (sodródási szakasz). A konvekció intenzitásának fokozódásával a felhő-levegő felső szintű divergenciája az erős magassági szél ellenére a luv-oldal irányában is megindul ($da/dt > 0$), a felhőtető gomba alakot vesz föl (szétterülő szakasz). A kifejezett szakaszban mind a w feláramlási sebesség, mind az a távolság eléri maximális értékét ($da/dt = 0$), majd a

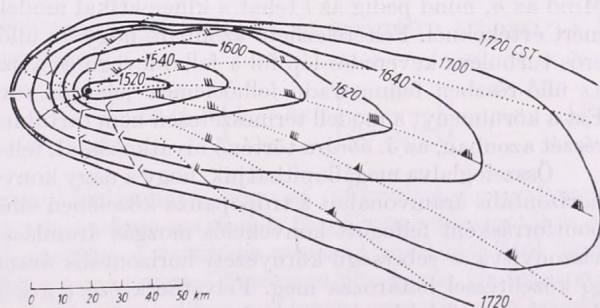
4. ábra. A radar-visszhang mozgásához viszonyított relatív szélmező az 1961. április 21-i Topeka (Kansas) környéki zivatar fölött 13,7 km magasságban. (Fujita és Arnold [7] nyomán)

Fig. 4. Aircraft measurements of wind field at 13.7 km over the vicinity of the thunderstorm of April 21, 1961 near Topeka, Kansas. The winds are plotted on the relative coordinates with respect to the radar-echo center at the time of the measurement. (After Fujita and Arnold [7])



5. ábra. Az 1961. április 21-i Topeka (Kansas) környéki zivatar üllőjének a radar-visszhang középpontjához (fekete kör) viszonyított növekedése. Az üllő szélei mozgásának sebességét a szokásos szél-szimbólumok mutatják (Fujita és Arnold [7] nyomán)

Fig. 5. The boundary of the anvil of the thunderstorm of April 21, 1961 near Topeka, Kansas, drawn on the coordinates with the center of the radar-echo at the position of the black circle. (After Fujita and Arnold [7])



feláramlás sebességének és az átfordulási zónában mért horizontális divergenciának a csökkenésével a értéke is csökken ($da/dt < 0$: disszipációs szakasz).

A nagy konvekciós rendszereken történő repülőgépes áthaladás komoly veszélyeket rejt magában, ezért azok áramlási viszonyairól meglehetősen kevés közvetlen mérési adattal rendelkezünk. A viszonylag jól dokumentált rendszerek egyike az a zivatar, amely 1961. április 21-én alakult ki Kansas-állam délkeleti része fölött. A *National Severe Storms Project* keretében egy B-26, egy B-57 és egy DC-6B típusú repülőgép C. W. Newton és T. Fujita közvetlen irányításával háromdimenziós szél-méréseket hajtott végre a rendszer környezetében, s ezek, valamint a radar-analízisek és légi fotogrammetrikus mérések alapján elkészítették a rendszer térbeli modelljét. Az üllő-rész fölött 1,2 km-rel (13,7 km magasságban) végzett repülőgépes szélmérésekből megszerkesztett áramvonalakat a 4. ábra, az üllő fotogrammetrikus úton meg-

állapított, a radar-visszhang középpontjához viszonyított növekedését pedig az 5. ábra mutatja be. Az összegyűjtött információk alapján lehetőségünk nyílik a kinematikai modell kvantitatív értékelésére.

A rendszer környezetében a felhőhöz viszonyított relatív szélesség az üllötető szintjében 120 km h^{-1} értékű volt. Az aktív feláramlásicsatornáknak ebben a szintjében a mérések $2 \cdot 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ értékű horizontális divergenciát eredményeztek. Mivel a (2) formula alapján fennáll a

$$V_r = \frac{r \cdot \text{div } V}{2}$$

összefüggés, jelen esetben a fenti divergencia-érték az $r = 50 \text{ km}$ sugarú kör kerületén $V_r = 50 \text{ m sec}^{-1} = 180 \text{ km h}^{-1}$ értékű radiális sebességet jelent. Az ezen értékekkel nagyságrendileg megegyező feltételeket nyerünk, ha a kinematikai modell esetére a távolság dimenzióját $L = 15 \text{ km}$ -nek, az idő dimenzióját pedig $T = 1$ órának választjuk. Ebben az esetben a translációs mozgás sebessége, $\bar{u} = 150 \text{ km h}^{-1}$, a forrás bőséget jellemző állandó pedig $k^* = 225.90/\pi = 6445 \text{ km}^2 \text{ h}^{-1}$ lesz. Ilyenformán a forrás bősége, $q = 40.500 \text{ km}^2 \text{ h}^{-1}$, ami a forráspont köré írt 50 km sugarú kör kerületénél $V_r = q/2\pi r = 130 \text{ km h}^{-1}$ értékű radiális sebességet jelent.

A megadott L és T dimenziókkal számolva, a torlódási pont a forrásponttól a (14) szerint $a = 43 \text{ km}$ távolságra helyezkedik el, az üllő-rész pedig a végtelenben a (15) alapján $l = 270 \text{ km}$ szélességűvé válik. A kansasi zivatar kifejlett szakaszában ugyanakkor az üllő vizuálisan megfigyelhető részének a radar-visszhang középpontjából luv-irányban mért maximális eltávolodása 25 km volt, az üllő-rész áramlása és a környezeti áramlás közötti nyírás vonala azonban az echo-középponttól $30-40 \text{ km}$ -re helyezkedett el. A látható üllő-rész maximális horizontális szélessége (az echo-középponttól mért 150 km -es távolságban) 90 km körüli értékre nőtt meg. Mind az a , mind pedig az l tehát a kinematikai modell szerint lényegesen nagyobb a mért értékeknél. Feltételezhető azonban, hogy az üllő-határoknál a valóságban igen erős turbulens keveredés lép föl a felhő-levegő és a száraz környezeti levegő között: az üllő-részben fennmaradó felhőelemek jelentős része belepárolog a környezetbe. Ezt a körülményt a modell természetesen nem tartalmazza, a folyamatok kinematikai részét azonban, az 5. ábrára történő hivatkozással, feltehetően helyesen írtuk le.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a nagy konvekciós rendszerek üllő-részének horizontális áramvonalait a tropopauza közelében elhelyezkedő valamely z -szinten a pontforrásként felfogott konvekciós mozgás áramlási mezejének és a forrásponthoz viszonyítva \bar{u} sebességű környezeti horizontális áramlás mezejének szuperpozíciója jó közelítéssel határozza meg. Felvetődik ezért a kérdés, vajon a háromdimenziós áramlási mező leírható-e a vázolt egyszerű kinematikai megfontolások segítségével. Közelfekvő gondolatnak látszik ugyanis, hogy az üllő x, z -síkból felvett profilját hasonló módszerrel állítsuk elő. Az erre vonatkozó számításokat a közelmúltban Goldman [8] végezte el; tanulmánya a jelen dolgozat kéziratának összeállításában közbe került a kezünkbe.

Annak érdekében, hogy az áramlások matematikailag a vertikális síkban is a forrás + transláció analógiájára legyenek kezelhetők, Goldman feltételezi, hogy a feláramlás a konvekciós rendszer középső részére korlátozódik. Az aktív konvekció oszlopán belül a w függőleges sebesség horizontális profiljára harang-görbét ír elő:

$$w(r) = w_{max}(z) \exp \left[\frac{-r^2}{2\sigma(z)^2} \right], \quad (16)$$

ahol $\sigma(z)$ a magasságtól függő alaktényező. Ez a függőleges feláramlás, mint korábban már mondtuk, a tropopauza-inverzión alatti tartományban fokozatosan lassul és

horizontális mozgássá (sugárirányú szétáramlássá) alakul át. Jelölje z_3 a maximális feláramlási sebesség szintjét, z_1 pedig azt a szintet, ahol $w = 0$. A w magassággal való változására az átfordulási zónában parabolikus csökkenést feltételezve, annak valamely z ($z_1 > z > z_3$) szintjére

$$w(r, z) = \left[1 - \left(\frac{z - z_3}{z_1 - z_3} \right)^2 \right] w(z_3) \exp \left[\frac{-r^2}{2\sigma(z_3)^2} \right]. \quad (17)$$

Ennek a $w(z)$ függvénynek bevezetésével elkerülhető, hogy a rendszer felső határánál végtelenül nagy gradiens alakuljon ki. Ugyanakkor az áramlási mezőnek természetesen ki kell elégítenie a kontinuitás tengelyszimmetrikus rendszerekre vonatkozó

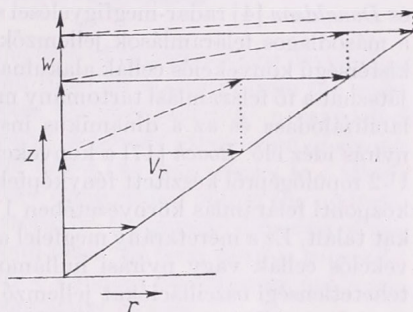


Fig. 6. Vertical distribution of resultant flow vectors (dashed arrows) in the r, z -plane, determined by linear variation in radial velocity V_r with parabolic distribution of vertical velocity w (Adapted from Goldman [8])

6. ábra. A konvektív feláramlás eredő vektorai (szaggatott nyilak) a függőleges r, z -síkban a $w(z)$ parabolikus csökkenése és a $V_r(z)$ lineáris növekedése esetén (Goldman [8] nyomán)

$$\frac{\partial}{\partial z}(rw) + \frac{\partial}{\partial r}(rV_r) = 0 \quad (18)$$

feltételét. Behelyettesítve a (17) összefüggést (18)-ba és integrálva azt, az $r = R$ pontban uralkodó V_r radiális sebességre a

$$V_r(z) = \frac{1}{R} w(z_3) \frac{z - z_3}{(z_1 - z_3)^2} 2\sigma(z_3)^2 \left(1 - \exp \left[\frac{-R^2}{2\sigma(z_3)^2} \right] \right) \quad (19)$$

formula adódik.

A (19) egyenletből közvetlenül leolvasható, hogy az átfordulási zóna valamely z -szintjében a radiális sebesség a konvekció maximális függőleges sebességétől és az átfordulási zóna vastagságától, továbbá a vertikális sebesség profil alakjától függ; ezen kívül látható, hogy V_r értéke a magassággal lineárisan növekszik. Ha tehát w a magassággal a 6. ábrán is feltüntetett parabolikus csökkenést mutatja, a feláramlás eredő vektorai az r, z -síkban a szaggatott nyilak lesznek. Ha ezek végpontjait egy görbével összekötjük, jó közelítéssel a konvektív feláramláshoz viszonyítva álló környezetben kialakuló üllő-felhő függőleges profilja rajzolódik ki.

Az elméleti hidrodinamikából ismeretes (l. pl. [12]), hogy a $W = \varphi + i\psi$ komplex potenciál a translációs mezőre a $\bar{W} = \bar{u}Z$, a forrásmezőre pedig a $W^* = q/2\pi (\ln Z)$ alakban írható fel, ahol Z az $x + iy$ komplex számsíkot jelenti. Következésképpen a forrás + transláció mezejére

$$W = \frac{q}{2\pi} \ln Z + \bar{u} Z. \quad (20)$$

Jelölje R azt a vízszintes távolságot, amelyen túl a mozgás függélyes összetevője elhanyagolhatóvá válik. Ekkor $q(z) = RV_r(z)$, és a (20)-ban a q forrásbőség helyébe (19) alapján helyettesítve, $W(z)$ az átfordulási zóna bármely z -szintjére felírható.

A tropopauza szintjére alkalmazott $w = 0$ feltételezés az üllő-rész x, z -síki kinematikai modelljének fontos eleme, azonban — mint korábban említettük — a valószínűségben nem feltétlenül teljesül. A nagy konvekciós rendszerek üllő-részében uralkodó vertikális mozgások természetére és eredetére vonatkozóan a nézetek eltérőek [5], de az bizonyos, hogy az eredő áramvonalak futása sokkal összetettebb annál a képnél, amit a (20) komplex potenciál képzetes része leír. *Newton* [14] számításai szerint a zivataros feláramlás környezetével nem keveredő középső részének levegője asztratoszférikus behatolás csúcsmagasságában kb. 30° -kal válik hidegebbé a környezeténél, s ennek következtében ott számottevő negatív felhajtó erő hat rá. Ennek eredményeként a lefelé gyorsuló levegő a sztratoszféra levegőjével való keveredéstől függő mértékben „túlfut” az egyensúlyi szintjén, majd bizonyos számú csillapított oszcilláció után közvetlenül a tropopauza szintje alatt jut nyugalomba. Ezzel szemben *Browning* és *Donaldson* [4] radar-megfigyelései szerint az üllő-szint kiáramlásának viselkedésére a másodlagos feláramlások jellemzők: abban a leáramlások gyorsan csillapodnak, és kistérségű konvekciós cellák alakulnak ki. E cellák létrejöttében egyaránt szerepet játszhat a fő feláramlási tartomány mozgásának pulzációja, az üllő-rész hidrosztatikai labilizálódása és az a dinamikus instabilitás, amelyet az üllő szélénél fellépő nagy nyírás idéz elő. *Roach* [17] a konvekciós rendszer fölött nagy magasságban elhaladó U-2 repülőgépről készített fényképfelvételeket elemezve, az üllő-rész felső felületén a központi feláramlás környezetében 1 km-es horizontális méretarányú protuberanciákat talált. Ez a méretarány megfelel az 1 km vastag üllő-kiáramlásban kialakuló konvekciós cellák vagy nyírási hullámok hullámhosszának, viszont sokkal nagyobb a tehetetlenségi oszcillációkat jellemző hullámhossznál. Ezért *Roach* feltételezi, hogy a levegő az üllő-részben oszcillációmentesen (túlesillapított oszcilláció formájában) mozog.

Az ellentmondó megállapítások arra utalnak, hogy a nagy zivatatok üllő-része további vizsgálatokat igényel, s az áramlás térbeli szerkezete a tropopauza szintjében összetettebb annál, semhogy az egyszerű kinematikai módszerekkel pontosan leírható lenne.

I R O D A L O M

- [1] *Bhaskara Rao, N. S.—M. V. Dekate*: Effect of vertical wind shear on the growth of convective clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 93. 363. 1967.
- [2] *Browning, K. A.*: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, 21. 634. 1964.
- [3] *Browning, K. A.*: The organization of severe local storms. *Weather*, 23. 429. 1968.
- [4] *Browning, K. A.—R. J. Donaldson*: Airflow and structure of a tornadic storm. *J. Atmos. Sci.*, 20. 533. 1963.
- [5] *Browning, K. A.—W. T. Roach—F. H. Ludlam*: Comments on C. W. Newton's "Circulations in large sheared cumulonimbus". *Tellus*, 19. 643. 1967.
- [6] *Byers, H. R.—R. R. Braham*: The thunderstorm. U. S. Govt. Printing Office, Washington, 1949.
- [7] *Fujita, T.—J. Arnold*: Preliminary result of analysis of the cumulonimbus cloud of April 21, 1961. *Research Paper No. 16. Mesometeor. Project; Dept. Geophys. Sci., University of Chicago, Chicago, 1963.*
- [8] *Goldman, J. L.*: The high speed updraft—the key to severe thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 25. 222. 1968.
- [9] *Götz, G.*: Hydrodynamical interaction between large convective systems and the tropospheric jet-zone. *Időjárás*, 72. 157. 1968.
- [10] *Hütschfeld, W.*: The motion and erosion of convective storms in severe vertical wind shear. *J. Meteor.*, 17. 270. 1960.
- [11] *Koschmieder, H.*: Dynamische Meteorologie. Akad. Verlagsges., Leipzig, 1951.
- [12] *Kotshin, N. J.—I. A. Kibel—N. W. Rose*: Theoretische Hydromechanik. Bd. I. Akademie Verlag, Berlin, 1954.
- [13] *Malkus, J. S.*: The slopes of cumulus clouds in relation to external wind shear. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 78. 530. 1952.

- [14] *Newton, C. W.*: Circulations in large sheared cumulonimbus. *Tellus*, 18. 699. 1966.
- [15] *Newton, C. W.*: Severe convective storms. *Advances in Geophysics*, 12. 257. 1967.
- [16] *Newton, C. W.*—*H. R. Newton*: Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear. *J. Meteor.*, 16. 483. 1959.
- [17] *Roach, W. T.*: On the nature of the summit areas of severe storms in Oklahoma. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 93. 318. 1967.
- [18] *Weickmann, H. K.*: The language of hailstorms and hailstones. *Nubila*, 6. 7. 1964.
- [19] World Meteorological Organization: *International Cloud Atlas*. Geneva, 1956.

*

A TWO-DIMENSIONAL KINEMATIC MODEL FOR THE ANVIL OF LARGE CONVECTIVE STORMS

It is a common visual observation that, in the case of thunderstorms developing in a sheared environment, a large amount of cloud-filled air is eroded from the main storm core by the strong winds aloft. This process becomes especially accentuated when a non-linear increase of wind speed with height is present: the region of strong winds is concentrated in a relatively shallow layer below the tropopause. In a situation like that a cloud mass, made up of the particles condensed within the updraft, extending hundreds of kilometers in front of the storm (in the general direction of the wind shear) will form. For designation of that cloud mass the term *anvil* is generally used; the purpose of the present paper is to describe a simple two-dimensional (horizontal) kinematic model for the anvil of severe convective storms.

To define the kinematic model, it is supposed that most part of the updraft air remains all time in the troposphere, though stratospheric penetration seems to be a typical phenomenon accompanying severe thunderstorm circulation. The updraft column of a developing cumulonimbus cloud can therefore be divided into three regions along the vertical: (1) In the lower levels (particularly in the subcloud region) horizontal mass-convergence feeding the updraft is found; (2) Above those levels (in the middle-troposphere) a region of non-divergence with a maximum value of updraft speed and the narrowest part of the updraft column exists; (3) A few kilometers below the tropopause a rapid deceleration of the updraft begins and an axial-symmetric conversion of the cloud particles into radial (horizontal) motion can be assumed, if all the effects of the environmental wind field are neglected. The assumption of this conversion implies that the radial velocity V_r of the cloud particles will increase with height achieving a maximum value at the upper boundary of the troposphere. The speed of conversion of vertical motion into radial motion (that is, the rate of increase of V_r with height) is determined mainly by the vertical extent of the conversion layer and by the value of maximum vertical velocity of the updraft. It is that conversion layer which can be looked upon as the region of anvil development.

The radial velocity V_r at any level of the conversion layer is proportional to the horizontal divergence of the updraft; the connection between these two quantities is given by Eq. (1) of the detailed Hungarian text of this paper. Let F be a horizontal area surrounded by a circle with radius r measured from the center of the updraft, then Eq. (2) is derived as follows: The horizontal divergence of the updraft at any level can be taken as a measure of the intensity q of an imagined source placed at the center of the updraft column on the same level. The kinematic model of the anvil is based on this simple connection: *the diverging updraft at any horizontal level of the upper troposphere acts as a source of air, imbedded in the environmental wind field (jet stream) taken as a two-dimensional horizontal pure translation flow.*

Let the frame of reference be a rectangular coordinate system (x,y) in the horizontal plane, fixed with respect to the point of source; the x -axis is selected to point

to the direction of the environmental wind. The velocity distribution of the pure translation flow is defined by Eq. (3), and if no other motion is present than that associated with a source of air at the point $(x = 0, y = 0)$ with a strength of q , a distribution of velocity described by Eq. (8) will form. The stream function of the pure translation ($\bar{\psi}$) and that of the source (ψ^*) is expressed by Eq. (4) and (9), respectively. The streamlines of the two elementary motion fields and the resultant streamlines of the source plus translation flow ($\psi = \psi^* + \bar{\psi}$) is given in Fig. 1 for a source characterized by $q/2\pi = 90/\pi \text{ L}^2\text{T}^{-1}$ and a translation flow with relative velocity $\bar{u} = 10 \text{ LT}^{-1}$, where L and T are length and time, respectively, in arbitrary units.

According to the model, the source is enclosed by the parabolic streamline $\psi = 0$. This streamline is taken as the lateral edge of the anvil at the level under consideration; than streamlines within the area confined by the streamline $\psi = 0$ can be assumed as the trajectories of the saturated air particles originally moving vertically in the steady-state updraft. The intersection of the negative x -axis with the streamline $\psi = 0$ represents a stagnation point P , where $V_r = -\bar{u}$; its coordinates are given by Eq. (14). The air coming from the source is transported by the environmental flow toward $x = +\infty$, where its velocity takes up the velocity \bar{u} of the translation. On this basis the horizontal width l of the "anvil" can also be derived [see Eq. (15)].

In the following part of the paper, a qualitative comparison of the model in Fig. 1 with observations is given (see Fig. 2 drawn after Browning [2, 3]). Observations show that the growth of an anvil may be divided into four stages in view of the changing distance of the anvil edge from the updraft center measured toward the upwind side (Fujita and Arnold [7]). Now, according to the kinematic model the distance a in Fig. 3, which is approximately equivalent to the distance between the source and the stagnation point P in Fig. 1, is directly proportional to the intensity of the source and inversely proportional to the velocity of the translation flow [see Eq. (14)]. The growth of the anvil in windward direction is therefore a reliable indicator of the intensification of thunderstorm circulation.

For a quantitative comparison, L and T are taken 15 km and 1 hour, respectively; in that case Fig. 1 is comparable with the characteristics of the thunderstorm observed near Topeka, Kansas on the 21st of April, 1961 by Fujita, Newton and others [7]. Composite winds at 45,000 ft over the vicinity of that thunderstorm and the rate of movement of the anvil edges are reproduced in Fig. 4 and 5. According to the model the distance a of the stagnation point from the source is of 43 km, while the width l of the anvil at $x = +\infty$ is of 270 km. In the mature stage of the thunderstorm near Topeka the corresponding quantities were considerably less in magnitude (a about 25 km, the distance of the shear-line from the radar-echo center about 30–40 km, the width of the visible anvil about 90 km at a distance of 150 km from the echo-center). One of the most probable reason of the difference between calculated and measured quantities is the evaporative shrinking of the cloud due to the presumably very intensive mixing at the lateral edges of the anvil, neglected in the kinematic calculations.

In the last part of the paper a short account of the work carried out by Goldman [8] is given; in his paper the similar problem is discussed with similar assumptions in a vertical representation. Finally, the nature of the summit areas of severe storms derived mainly from the measurements accomplished by Roach [17] is briefly summarized. In view of that measurements it is likely that the three-dimensional structure of convective clouds near the tropopause is rather more complex than it would be possible to give a full explanation of motions with the aid of simple kinematic methods.

Beitrag der Schneeschmelze zur Wassereinnahme an der Erdoberfläche im Einzugsgebiet der Donau

Поля поверхностного прихода воды за счет таяния снега в водосборном районе р. Дуная. В раб приводятся территориальные средние месячные величины запаса воды за счет поверхностного прихода (V) и таяния снега (h), учитываемые при вычислении водного баланса, для некоторых профилей водосборного района р. Дуная до устья р. Тиссы, а также для водосборов отдельных притоков реки (таблицы (I и II)). Территориальные средние величины были вычислены по значениям V и h , определенным для 1250 станций с использованием ранее предложенного автором способа [1]. Таблица III отражает долю поверхностного прихода воды за счет таяния снега для различных профилей и притоков. Отношение средних месячных величин поверхностного прихода воды (V) к таким же величинам атмосферных осадков (C), V/C позволяет выделить периоды накопления и таяния снега. При $V/C < 1$ — имеет место накопление, а при $V/C > 1$ — таяние снега. В безснежный период года величина этого коэффициента равна 1. Кривые рис. 1, характеризующие распределение высот накопления и таяния снега, были получены путем осреднения по классам высот месячных величин V/C , определенных отдельно для каждой станции изучаемой территории, и путем графического выравнивания этих величин.

*

A felszíni vízbevétel részesedése hóolvadásból a Duna vízgyűjtőjén. A tanulmány a Duna vízgyűjtőjének a Tisza torkolatáig terjedő szakaszáról több szelvényre és a nagyobb mellékfolyók vízgyűjtőterületére bemutatja a vízháztartás-számítások során figyelembe veendő felszíni vízbevétel (V) és a hóolvadásból származó vízmennyiség (h) havonkénti területi átlagait. (I. és II. táblázatok.) A területi átlagokat a szerző korábbi vizsgálatai során levezetett számítási módszer [1] alkalmazásával 1250 állomásra meghatározott V és h értékekből számította. A III. táblázat adatai arra adnak feleletet, hogy az egyes szelvényekhez és mellékfolyókhoz tartozó vízgyűjtőterületek felszíni vízbevételében mekkora a hóolvadásból származó vízmennyiség aránya. A felszíni vízbevétel (V) és a csapadék (C) havi átlagainak hányadosa V/C kijelöli a hófelhalmozódás és a hóolvadás időszakait. Ha $V/C < 1$, hófelhalmozódással, ha $V/C > 1$, hóolvadással számolhatunk. Az év hómentes részében az arányszám értéke 1. A vizsgált területen levő állomásokra egyenként meghatározott havonkénti V/C arányszámok magassági osztályok szerinti átlagolásával és ezen értékek grafikus kiegyenlítésével állítottuk elő az 1. ábrán feltüntetett görbéket, amelyek általános jellemzői a hófelhalmozódás és hóolvadás magasság szerinti elrendeződésének.

*

Die Wasserführung der Flüsse wird durch den Wasserhaushalt der betreffenden Einzugsgebiete bestimmt. Nach der Wasserhaushaltsgleichung gilt

$$C = L + P + (K_{gy} - K_f) \quad (1)$$

wobei mit C die auf das Einzugsgebiet fallende Niederschlagsmenge, mit L die Abflussmenge, mit P die Verdunstungsmenge, mit K_{gy} die Zunahme des im Einzugsgebiete angesammelten Wasservorrates und mit K_f die Abnahme dieses Vorrates bezeichnet wird. Die Veränderungen des aufgespeicherten Wasservorrates ergeben sich einerseits aus der Schneeanhäufung (GY_h) und aus der Zunahme des Grundwasservorrates (GY_t), andererseits aus der Schmelze der auf dem Boden aufliegenden Schneeschicht (F_h) und aus der Abnahme des Bodenwasservorrates (F_t). Demzufolge kann die Gleichung (1) in folgender Form geschrieben werden:

$$C = L + P + (GY_h - F_h) + (GY_t - F_t) \quad (2)$$

Dieser Ausdruck kann vereinfacht werden, wenn man an Stelle des gemessenen

Niederschlag die Grösse setzt, die für den Wasserhaushalt tatsächlich massgebend ist, namentlich die *Wassereinnahme an der Erdoberfläche*:

$$V = C - GY_h + F_h \quad (3)$$

Wird diese Grösse in der vorherigen Gleichung substituiert, so erhält man

$$V = L + P + (GY_t - F_t), \quad (4)$$

woraus der Wert des Abflusses:

$$L = V - P - GY_t + F_t \quad (5)$$

Es ist hier nicht unsere Absicht, alle Glieder der Wasserhaushaltsgleichung zu diskutieren, wir wollen uns nur auf die Bestimmung der monatlichen Arealmittlerwerte des Faktors V beschränken, eine Grösse, die für die Gestaltung der Abflussmenge eine *grundlegende Bedeutung* besitzt.

Zur Berechnung der in der Gleichung (3) auftretenden Wassereinnahme an der Erdoberfläche V muss die durchschnittliche Dicke der Schneeschicht und das durchschnittliche Volumgewicht des Schnees am Anfang und am Ende der Zeitperiode, welche bei der Anwendung der Wasserhaushaltsgleichung in Betracht kommt (meistens ein Monat) bekannt sein, um die Werte der Faktoren GY_h und F_h bestimmen zu können. Doch stösst die Anwendung dieses Verfahrens bei Untersuchungen, welche sich auf ausgedehnte Gebiete beziehen, auf zahlreiche Schwierigkeiten, da die zu den Berechnungen notwendigen ausführlichen Angaben und Verarbeitungen nicht zur Verfügung stehen, und gleichzeitig ist eine solche Berechnung auch mit zahlreichen Unsicherheiten belastet.

Zur Beseitigung dieser Schwierigkeiten entwickelten wir auf Grund des Schneewasserhaushaltes eine Methode, mit deren Hilfe die monatlichen Durchschnittswerte von V leicht bestimmbar sind auf Grund der monatlichen Durchschnittswerte des Niederschlages (C) und der durchschnittlichen Anzahl der Tage mit einer Schneedecke (N_{ht}), und dieselbe wurde in unserer Arbeit [1] veröffentlicht. Der Ausgangspunkt unserer Rechnungen bestand darin, dass die durchschnittliche Wassereinnahme an der Erdoberfläche sich einerseits von der durch die Schneeschmelze gespendeten

TABELLE I — I. TÁBLÁZAT

Durchschnittswerte der Wassereinnahme an der Erdoberfläche (V) mm
A felszíni vízbevétel (V) átlagai, mm

Donau:	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	Jahr
bei Regensburg	29	47	85	76	83	100	110	97	76	60	52	45	860
bei der Einmündung des Inns	27	45	103	104	105	126	141	122	94	70	56	45	1038
bei Wien	28	47	107	105	107	126	144	125	95	71	58	46	1059
bei Dunaalmás	27	45	91	89	95	111	125	110	83	67	57	44	944
bei Budapest	27	45	90	86	94	108	121	106	81	67	57	44	926
bei Mohács	27	45	87	84	92	106	116	103	79	66	57	44	906
bei der Mündung der Drau	27	45	87	86	93	107	116	104	82	71	59	44	921
bei der Mündung der Theiss	25	43	82	81	88	103	105	96	75	69	58	42	867
Nebenflüsse:													
Inn	22	41	118	131	125	147	167	147	109	79	60	42	1188
Morava	24	40	59	52	67	77	88	79	55	56	50	38	685
Vág	24	41	83	71	80	90	96	87	66	63	58	41	800
Drau	25	42	92	98	104	115	116	111	100	97	72	43	1015
Theiss	23	39	71	71	79	97	85	82	61	64	54	38	764

Wassermenge (h), andererseits aus der auf den mit Schnee nicht bedeckten Oberfläche niederfallenden Niederschlagsmenge (C_f) ergibt:

$$V = h + C_f \quad (6)$$

In der Arbeit [1] wurde erwiesen, dass

$$h = f_1(C, N_{ht}) \quad (7.1)$$

$$C_f = f_2(C, N_{ht}) \quad (7.2)$$

ist.

Unter Verwendung der Behelfe, welche zur Ermittlung der Zusammenhänge (7.1) und (7.2) ausgearbeitet und in der Arbeit [1] ausführlich beschrieben wurden, konnten für das bis zur Theiss-Mündung (also bis oberhalb der Ortschaft Titel) sich erstreckende Einzugsgebiet der Donau die *monatlichen Durchschnittswerte* der Grössen V , h und C_f für 1250 Beobachtungstellen errechnet werden.

Auf Grund des verarbeiteten Materials konnten für einige Querschnitte der Donau und für die Einzugsgebiete einiger bedeutenderen Nebenflüsse die monatlichen *Arealmittelwerte* der in der Wasserhaushaltsgleichung (4) auftretende Wassereinnahme an der Erdoberfläche V und der von der Schneeschmelze herstammenden Wassermenge h errechnet werden. Die Arealmittelwerte konnten, in Hinsicht auf die entsprechende Dichte unseres Stationsnetzes, durch eine Mittelbildung über die Werte V und h der auf Teilgebiete entfallenden Beobachtungsstellen errechnet werden.

In den Durchschnittswerten der Wassereinnahme an der Erdoberfläche (V) treten die geringsten Werte (*Tabelle I*) für alle Querschnitte der Donau im Januar auf (20–30 mm); dies ist eine Folge der winterlichen Schneeanhäufung. Das Maximum entfällt im grössten Teile des Einzugsgebietes auf den Monat Juli, mit der einzigen Ausnahme des östlichen Teiles des Einzugsgebietes der Donau, der oberhalb von Titel liegt; im Einzugsgebiete der Theiss stellt sich das Maximum schon bedeutend früher, im Monat Juni ein. Die Schneeschmelze im Frühjahr drückt sich durch ein gewaltiges Anwachsen der Wassereinnahme an der Erdoberfläche aus und verursacht in diesem Teile des Einzugsgebietes die Ausbildung eines ausgeprägten sekundären Maximums

TABELLE II — II. TÁBLÁZAT

Durchschnittswerte der Schmelzwassermenge (h), mm
A hólé (h) átlagai, mm

Donau:	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	Jahr
bei Regensburg	21	39	59	22	4	0	0	0	0	5	13	24	187
bei der Einmündung des Inns	20	39	83	49	15	4	2	1	1	8	18	27	267
bei Wien	21	41	86	49	14	3	2	1	1	8	18	28	272
bei Dunaalmás	20	38	70	36	10	2	1	0	1	6	15	25	224
bei Budapest	20	37	68	34	9	2	1	0	1	6	15	24	217
bei Mohács	20	37	64	31	8	2	1	0	1	5	14	23	206
bei der Mündung der Drau	20	36	65	32	9	1	1	0	1	6	14	23	208
bei der Mündung der Theiss	19	34	59	28	7	1	0	0	1	5	13	22	189
Nebenflüsse:													
Inn	18	37	104	80	29	9	5	2	2	12	23	29	350
Morava	17	31	38	8	1	0	0	0	0	2	9	18	124
Vag	18	34	63	27	5	0	0	0	1	4	14	22	188
Drau	19	35	70	39	14	1	0	0	1	9	17	24	229
Theiss	17	31	48	21	3	0	0	0	1	4	12	18	155

in diesen Monaten. Da die durchschnittliche Seehöhe der untersuchten Querschnitte und Einzugsgebiete geringer als 1000–1200 m ist, und nur ein verhältnismässig kleiner Anteil derselben die Höhenregion von 2000 m erreicht, so wird die dortige, in Mai und Juni eintretende rapide Schneeschmelze in der durchschnittlichen Wassereinnahme an den Querschnitten nicht mehr ausgedrückt, sondern dieselbe verschmilzt sich mit der Wassereinnahme, die aus den intensiven Sommerregen her stammt.

Aus einer Durchsicht der nach Querschnitten berechneten Durchschnittswerten des Schmelzwassers *h* (Tabelle II) kann es festgestellt werden, dass das Maximum in März liegt, d. h. die intensive Schneeschmelze im März, welche in den überwiegend hügeligen Gebieten und Mittelgebirgen auftritt, wird in den Durchschnittswerten

TABELLE III — III. TÁBLÁZAT

Anteil der Schneeschmelze in der Wassereinnahme an der Erdoberfläche, in %-ten

A felszíni vízbevétel részesedése hóléből %-ban

Donau:	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	Jahr
bei Regensburg	73	83	70	29	5	0	0	0	0	8	25	53	22
bei der Einmündung des Inns	74	87	81	47	14	3	1	1	1	11	32	60	26
bei Wien	75	87	81	47	13	2	1	1	1	11	31	61	26
bei Dunaalmás	74	84	77	40	11	2	1	0	1	9	26	57	24
bei Budapest	74	82	76	40	10	2	1	0	1	9	26	55	23
bei Mohács	74	82	74	37	9	2	1	0	1	8	25	52	23
bei der Mündung der Drau	74	80	75	37	9	1	1	0	1	8	24	52	23
bei der Mündung der Theiss	76	79	72	35	8	1	0	0	1	7	22	53	22
Nebenflüsse:													
Inn	82	90	89	62	23	6	3	1	2	15	38	69	30
Morava	71	77	64	15	2	0	0	0	0	4	18	47	18
Vag	75	83	76	38	6	0	0	0	2	6	24	54	24
Drau	76	83	76	40	13	1	0	0	1	9	24	56	23
Theiss	74	80	68	30	4	0	0	0	2	6	22	47	20

wiederspiegelt. Hingegen ist im Einzugsgebiet des Inns, das die höchstgelegenen Gebiete umfasst, auch noch im April die aus der Schneeschmelze stammende Wassereinnahme recht bedeutend.

In der Tabelle III wird dargestellt, welcher prozentuale Anteil der Wassereinnahme an der Erdoberfläche von der Schneeschmelze herrührt. In dem durch uns untersuchten Gebiete ist dieser Anteil am höchsten in Februar, wobei sein Wert den Betrag von 80–90% erreicht, und in den Alpengebieten entstammen noch selbst in März nahezu 80% der Wassereinnahme der Schneeschmelze. Von der jährlichen Gesamtwassereinnahme besteht ein Viertelteil (im hochgelegenen Einzugsgebiet des Inns nahezu ein Drittelteil, und in den niedriger gelegenen, schneeärmeren Einzugsgebieten der Morava und der Theiss ein Fünftelteil) aus Wassermengen, welche infolge der Schneeanhäufung und Schneeschmelze nur mit einer Verspätung von mehreren Monaten in den Wasserhaushalt des oberhalb von Titel liegenden Einzugsgebietes der Donau eingeschaltet werden.

Ausser den für einzelne Querschnitte berechneten Arealdurchschnittswerten der Wassereinnahme an der Erdoberfläche, welche bisher angeführt wurden, ist es aus

mehreren Gesichtspunkten unentbehrlich, eine Kenntnis über *das Höhenregim der Schneeanhäufung und der Schneeschmelze* zu erhalten. Dieses Regim kann am einfachsten durch die Höhenverteilung der Werte des Quotienten V/C untersucht werden. Wie aus der Gleichung (3) hervorgeht, ist der Wert des Quotienten V/C in der Zeit der Schneeanhäufung kleiner als die Einheit, in den Monaten der Schneeschmelze ist er grösser als die Einheit, und in den schneefreien Zeitabschnitten ist er, da $V = C$, gleich der Einheit.

Im Wege einer nach Höhenkategorien durchgeführten Mittelbildung der für alle im Einzugsgebiete der Donau liegenden Beobachtungsstellen ermittelten Monatswerte des Quotienten V/C und durch ein graphisches Ausgleichen dieser Werte wurden

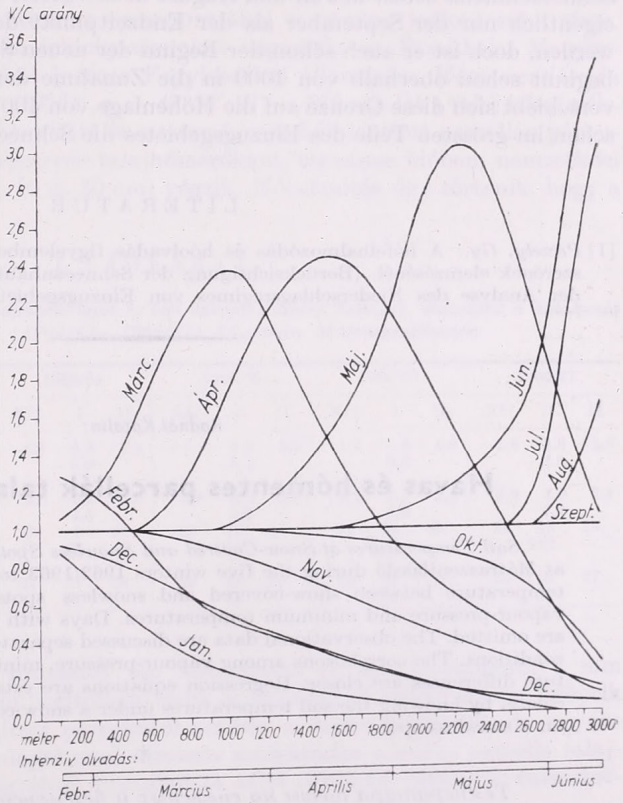


Abb. 1. Quotienten der monatlichen Durchschnittswerte der Wassereinnahme an der Erdoberfläche (V) und der Niederschlagsmenge (C) für das Einzugsgebiet der Donau.

1. ábra. A felszíni vízbevétel (V) és a csapadék (C) havi átlagainak hányadosa a Duna vízgyűjtőjén.

die Kurven in der *Abb. 1.* gewonnen, welche als allgemeine Kennzahlen für die monatliche Höhenverteilung der Schneeanhäufung und der Schneeschmelze angesprochen werden dürfen.

Der Wert des Quotienten ist am geringsten und damit ist die Schneeanhäufung am intensivsten im Januar, in diesem Monat werden z. B. in einer Seehöhe von 1000 m 80% des fallenden Niederschlages, und über 2200 m sogar 100% des Niederschlages in der Schneedecke angehäuft. Im Februar beginnt in den niedriger gelegenen Gebieten schon die Schneeschmelze, oberhalb von 500 m wird aber die Schneeanhäufung noch fortgesetzt. Im März erreicht die Schneeschmelze die Seehöhe 1800 m, und die grösste Intensität tritt zwischen 700 und 1300 m auf, wo der Quotient den Wert von

2 übertrifft. Im Hochgebirgsgebiet dauert die Schneeanhäufung auch noch in diesem Monate weiter an. In April braucht man unterhalb von 500 m nicht mehr mit einer Schmelze der im Laufe des Winters angehäuften Schneemengen rechnen, die intensivste Schneeschmelze erfolgt in diesem Monate in der Höhe zwischen 1200 und 1900 m, hingegen dauert oberhalb 2500 m die winterliche Schneeanhäufung noch weiter an. Im Mai muss noch oberhalb von 1000 m mit der Schmelze der angehäuften Schneemengen gerechnet werden und in den Höhenlagen zwischen 1900 und 2700 m ist dieser Monat die Epoche der intensiven Schneeschmelze. Im Juni gibt es oberhalb von 1700 m noch immer eine Fortsetzung der Schmelze der winterlichen Schneedecke, und oberhalb von 2700 m, d.h. in der Nähe der ewigen Schneegrenze, wird die intensive Schneeschmelze auf diesen Monat verschoben. Oberhalb von 2600 m dauert die Schneeschmelze selbst in Juli und August noch weiter, und in dieser Höhenlage kann eigentlich nur der September als der Endzeitpunkt der Schneeschmelze betrachtet werden, doch ist er auch schon der Beginn der neuen Schneeanhäufung. Im Oktober beginnt schon oberhalb von 1000 m die Zunahme der Schneedecke, im November verschiebt sich diese Grenze auf die Höhenlage von 400 m, und im Dezember beginnt schon im grössten Teile des Einzugsgebietes die Schneeanhäufung.

L I T E R A T U R

- [1] Péczely, Gy.: A hófelhalmozódás és hóolvadás figyelembevételére vízgyűjtők csapadékrendszerének elemzésénél. (Berücksichtigung der Schneeanhäufung und der Schneeschmelze bei der Analyse des Niederschlagsregimes von Einzugsgebieten), *Időjárás*, 1969, pp. 22—29.

Radnai Katalin:

Havas és hómentes parcellák talajhőmérséklete

Soil Temperatures at Snow-Covered and Snowless Spots. Be using observations executed at Mátraszentlászló during the five winters 1962/1963 to 1966/1967 the differences in soil temperature between snow-covered and snowless spots are examined as functions of vapour-pressure and minimum temperatures. Days with only 10 cm or less snow-covers are omitted. The observational data are discussed separately for clear and overcast weather conditions. The correlations among vapour-pressure, minimum temperatures and temperature differences are closer. Regression equations are established that can be used to calculate, by knowing the soil temperatures under a snow-covered spot, the soil temperatures on a snowless spot.

*

Температура почвы на снежных и безснежных участках. По данным наблюдений, проведенных в с. Матрасентласло за пять лет (1962/63—1966/67), приводятся зависимости разности температур почвы на участниках без снежного покрова и со снегом от упругости водяного пара и от минимальной температуры. Анализу не подвергались дни со снежным покровом мощностью 10 см или менее. Данные наблюдения рассматриваются раздельно для ясной и облачной погоды. При облачной погоде намечается более тесная связь между упругостью пара, минимальной температурой и разностями температур. Зная температуру почвы под снежным покровом, можно, при помощи приведенных уравнений регрессии вычислить температуру почвы без снежного покрова.

*

A téli hótakaró jelentékeny fagyvédelmet biztosít az őszi vetésnek. A hótakarónak a talajfelszín hőmérsékletére gyakorolt védőhatását Kulin [4] vizsgálta Mátra-

szentlászli megfigyeléseiből. *Kozma* [2] hótakaróra vonatkozó vizsgálatai — amelyeket Martonvásáron végzett — már a talaj hőmérsékletére is kiterjedtek. Azt találta, hogy hótalan parcellán a talajfagy 10 cm-rel mélyebbre hatol a havashoz képest. *Radnai* [3] Mátraszentlászli ötéves adatsorából regressziót számított a havas és hómentes talajok 2 cm szintjének napi középhőmérséklet különbségei és a páranymás napi középértékei között. Feldolgozását derült ($\cong 30\%$ felhő) és borult (40—100% felhő) időjárás szerinti adatsorokra végezte el. Derült napokon szignifikánsan alacsonyabb páranymás volt. Borult időhöz $r = -0,34$, derült időhöz $r = -0,62$ korrelációs együttható tartozott.

Dolgozatunkban a 2 cm mélységben mért talajhőmérséklet 07^h-kor észlelt adatait hasonlítjuk össze hóval borított és hómentes felszínek esetén. A 2 cm-es szint választását az indokolja, hogy közelítőleg ebben a rétegben helyezkedik el az őszi kultúrák bokrosodási csomója, amely áttelelés szempontjából a növény legfontosabb része.

Mérések, amelyek alapján feldolgozásunkat végeztük, az Északkelet Magyarországi Mezőgazdasági Kísérleti Intézet Fagykísérleti állomásán, *Mátraszentlászlon* folynak (*Földrajzi adatai: $\lambda = 19^{\circ}53'$, $\varphi = 47^{\circ}56'$, $H = 760$ m*). Itt a talaj hőmérsékletét a téli hónapokban hóval borított és mesterségesen hótalanított parcellán párhuzamosan mérik. A mérést higanyos talajhőmérőkkel, terminus időben, nemzetközi szabvány szintekben (0, 2, 5, 10 és 20 cm) végzik. Hótalanítás úgy történik, hogy a

I. T Á B L Á Z A T

Léghőmérséklet, páranymás és csapadék havi és téli átlagai, illetve összegei, valamint a hótakarós napok száma öt tél (1962/63—1966/67) folyamán Mátraszentlászlon

T é l	1962/63			1963/64			1964/65			1965/66			1966/67		
H ó n a p	XII.	I.	II.	XII.	I.	II.	XII.	I.	II.	XII.	I.	II.	XII.	I.	II.
Középhőm. (C°)	-5,1	-8,6	-5,5	-4,6	-6,6	-3,9	-1,4	-2,3	-6,5	-1,1	-5,6	4,0	-1,6	-4,9	-2,0
Tél átlaga		-6,4			-5,0			-3,4			-0,9			-2,8	
Páranymás (hgmm)	2,7	2,3	2,7	2,6	2,2	2,8	3,8	3,6	2,0	3,8	2,7	5,2	3,6	2,6	3,4
Tél átlaga		2,6			2,5			3,1			3,9			3,2	
Csapadék (mm)	27	79	71	32	0	26	102	45	17	81	56	60	59	45	18
Tél összege		177			58			164			197			122	
Hótakarós napok száma	31	31	28	27	31	29	26	31	27	15	23	6	23	31	27
Tél összege		90			87			84			44			81	

talajba lehelyezett hőmérő sorozatot ún. hóketreccel (1 m² alapterületű, 1 mm lyukbőségű fémszítával bevont borítóláda) fedik le, és tetejéről észlelésenként lesöprik a ráhullott havat. A hótalanított parcellától néhány méterrel távolabbi, de ugyanolyan talajú klímaállomás talajhőmérő sorozata szolgáltatja a havas parcella talajhőmérséklet adatait. A megfigyelési anyagból öt telet (1962/63—1966/67) választottunk.

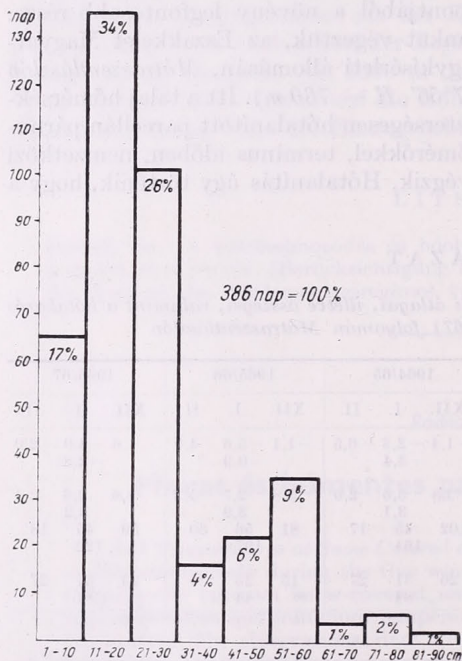
A páranymással jellemezhető a kisugárzás és visszasugárzás mértéke, a légkör ún. üvegház-hatása. A felszín kisugárzása a léghőmérséklet minimumától is függ. Indokolt tehát, hogy a továbbiakban a páranymás mellett ezt az elemet is bevonjuk a regresszió számításba.

A mesterségesen hótalanított és hótakarós parcellák 7 órai talajhőmérsékletei közötti különbségeket — a továbbiakban differenciák — a léghőmérséklet minimumának és a páranymás 7 órai értékeinek függvényében lineáris regresszióanalízissel vizsgáljuk.

Időjárás. Az öt tél időjárását az *I. táblázatban* mutatjuk be. Az 1962/63-as tél volt a legzordabb — a tél átlaghőmérséklete $-6,4^{\circ}$ —, az 1965/66-os pedig a legenyhébb, a tél átlaga $-0,9^{\circ}$. A páranymás az 1963/64-es és 1962/63-as hideg teleken van

minimumban, maximumát viszont az 1965/66-os enyhe télen veszi fel. A téli csapadék-összeg csak 1963/64-ben maradt az ötvenéves átlag (121 mm Mátrászentistvánon) alatt [5]. Január hónapban egyáltalán nem hullott csapadék, a talajt azonban egész hónap folyamán hótakaró borította.

A hótakaró gyakorisága 1962/63 telén 100% (90 nap) a következő két télen 3, illetve 6 hótakaró nélküli napot figyeltek meg. Az 1965/66-os év enyhe telén a hótakarós napok száma a legkevesebb volt, mindössze 44-et ért el, mivel a csapadék nagyrésze eső formájában hullott. Vizsgálati éveink közül az utolsóban 8 hótakaró nélküli napot észleltek.



1. ábra: Különböző vastagságú hótakarók gyakorisági eloszlása Mátrászentlászlón (386 havas nap adataiból).

A vizsgálat anyaga és módszere. A hótakaró igen rossz hővezetőképességű [1] $20-70 \cdot 10^{-5}$ kal/cm.sec. fok, a hó sűrűségétől függően. Feltételezhető tehát, hogy a 10 cm-nél vastagabb hó alatt a felszínről történő hővezetés elenyészően kicsi. Ezért csak a 10 cm-nél vastagabb hótakarójú napokat vizsgáljuk.

Az öt tél 451 napja közül 386 napon – az esetek 86%-ában – hótakaró borította a felszínt. A hótakaró gyakoriságát 10 cm hómagasság osztályokba sorolja 1. ábránkon közöljük. Az – 1 cm közötti hótakaró vastagság 65 napon – az esetek 17%-ában – fordult elő. Ezeket a fenti megfontolások miatt elhagyva, 321 napot vizsgálunk. Legnagyobb gyakorisággal a 11 és 20 cm közötti hóvastagság fordult elő (34%). A 21–30 cm vastag hótakaró gyakorisága 26%. Az esetek 1%-ában a hótakaró vastagsága 81–90 cm között volt.

A vizsgált 321 nap 30%-a derült (a 07^h-kor észlelt felhőmennyiség 30% vagy annál kevesebb), 70%-a borult (a 07^h-kor észlelt felhőzet 40% és 100% között van) volt.

Eredményeink. A II. táblázatban derült és borult napok szerint rendezve közöljük a hótakarós és hómentes parcellák talajhőmérsékletének átlagát, a differenciák közepértékét, a párányomás és minimumhőmérséklet középeit, továbbá ezek szórásait.

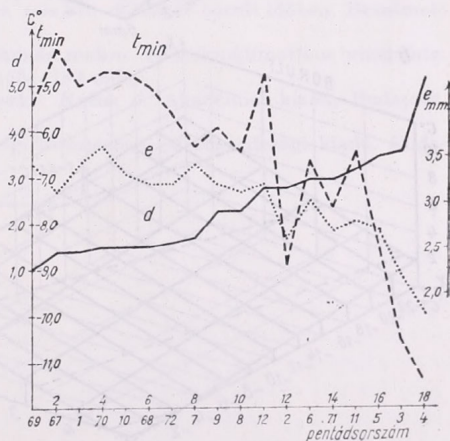
II. T Á B L Á Z A T

A vizsgált változók átlagai és azok szórása (standard hibája) derült és borult időjárás esetén

		Hótakaró nélkül	Hótakaróval	d C°	e h gmm	t _{min} C°
		Talajhőmérséklet				
Derült n=97	\bar{x}	-5,9	-1,6	4,3	2,1	-9,4
	s±	3,1	1,5	2,8	0,9	4,4
Borult n=224	\bar{x}	-3,2	-0,8	2,4	3,1	-6,7
	s±	2,5	1,1	2,0	1,0	4,2

A derült napok száma 97, a borultaké 224. Derült időben a hőmérséklet és a párányomás egyaránt jóval alacsonyabb, mint borult napokon. A szórás értékei a párányomás kivételével derült időben nagyobbak.

Hómentes parcellán 2 cm-ben -13,6 C° volt a legerősebb lehűlés, 1963. február



2. ábra: Differencia (d), párányomás (e) és minimumhőmérséklet (t_{min}) ötévi (1962/63—1966/67) pentádátlagai, a differenciák növekvő értékei szerint rendezve.

28-án, hótakaró alatt pedig mindössze -5,0 C°, 1964. január 21-én. A léghőmérséklet abszolút minimumát - a vizsgált öt évben - 1963. január 17-én észlelték, -21,5 C°-ot, ugyanekkor mérték a párányomás legalacsonyabb értékét is, 0,4 mm-t. A legnagyobb differencia értéket az 1963. február 28-i adatokból kaptuk, ez 11,2 C° volt.

A differencia, a párányomás és a léghőmérséklet minimumának a 07 órai adatokból számított öt évi pentádátlagait, nagyság szerint elrendezve a 2. ábrán mutatjuk be, a három téli hónapra. Amint csökken a minimumhőmérséklet és a párányomás, úgy növekszik a differencia értéke. A hőmérséklet és a párányomás növekvő értékeihez viszont a differencia csökkenő tendenciája tartozik. A párányomás és a minimumhőmérséklet legalacsonyabb értékeit január 4.-ik pentádjában találjuk, a differenciák

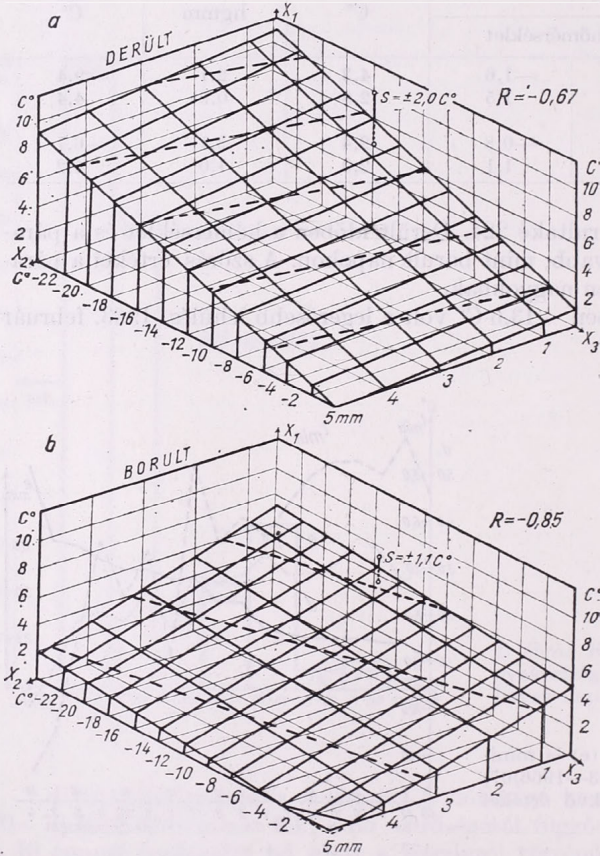
viszont ekkor a legnagyobbak. Feltételezhető tehát az ellentétes előjelű kapcsolat.

A regresszió variancia analízisével megállapítottuk, hogy a vizsgált három változó kapcsolata a $P = 0,1\%$ valószínűségi szinten szignifikáns [6].

Három-változós lineáris regresszióval adjuk meg derült (a) és borult (b) időre a differencia (X_1), a páranymás (X_2) és a léghőmérséklet minimum (X_3) közötti összefüggést. A következő egyenleteket kaptuk:

$$(a) \quad X_1 = 1,4 - 0,3 X_2 - 0,4 X_3$$

$$(b) \quad X_1 = 5,5 - 1,2 X_2 - 0,1 X_3$$



3. ábra: Háromváltozós lineáris regresszió síkja. X_1 = differencia, X_2 = páranymás, X_3 = minimumhőmérséklet. Derült és borult időjárás esetén.

A regresszió síkját az (a) és (b) esetre térbeli koordináta rendszerben ábrázoltuk (3. ábra). Az X_1 függőleges tengelyre a differencia, az X_2 -re a páranymás és az X_3 -ra a léghőmérséklet minimumának értékeit mértük fel. A lineáris összefüggés természetesen csak azon értékhatárok között értelmezhető, melyek elő is fordulhatnak. A differencia értéktartománya $0 - 11\text{ C}^\circ$ -ig, a páranymásé $0,4 - 5,0\text{ mm}$ -ig, a minimumhőmérsékleté $0 - 24\text{ C}^\circ$ -ig terjed. A derült napokra vonatkozó többszörös korrelációs koefficiens $R = -0,67$ kisebb, mint a borult napok adataiból számítottaké $R = -0,85$. Ennek az az oka, hogy a derült napok adataiból számított regresszió szórása $\pm 2,0\text{ C}^\circ$, a borult napok adataiból számítottaké pedig csak $\pm 1,1\text{ C}^\circ$. A parciál-

lis regressziós koefficiensek „t” próbája szerint a derült napok adataiból számított, a differencia és páryanomás kapcsolatára vonatkozó koefficiens csak a $P = 10\%$ -os szinten szignifikáns. A léghőmérséklet minimumával viszont még a $0,1\%$ -os valószínűségi szinten is bizonyítható, igen szoros kapcsolat áll fenn. A három-változós determinációs koefficiens $R^2 = 0,44$.

A borult időjárású napok adataiból számított parciális regressziós koefficiensek statisztikai próbája — „t” próba — szerint a páryanomás változásának hatása jelentősebb a differenciák alakulására. Ez a $P = 0,1\%$ -os valószínűségi szinten is igazolt. A minimumhőmérséklet hatása a $P = 1,0\%$ -os szinten bizonyítható. A determinációs koefficiens értéke: $R^2 = 0,72$.

Következtetések. A 10 cm-nél vékonyabb hótakarójú napok elhagyása, valamint a léghőmérséklet minimumainak bevonása szorosabb korrelációt eredményezett, mint a korábbi [3] számítás, amely csak a páryanomást vette figyelembe. Ennél $r = -0,62$, illetve $r = -0,34$ értékeket kaptunk, derült illetve borult napok adataiból. A többváltozós regressziós koefficiensek $R = -0,67$, illetve $R = -0,85$ értékekre növekedtek az újabb változó bevonásával.

A bemutatott egyenletek 10 cm-nél vastagabb hóréteg esetén alkalmasak a hótakaró nélküli és hótakarós talaj hőmérséklete közötti különbség meghatározására.

I R O D A L O M

- [1] *Bacsó N.*: Bevezetés az agrometeorológiába. Mezőgazdasági kiadó. Budapest, 1963. 32. oldal.
- [2] *Kozma F.*: A hótakaró hőgazdálkodása. Beszámoló 1956/57. Budapest, OMI hiv. kiadv. 94—103 old.
- [3] *Radnai K.*: Talajhőmérséklet havas és hótalan talajon, derült és borult időben. Beszámoló 1968. Budapest, OMI hivatalos kiadványa.
- [4] *Kulin I.*: A mátraszentlászlói fagykísérleti állomás makro- és mikroklimatikus vizsgálata. Beszámoló 1954. Budapest, OMI hiv. kiadv. 156—180 oldal.
- [5] Magyarország éghajlati atlasza. II. kötet. Szerk.: *Kakas J.* Akadémiai kiadó, Budapest, 1967. 49. oldal.
- [6] *Sváb J.*: Biometriai módszerek a mezőgazdasági kutatásban. Mezőgazdasági kiadó. Budapest, 1967. 316—325 oldal.

A tropopauza magasságának változásai

Variations of the height of the tropopause. In this paper it is demonstrated that the temperature field of the troposphere and the lower stratosphere plays an important part in the formation of the altitude of tropopause. The examinations have been made on the basis of monthly mean values of the aerological data, measured over Budapest and Mirny (Antarctic) stations. The change of altitude of the tropopause has been connected with two characteristic numbers. One of them is the quotient of monthly mean temperatures of the troposphere and the lower stratosphere, while the other is the differents between deviations of the same mean temperatures from the january mean temperatures.

*

A tropopauza magasságának változása akár a közepes, havi értékek változását, akár egyik rádiószondás felszállástól a másikig eltelt időközben lejátszódott magasságváltozást vizsgáljuk, ingadozó és rendszertelen képet mutat. A tropopauza magassága hat óra alatt több kilométerrel is változhat.

A tropopauza magasságváltozásait a kutatók különféle okokra vezették vissza. Ezek között szerepeltek a troposzféra alsó néhány kilométeres rétegében lejátszódó időjárási folyamatok, a troposzférában fellépő függőleges légáramlások, (a két ok együttes hatása), az adiabatikus lehűlés és felmelegedés kapcsolata a függőleges légmozgással, stb. Mindezek az okok kapcsolatot mutattak a tropopauza magasságának változásaival, de a számszerű, ellenőrző vizsgálatok azt bizonyították, hogy az elmélet alapján kiszámított és valóságban lejátszódó magasságváltozások között a kapcsolat laza. [1], [2], [3]. A tropopauza magasságváltozásának okaira vonatkozó elképzelések közös vonása, hogy az okokat a troposzférában lejátszódó fizikai, meteorológiai tényezőkben keresték.

Felmerült az az elképzelés is, hogy a tropopauza magasságváltozásait kiváltó okok vizsgálatakor nem szabad figyelmen kívül hagyni a sztratoszféra fizikai paramétereit sem. [4], [5], [6].

Matematikai apparátus felhasználásával elvi megállapítást nyert, hogy a tropopauza magasságának változása arányos az alsó sztratoszféra és felső troposzféra időbeli hőmérsékleti változásának különbségével; intenzívebb hőmérsékleti növekedés a troposzférában a sztratoszféra hőmérsékleti változásaihoz képest a tropopauza magasságának növekedéséhez vezet, és fordítva. Továbbá, hideg advekcio a tropopauza szintje felett és egyidejűleg meleg advekcio a felső troposzférában a tropopauza süllyedéséhez, és fordítva, intenzívebb meleg advekcio az alsó sztratoszférában a tropopauza magasságának növekedéséhez vezet. [7].

Vizsgálatunk tárgyává a teljes troposzféra és a sztratoszféra kb. 20 km magasságáig terjedő rétege együttes hőmérsékleti mezejének a tropopauza magasságváltozásával való kapcsolatát tettük. Felhasználtuk a közepes szélességen fekvő Budapest, az antarktisz Mirnij, és egy északi sarki, jégen sodródó állomás magaslégköri adatait.

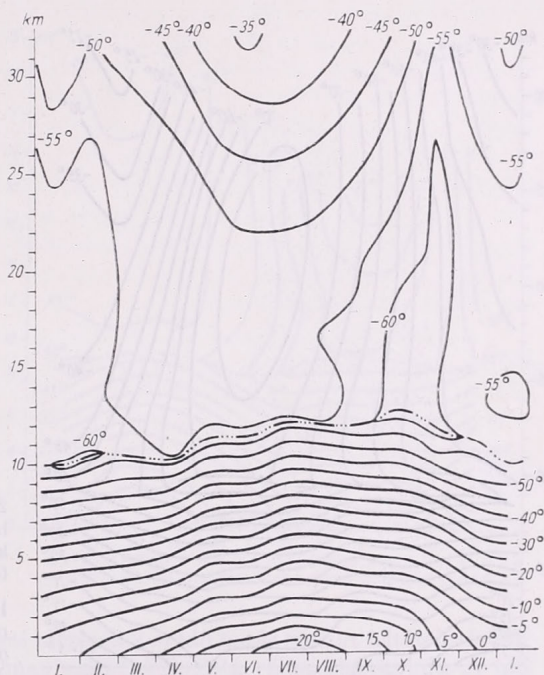
Feldolgozásunk és fejtegetéseink során a következőket tartottuk szem előtt.

A troposzféra hőmérsékleti mezejének a tropopauza magassági helyzetével való kapcsolata a következő: meleg troposzférával magas, hideg troposzférával alacsony tropopauza jár együtt. A troposzféra felmelegedése a tropopauza magasságának emelkedésével a troposzféra lehűlése a tropopauza magasságának csökkenésével kapcsolatos.

A sztratoszféra hőmérsékleti mezejének kapcsolata a tropopauza magasságával éppen ellentétes jellegű. Hideg sztratoszféra mellett a tropopauza magassabban, meleg sztratoszféra mellett a tropopauza alacsonyabban helyezkedik el. A sztratoszféra lehűlése a tropopauza magasságának emelkedésével, a sztratoszféra melegedése a tropopauza magasságának csökkenésével kapcsolatos.

Hangsúlyozzuk, hogy a tropopauza magasságának helyzetét csakis a troposzféra és a sztratoszféra együttes, egymáshoz viszonyított hőmérsékleti mezejével való összefüggésben tettük vizsgálat tárgyává.

Vizsgálatainkban eltekintettünk attól, hogy a troposzférikus felmelegedés, vagy lehűlés okait keressük. Az ok lehet ciklontevékenység, frontátvonulás, adiabatikus hőmérsékletváltozás, vagy akár évszakos hőmérsékleti ingás. Ugyanúgy nem részletezzük a sztratoszféra hőmérsékleti változásait kiváltó, rendszeres éghajlati, advektív, vagy egyéb rendkívüli okokat. Azt tartjuk fontosnak, hogy a hőmérsékleti válto-



1. ábra. A szabad légkör hőmérsékletének és a tropopauza közepes magasságának eloszlása Magyarország felett 1967-ben.

Рис. 1. Среднее распределение температуры свободной атмосферы и высоты тропопавзы над Будапештом в 1967 г.

zások mind a tropozszférában, mind a sztratoszférában különféle okok miatt, akár egymástól függetlenül is, lejátszódnak, és ezek együttes, egymáshoz viszonyított hőmérsékleti értékei meghatározott tropopauza magasságokat alakíthatnak ki.

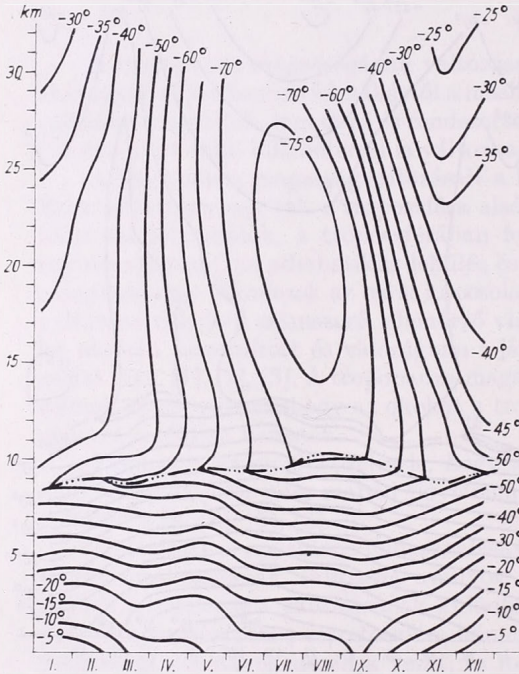
Az 1. ábra a budapesti rádiószondás adatok alapján kiszámított havi közép-hőmérsékletek és a tropopauza havi közepes magasságértékeinek menetét mutatja be az 1967-es esztendőben.

Januártól februárig a troposzféra melegedett, a sztratoszféra hőmérséklete (kb. 20 km-es magasságig terjedő réteget figyelembe véve) változtalan maradt, így a tropopauza emelkedett. Februártól áprilisig a troposzféra tovább melegedett, ugyanakkor a sztratoszféra hőmérséklete is emelkedett, a tropopauza magasság pedig csökkent. Áprilistól augusztusig a sztratoszféra hőmérséklete megközelítőleg változatlan volt, a tropopauza magasságának változása tehát teljes egészében a troposzféra hőmérsékleti mezejének változását követte. Erős troposzferikus hőmérséklet-emelkedés májusban és júliusban a tropopauza magasságának erős emelkedésével, az augusztusi enyhe troposzferikus lehűlés a tropopauza magasságának némi csökkenésével járt együtt.

Augusztustól októberig a troposzférában a hőmérséklet csökkent a tropopauzának alacsonyabb szintre kellett volna áthelyeződnie, mégis a tropopauza októberben érte el közepes magasságának maximumát, mert a sztratoszféra októberben jelentős mértékben lehült.

Novemberben, decemberben és 1968. januárjában a troposzférikus lehülésből és a sztratoszférikus felmelegedésből származó tendenciák találkozását a tropopauza-magasság folyamatos csökkenése követte.

A 2. ábrán a középhőmérséklet és a tropopauza közepes magasságának eloszlását mutatjuk be Mirnij fölött 1965-ben.



2. ábra. A troposzféra és a sztratoszféra hőmérsékletének, valamint a tropopauza közepes magasságának eloszlása Mirnij felett 1965-ben.

Рис. 2. Среднее распределение температуры тропосферы и стратосферы и высоты тропопauзы над Мирным в 1965 г.

Az antarktisi állomás adatainak használata azért célszerű, mert ott a tropopauza magasságának évi menete a budapestivel ellentétes, télen magas, nyáron alacsony a tropopauza.

A tropopauza magasság évi menetének görbéjén februárban, májusban, augusztusban található viszonylagos magasságemelkedések világosan összefüggenek a troposzférában lejátszódott melegedési periódusokkal.

Az évi menet görbéje az augusztusi, téli maximumig emelkedést mutat az általános troposzférikus lehülés ellenére.

Ugyanakkor azonban a sztratoszférában rendkívül erős lehülési folyamat játszódott le, ami a troposzféra termikus hatásával ellentétesen, sőt azt legyőzve idézhette elő a tropopauza magasságának általános emelkedését.

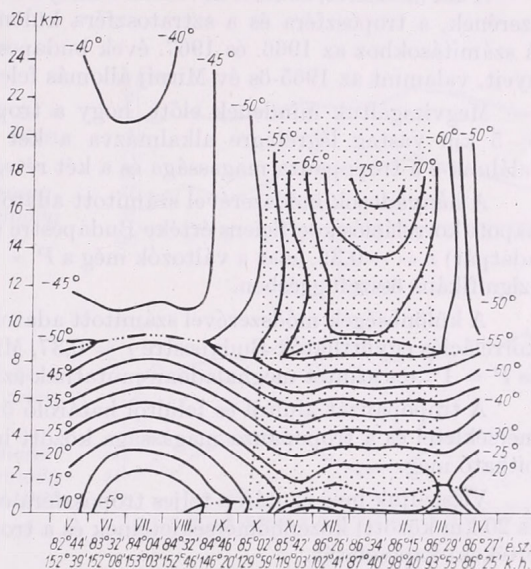
Szeptemberben, októberben, novemberben a gyors troposzférikus felmelegedés ellenére a tropopauza magassága csökkent, a sztratoszférában azonban intenzív melegedési folyamat játszódott le. Az ellentétes hatások eredőjeként, végül is az intenzívebb sztratoszférikus, melegedési folyamat hatása érvényesülhetett, ennek következtében a tropopauza magassága folyamatosan csökkent.

Decemberben a sztratoszferikus felmelegedés folyamata lelassult, majd megállt, a troposzferikus felmelegedés intenzívebbé vált, s ezzel egyidőben a tropopauza magassága emelkedett.

A 3. ábra a közéghőmérséklet és a tropopauza közepes magasságának évi eloszlását mutatja be az 1955 májusától 1956 áprilisáig terjedő időszakban az SZP-5, északisarki, jégen sodródó állomás magaslégköri mérései alapján. [4].

A tropopauza magasság évi menetének érdekessége, hogy két maximuma van, az egyik nyáron, a másik télen.

A sztratoszféra hőmérsékleti viszonyai hasonlóak voltak, az antarktisi Mirnij



3. ábra. A légkör hőmérsékletének és a tropopauza közepes magasságának eloszlása az SZP-5 sodródó állomás felett, 1955 májusától 1956 áprilisig terjedő időszakban. (Az ábra alján az állomás közepes havi koordinátái szerepelnek. A pontozott terület az állandó sarki éjszaka időszakát jelöli.)

Рис. 3. Среднее распределение температуры атмосферы и высоты тропопавзы на дрейфующей станции «СП-5» с мая 1955 г. по апрель 1956 г. (Внизу указаны средние месячные координаты станции. Затемненная область выделяет период полярной ночи.)

felettiéhez. A sztratoszféra hőmérsékleti mezejéből eredő hatás szerint feltételezésünk értelmében csak egy, téli magassági maximumnak kellett volna kialakulnia. A téli maximum mellett azonban kifejezett, a télivel egyenértékű maximum alakult ki nyáron is. A tropopauza nyári, magassági maximuma idején ugyanis az arktisz troposzféra az antarktisiénál jóval erősebben fölmelegedett.

A teljes troposzféra és a sztratoszféra kb. 20 km magasságig terjedő rétegének együttes hőmérsékleti mezeje és a tropopauza magassága közötti kapcsolat további megvilágítására két egyszerű módszert dolgoztunk ki. A számítási módszerek alapelve a következő volt: A teljes troposzféra hőmérséklete egyenes arányban, az alsó sztratoszféra (kb. 20 km-ig) hőmérséklete fordított arányban áll a tropopauza magasságával. Ez azt jelenti, hogy melegebb troposzférával, ill. hidegebb sztratoszférával magasabb, ill. hidegebb troposzférával, melegebb sztratoszférával alacsonyabb tropopauza kapcsolatos. Azaz feltételezhető, hogy

$$H_{tp} = c_1 \frac{T_{tr}}{T_{sz}}$$

ahol H_{tp} a tropopauza magassága, T_{tr} a troposzféra, T_{sz} az alsó sztratoszféra közép-hőmérséklete, c_1 arányossági tényező.

Az eddigiek értelmében a tropopauza magasságával arányos számértéket kapunk akkor is, ha a teljes troposzféra közéghőmérsékletének egy meghatározott alapadat-

tól, számításainkban a januári középhőmérséklettől számított eltéréséhez hozzáadjuk az alsó sztratoszféra ugyancsak januári középhőmérsékletének az aktuális alsósztratoszferikus középhőmérséklettől számított eltérését. Azaz feltételezhető, hogy

$$H_{tp} = c_2 [(T_{tr} - T_{tj}) + (T_{szj} - T_{sz})]$$

ahol T_{tj} a troposzféra, T_{szj} az alsó sztratoszféra januári középhőmérsékletét jelenti, c_2 pedig egy c_1 -től különböző arányossági tényező.

A két összefüggést havi középhőmérsékletekre, ill. a tropopauza magasságának havi középértékeire alkalmaztuk és közöttük korrelációs kapcsolatot kerestünk.

A két módszert, az elsőt nevezzük a hányadosok, a másodikat a különbségek módszerének, a troposzféra és a sztratoszféra különböző vastag rétegeire alkalmaztuk. A számításokhoz az 1966. és 1967. évek budapesti magaslégköri méréseinek eredményeit, valamint az 1965-ös év Mirnij állomás feletti aerológiai adatait használtuk fel.

Megvizsgáltuk mindenek előtt, hogy a tropopauzát alulról és felülről határoló 5–5 km vastag légrétegre alkalmazva a két összefüggést, kielégítő kapcsolatot találunk-e a tropopauza magassága és a két réteg középhőmérséklete között.

A hányadosok módszerével számított adatok és a tropopauza magassága között kapott korrelációs koefficiens értéke Budapestre (24 adatpár) $r = +0,11$, Mirnijre (12 adatpár) $r = -0,32$, azaz a változók még a $P = 10\%$ valószínűségi szinten sincsenek szignifikáns összefüggésben.

A különbségek módszerével számított adatok és a tropopauza magassága közötti korrelációs együtthatók Budapestre $r = 0,37$, Mirnijre $r = 0,74$, $P = 10\%$ -os szintet és $P = 1\%$ -os szintet meghaladóan mutatnak szignifikáns kapcsolatot.

A tropopauzát alulról és felülről határoló 5–5 km vastag légrétegek középhőmérsékletei és a tropopauza magassága között határozott kapcsolat tehát nem állapítható meg.

Vizsgáljuk meg ezután a teljes troposzféra és az alsó sztratoszféra (a tropopauza és 20 km között) középhőmérsékleteinek és a tropopauza magasságának (havi középértékek) kapcsolatát.

Grafikus módszerrel meghatároztuk mind a teljes troposzféra, mind a sztratoszféra (kb. 20 km-es magasságig) rétegeinek havi középhőmérsékletét. Kiszámítottuk a havi középhőmérsékletekből mind a hányadosok módszerével, mind a különbségi módszerrel kapott adatok és a tropopauza magassága közötti korrelációs együtthatókat. A hányadosok módszerével kapott érték Budapestre $r = -0,79$, a változók $P = 0,1\%$ szintet meghaladóan szignifikáns negatív összefüggést mutatnak, Mirnijre $r = -0,58$, $P = 5\%$ szintet meghaladóan mutatnak negatív szignifikáns összefüggést.

A különbségi módszerrel számított korrelációs együtthatók, Budapestre $r = 0,92$, $P = 0,1\%$ szintet, Mirnijre $r = 0,81$, $P = 1\%$ szintet meghaladó szignifikáns összefüggésre utalnak.

Mivel a troposzféra közepes vastagsága minden hónapban más és más, a tropopauza havi közepes magassága nagy mértékben változik, ezért helyesebb, ha a troposzféra közepes havi hőmérsékleti értékeinek megállapításakor figyelembe vesszük az állandóan változó troposzféra vastagságát. Abból a célból, hogy a troposzferikus havi középhőmérsékleteket egymással helyes arányban hasonlíthassuk össze, mindegyik hőmérsékleti értéket elosztottuk az ugyanarra a hónapra számított, km-ekben kifejezett közepes tropopauza magassággal. Ezen számértéket elosztva az alsó sztratoszféra középhőmérsékletének ugyancsak a rétegvastagsággal (egységesen 10 km) osztott értékével, olyan viszonyszámot kapunk, amely feltételezésünk szerint a tropopauza magassággal szorosabb kapcsolatban van, mint a T_{tr}/T_{sz} hányados.

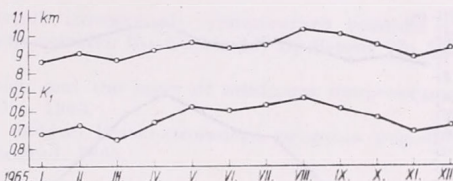
$$\text{Ez viszonyszám: } K_1 = \frac{T_{tr}}{H_{tp}} : \frac{T_{sz}}{10}$$

(a H_{tp} -t km egységekben fejezzük ki.)

A 4. ábra, amely az 1965-ös esztendőben Mirnij felett a tropopauza magasságának évi menetét, és a redukált viszonyszámok módszere alapján kiszámított K_1 adatok évi menetét együtt mutatja be, minden várakozásunkat felül múlta. A viszonyszámok évi menete híven követte az Antarktisz felett mért tropopauza magasságának évi menetét. A korrelációs koefficiens értéke, az $r = -0,89$ nagyobb, mint az előbbi esetben, $P = 0,1\%$ szintet meghaladón is szignifikáns negatív összefüggést mutat.

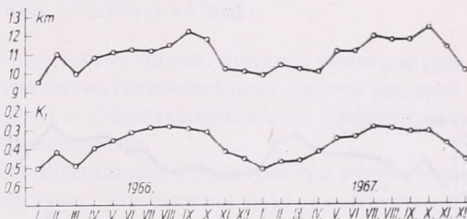
4. ábra. A tropopauza magasságának és a viszonyszámok évi menete Mirnij felett 1965-ben.

Рис. 4. Годовой ход высоты тропопавзы и данных, вычисленных по методу отношений над Мирным в 1965 г.



5. ábra. A tropopauza magasságának és a viszonyszámok évi menete Budapest felett 1966-ban és 1967-ben.

Рис. 5. Годовой ход высоты тропопавзы и данных, вычисленных по методу отношений над Будапештом в 1966 и 1967 гг.



Az 5. ábránkon az előbbi módszer szerint számított, redukált viszonyszámok évi menetét, és a tropopauza magasságának évi menetét tüntettük fel az 1966. és 1967. évek budapesti mérései alapján. A viszonyszámok évi menetének görbéje főbb vonásaiban követi a tropopauza közepes magasságainak évi menetét. Jelentősebb tropopauza magasságváltozások esetében a viszonyszámok változása is jelentősebbek. Egyértelműen oldódik meg az a kérdés, ami az antarktisi állomás és a Budapest feletti tropopauza magasságának ellentétes évi menetéből adódik. Az ellentétes menet a viszonyszámok évi menetében is nyomon követhető. A viszonyszámok évi menete és a tropopauza magasságának évi menete közötti párhuzamosság hiánya, egy-két eltérés kivételével, leginkább a tropopauza magasságának maximumai idején jelentkezik a legszembetűnőbb mértékben. Az $r = -0,90$ még $P = 0,1\%$ szintet is meghaladó negatív szignifikáns összefüggésre utal.

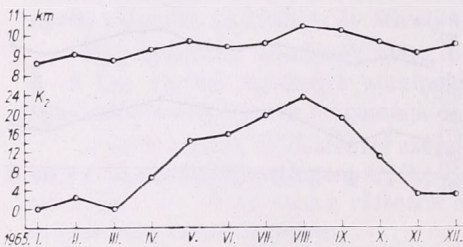
A 6. ábrán a troposzferikus és sztratoszférikus hőmérsékleti eltérések előjel szerinti összeadásából származó és a magassággal redukált adatok (K_2) évi menete és a Mirnij felett 1965-ben mért tropopauza magasságok közepes havi értékeinek évi változása van feltüntetve.

$$K_2 = \frac{T_{tr} - T_{tj}}{H_{tp}} + \frac{T_{szj} - T_{sz}}{10}$$

A redukált különbségi módszerrel meghatározott adatok évi menete különösen a

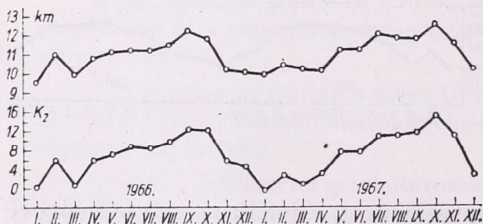
téli hónapokban erősen torzult a tropopauza évi menetéhez viszonyítva. A görbe általános futásának tendenciája egyezik a tropopauza magasságváltozásának tendenciájával. A tropopauza évi menetében februárban, májusban, augusztusban és decemberben tapasztalható pozitív magasságváltozások, nyomokban a különbségi módszerrel számított adatok évi menetében is felfedezhetők. Az $r = 0,89$, a $P = 0,1\%$ szintet is meghaladó szignifikáns összefüggésre utal.

A különbségek módszerét az 1966. és 1967. évekből származó budapesti troposzferikus és sztratoszferikus középhőmérsékletekre is alkalmaztuk. A 7. ábrán ezen adatok évi menetét az ugyanerre az időszakra kiszámított tropopauza magasságok évi meneteivel együtt tüntettük fel.



6. ábra. A tropopauza magasságának és a különbségi módszerrel számított adatok évi menete Mirnij felett 1965-ben.

Рис. 6. Годовой ход высоты тропопавзы и данных, вычисленных по методу разностей над Мирным в 1965 г.



7. ábra. A tropopauza magasságának és a különbségi módszerrel számított adatok évi menete Budapest felett 1966-ban és 1967-ben.

Рис. 7. Годовой ход высоты тропопавзы и данных, вычисленных по методу разностей над Будапештом в 1966 и 1967 гг.

Ezzel a módszerrel a nyilvánvaló torzulások mellett nagyobb hasonlóságot sikerült elérni a két görbe között, mint a viszonyszámok módszerével. Az 1966 szeptemberi és az 1967 októberi tropopauza maximumok egyértelműen fejeződnek ki mindkét görbén. Az antarktisz állomás feletti adatokból, ahol az alsó sztratoszféra évi hőmérsékleti ingása igen nagy, meghaladja a 30° -ot, a viszonyszámok módszere adott elfogadhatóbb eredményt. A Budapest feletti adatokból, ahol a sztratoszféra évi hőmérsékleti ingása 1966-ban és 1967-ben nem haladta meg a 10° -ot (20 km magasságig), a különbségek módszere látszik célravezetőbbnek.

A két módszer azonos elvekre épül, aminek lényege a tropopauza magassága, valamint a troposzféra és a sztratoszféra együttes, egymáshoz viszonyított hőmérsékleti mezeje közötti kapcsolat. A két számítási módszer a troposzféra és a sztratoszféra hőmérsékleti mezeje viszonyának két különböző munkaformulával történt megközelítése. Az antarktisz állomás feletti adatokból, ahol az alsó sztratoszféra évi hőmérsékleti ingása igen nagy, meghaladja a 30° -ot, a viszonyszámok módszere adott elfogadhatóbb eredményt. A Budapest feletti adatokból, ahol a sztratoszféra évi hőmérsékleti ingása 1966-ban és 1967-ben nem haladta meg a 10° -ot (20 km magasságig), a különbségek módszere látszik célravezetőbbnek.

További vizsgálódás eredménye lehet olyan általános érvényű tapasztalati képlet megalkotása is, amely elfogadhatóan leírja a tropopauza magasságát a troposzféra és a sztratoszféra egymáshoz viszonyított hőmérsékleti mezejének jellege alapján.

A formula megalkotásánál feltétlenül figyelembe kell venni a troposzféra és a sztratoszféra évi hőmérsékleti ingását is.

I R O D A L O M

- [1] *Hromov, Sz. P.*: A szinoptikus meteorológia alapjai. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952.
- [2] *Volkonszkij, J. N.*: O pricsinah izmerenyij polozsenyija tropopauzju. *Metyeorologija i Hidrologija*, No 12. 27—29. o. 1957.
- [3] *Borbély, E.*: A tropopauza magasságának és hőmérsékletének változásai. Beszámoló az 1960-ban végzett tudományos kutatásokról. Az OMI hivatalos kiadványai. XXIV. kötet. 6—12. o. Budapest, 1961.
- [4] *Gaigerov, Sz. Sz.*: Voproszju aerologiceszskogo sztroenyija cirkuljacii i klimata szvobodnoj atmosferü centralnoj Arktiki i Antarktiki. *Izdatyelysztvo Akademii Nauk SZSZSZR*. Moszkva, 1962.
- [5] *Koselykov, J. P.*: Isszledovanyie nyeadvektivnüh izmenenyij tyemperaturü vozduha v sztratoszfere pri pomoscsi trajektorij vozdušnüh esasztic. *Geofiziceszskij Bjulleteny* No 17. 36—47. o. Moszkva, 1966.
- [6] *Smith, J. W.*: Vertical temperature distribution and the layer of minimum temperature. *Journal of Applied M.* Boston. 655—667. o. Oct. 1963.
- [7] *Gangyin, L. Sz., Dubov, A. Sz.*: Csiszlenüie metodü kratkoszrocsnogo prognoza pogodü. *Gidrometeorologiceszskoe Izdatyelysztvo*. Leningrad, 1968.

*

ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ ТРОПОПАУЗЫ

В статье рассматривается связь между совместными полями температуры слоев тропосферы и стратосферы разной толщины (относительно высоты нижней части стратосферы приблизительно до 20 км.) и изменениями высот тропопаузы.

Принимались следующие основные предпосылки.

Температура тропосферы прямо пропорциональна, а температура стратосферы обратно пропорциональна высоте тропопаузы. Теплой тропосфере сопутствует высокая тропопауза; нагревание тропосферы связано с повышением высоты тропопаузы. Холодной тропосфере сопутствует низкая тропопауза; охлаждение тропосферы связано с понижением высоты тропопаузы.

В то же время при холодной стратосфере тропопауза располагается выше; охлаждению стратосферы сопутствует повышение высоты тропопаузы. Обратно, при теплой стратосфере тропопауза располагается ниже; нагреванию стратосферы сопутствует понижение высоты тропопаузы.

Обе тенденции бывают при любом варианте в результате климатических особенностей тропосферы и стратосферы, вследствие циклонической деятельности, нагревания в стратосфере, адиабатических изменений температуры, адвекции и т. д.; следовательно как в отдельных случаях так и по средним месячным величинам высота тропопаузы может меняться очень сильно.

Автор не занимался непосредственными причинами изменений температуры в тропосфере и в стратосфере. Он считал важным, что хотя изменения температуры в тропосфере и в стратосфере происходят вследствие разных причин, независимо друг от друга, но при определенных совместных значениях температуры в тропосфере и стратосфере наблюдаются и определенные, связанные с ними высоты тропопаузы.

Имея в виду вышеизложенные основные предпосылки, автор демонстрирует и объясняет среднее распределение температуры в тропосфере и нижней стратосфере и высоты тропопаузы над Будапештом в 1967 г., над Антарктической станцией, «Мирный» в 1965 г., и над Арктической дрейфующей станцией, «СП-5» с мая 1955 г. по апрель 1956 г.

Для дальнейшего освещения связи между совместными полями температуры

слоев всей тропосферы и нижней стратосферы (до высоты 20 км) и высотами тропопаузы, автор разработал два простых метода.

По основам можно предполагать, что

$$H_{tp} = C_1 \frac{T_{tr}}{T_{sz}}$$

где H_{tp} — высота тропопаузы; T_{tr} и T_{sz} — средние температуры тропосферы и нижней стратосферы, C_1 — коэффициент пропорциональности.

По основным предпосылкам высота тропопаузы будет пропорциональна также сумме отклонения средней температуры всей тропосферы от определенного основного значения, именно от средней температуры в январе, и отклонения средней температуры нижней стратосферы от средней ее температуры в январе.

Можно предполагать, что $H_{tp} = C_2[(T_{tr} - T_{tj}) - (T_{szj} - T_{sz})]$ где T_{tj} и T_{szj} — средние январские температуры тропосферы и нижней стратосферы, C_2 — коэффициент пропорциональности, отличающийся от c_1 .

В оба уравнения подставлялись средние месячные данные температуры и высоты тропопаузы, и автор искал корреляционную связь между ними.

Те же методы — первый из них называем методом отношений, второй — методом разностей — применяются к слоям тропосферы и стратосферы различной толщины.

В расчетах автор пользовался результатами аэрологических наблюдений на станции Будапешт в 1966 и 1967 гг., и на ст. Мирный в 1965 г.

Прежде всего исследовался вопрос: можно ли, применяя оба метода к слоям, которые ограничивают тропопаузу сверху и снизу, каждый толщиной в 5 км, получить удовлетворительную связь между высотой тропопаузы и средними температурами двух слоев.

Значения коэффициентов корреляции между высотами тропопаузы и данными, вычисленными по методу отношений равны для Будапешта 0,11, для Мирного — 0,32; между высотами тропопаузы и данными, вычисленными по методу разностей для Будапешта 0,37 и для Мирного 0,74.

Определенной связи между средними температурами указанных слоев, ограничивающих тропопаузу сверху и снизу, и высотами тропопаузы обнаружить не удалось.

Затем исследовалась связь между средними температурами всей тропосферы и нижней стратосферы (до 20 км) и высотами тропопаузы. Коэффициенты корреляции между высотой тропопаузы и данными, вычисленными по методу отношений, равны для Будапешта — 0,79, для Мирного — 0,58; между высотами тропопаузы и данными, вычисленными по методу разностей, равны для Будапешта 0,92, для Мирного 0,81.

Так как средняя толщина тропосферы в каждом месяце может сильно изменяться, представляется более правильным иметь в виду постоянно изменяющуюся толщину тропосферы для определения средних месячных температур в тропосфере. Тогда мы получаем новое редуцированное к толщине тропосферы отношение:

$$K_1 = \frac{T_{tr}}{H_{tp}} : \frac{T_{sz}}{10}$$

H_{tp} в единицах км.

Значения коэффициентов корреляции между высотой тропопаузы и данными, вычисленными по методу редуцированных отношений (K_1) равны для Будапешта — 0,90, для Мирного — 0,89.

Применялась редукция к изменяющейся высоте и для метода разностей

$$K_2 = \frac{T_{tr} - T_{tj}}{H_{tp}} + \frac{T_{szj} - T_{sz}}{10},$$

H_{tp} в единицах км.

Коэффициенты корреляции между высотой тропопаузы и данными, вычисленными по методу редуцированных разностей (K_2), равны для Будапешта 0,96, для Мирного 0,89.

Полученные результаты свидетельствуют о тесной связи между высотой тропопаузы и соответствующими полями температуры тропосферы и нижней стратосферы. С помощью этих соотношений можно объяснять особенности годового хода высоты тропопаузы, именно — обратный ход высоты тропопаузы над Будапештом и Мирным.

Ventura Eduárd:

A villámok gyakorisága és kapcsolatuk a zivatarok labilitási energiájával

Frequency of Lightning Discharges and Its Relation to the Lability Energy of Thunderstorms. (Summary). The lightning-counting net work of the Hungarian Meteorological Service is equipped with Sullivan's apparatus. At Budapest and at Siófok, a five-channel variety of this apparatus is in operation. Four of them are mainly sensitive to lightning strokes that are ground strokes at distances within 20, 50, 80 and 160 kilometres, respectively, while the fifth one is equally sensitive to ground strokes and cloud discharges within a distance of 50 km. The equipment installed at Budapest is possessing also registering devices on its channels for 50 and 160 km. In *Table I.* the numbers of strokes observed by the various channels of the five-channel instrument are listed. During the spring months, the number of lightning discharges is relatively small followed by a rapid increase in June, and a gradual decrease from September. In the years 1966 and 1967, the number of ground strokes was about the half of the total number of ground and cloud discharges occurring in the same region. From the thunderstorms observed within a distance of 50 km, 65% could be listed as weak, 21% as moderate and 14% as violent thunderstorms. (*Table II.*) 80 per cent of the moderate and violent thunderstorms occurred in the afternoon hours. According to *Table III.*, 74% of the thunderstorms occurred on days with a single thunderstorm, and 26% of them occurred on days which had at least two consecutive thunderstorms within the 50 km area. As to the diurnal variation of thunderstorm frequency, the maximum occurs in the after-

noon and evening hours, while the minimum is occurring in the forenoon. (*Fig. 1.*) In the region of Budapest, only in the mid-summer months occurred thunderstorms at every hour of the day. In the course of our investigations, we sought for a relation between the intensity of the electrical activity of thunderstorms on the one hand and the amount of the lability energy on the other hand. (*Fig. 2.*) We found that the moderate, and mainly the violent thunderstorms, are occurring only at certain values of lability, namely $SSI \leq 2$. Finally, on the figure that is presenting the relation existing between the electrical activity of thunderstorms on the one hand and the simultaneously observed diurnal precipitation amount on the other hand, the strong scatter of observation points is indicating, that the relation between the two factors in question is a very loose one. The value of the correlation coefficient is only 0,40. The probable error of this correlation coefficient has been found to be 1/9, which is nevertheless indicating a real connection. Thus, thunderstorms that are violent ones in respect of their electrical activity are generally yielding higher amounts of precipitation.

*

A századforduló éveiben világszerte, s így hazánkban is előtérbe került a villámcsapások vizsgálata. 1881-ben Heller Ágoston tanár foglalkozott a zivatarok megfigyelésével és feldolgozásával. Szalai László 1883-tól gyűjtötte a villámcsapások adatait, mintegy 1300 zivatarjelző állomás jelentései

alapján. 1901-ben megjelent dolgozatában több helyen is rámutat az észlelési anyag hiányosságaira, amelyek csak műszeres megfigyelésekkel küszöbölhetők ki. [1].

Az első zivatarjelző műszert Popov szerkesztette. Popov után a francia *Ducretet*, az angol *Glew*, majd 1898-ban az olasz *Boggio-Lera* készített villámszámlálót [2]. Fényi Gyula és *Schreiber* János már 1900-ban, tehát világviszonylatban is az elsők között készített villámszámlálót, regisztráló berendezéssel együtt.

számláló működik a debreceni Kossuth Lajos Tudomány Egyetem, valamint a szegedi József Attila Tudomány Egyetem meteorológiai tanszékén.

A hazai hálózatban a *Sullivan-CCIR* típusú készüléket alkalmazzuk. A műszer négy csatornája főleg a talajkisülésekre érzékeny 20, 50, 80 és 160 km távolságból. Az 5. csatorna pedig a talaj és felhőkisülésekre egyaránt érzékeny, 50 km távolságból. A műszer tranzisztorokkal működik [3]. Ilyen műszer van a budapesti, a siófoki, a

I. T Á B L Á Z A T

A villámszámok havi összegei a budapesti villámszámláló adatai alapján (1966—1967)

Hó:	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	
CCIR	372	391	4364	1845	2388	259	187	9806
20 km	135	128	1357	1208	1185	115	89	4217
50 km	172	220	1693	1300	1396	128	112	5021
80 km	545	615	4235	3108	3650	411	280	12844
160 km	1719	1950	12294	8609	9397	1521	748	36238

Szintén az 1900-as évek elején készült el *Lancetta* elektrotellurographja Olaszországban. Hazánkban *Roediger* Lajos, valamint *Palatin* Gergely készített zivatarjelzőt, amelyek a korábbi műszerektől csak bizonyos részletmegoldásokban tértek el.

Szalai tudósítása szerint az 1900-as évek elején Magyarországon 7, külföldön pedig 8 helyen működött *Fényi*-féle villámszámláló, többek között Potsdamban, Lissabonban, Nürnbergben és Manilán. Említésre méltó még, hogy a *Boggio-Lera* készülékből is mintegy 5—6 működött hazánkban, amelyek a Meteorológiai Intézet műhelyében készültek, *Konkoly-Thege* Miklós útmutatása alapján. *Konkoly* a regisztráló óraszerkezet, és a felfogórendszer gyökeres átalakításával a műszer megbízhatóságát lényegesen megjavította.

Fényi Gyula az 1901 nyarán Kalocsán regisztrált adatokból a villámok számának napi menetére lényegében ugyanolyan értékeket kapott, mint amilyeneket a mai elektronikus műszerekkel nyerünk.

Hazánkban az 1960-as években az Országos Meteorológiai Intézet a Villamosenergetikai Kutató Intézettel együttműködve, villámszámláló hálózatot létesített.

Az állomások helyét úgy választottuk meg, hogy kielégítse a távvezetékek építése szempontjából felmerülő igényeket, és hozzájáruljon hazánk villámviszonyainak jobb megismeréséhez. Az alaphálózat a következő állomásokból áll: Budapest, Siófok, Pápa, Piskésető, Debrecen-Főiskola, Szarvas. A fenti állomásokon kívül villám-

debrecen-egyetemi, és szeged-egyetemi állomáson. A hálózat többi állomásán a műszer egyszerűsített változata működik, amely csak az 50 km sugarú körzetben előforduló talaj-, valamint talaj- és felhővillámokat érzékeli. A budapesti műszer 50 és 160 kilométeres csatornához regisztráló készülék is csatlakozik.

Tanulmányunkban a Budapesten az 1966. és 1967. évek nyári félévében regisztrált villámszámokkal foglalkozunk.

Az I. táblázat a villámok számának havi összegeit tartalmazza Budapest 50 km-es körzetében. A két év április és május havában közel azonos értékű, viszonylag kevés villám volt. Június folyamán a villámok száma ugrásszerűen nőtt, s kb. azonos szinten maradt a következő két hónap folyamán is. Szeptemberben a villámok száma az előző havinak mintegy tizedére csökkent, s ez az érték október hónapban sem változott lényegesen. Novemberre a villámok száma gyakorlatilag nullára csökkent. (A téli hónapok zivatarainak villámszáma néhány villám/nap olyan csekély, hogy a villámszámláló zavar szintjében elvész.)

Korábbi vizsgálatainkkal [4] egyezően 1966—1967-ben nyáron a talajvillámok száma mintegy 50%-a volt az azonos körzetben előforduló talaj- + felhővillámok összegének (CCIR csatorna). *Kolokolov* és *Kamüsanova* [5] hasonló eredményeket kapott a Szovjetunióban alkalmazott villámszámláló alapján, nevezetesen ez az arány Vojekovóban 50%, Kiebben és Ognesszában 40% volt 1964-ben. Említésre

méltó, hogy ez az arány mind 1966, mind 1967. júniusában jóval az 50% alatt maradt (39%), júliusban viszont 70%-ra nőtt.

Az állomás 20 km-es körzetében előfordult villámok száma csak 16%-kal kevesebb az 50 km-es körzetben észlelt villámok számánál (1966-ban 20%-kal), holott a 20 km-es körzet területe csupán 1/6-a az 50 km-es körzet területének. Hasonló eredményekre jutott *Béll Béla* [6], amikor a vonatkoztatási terület nagyságának növelésével a zivataros napok számának növe-

határozása. Ezt az értéket felhasználhatjuk a zivatarok elektromos tevékenységének jellemzésére (*II. táblázat*). A gyakorisági osztály-közökön belül négy napszakra adjuk meg a zivatarokban előfordult villámok számát. A táblázat az 1966–1967. években az 50 km-es körzetben előfordult 94 zivatar adatait tartalmazza. Közülük 61 zivatarban a villámok száma nem haladta meg a 25-öt, ezeket a zivatarokat a gyenge elektromos tevékenységű zivatarok kategóriájába sorolhatjuk. Mérsékelt elektro-

II. T Á B L Á Z A T

Egy zivataron belül előforduló villámok száma Budapest 50 km-es körzetében (1966–1967)

Jelleg:	Gyenge				Mérsékelt												Erős											
	1—25				26—50			51—75			76—100			101—150			151—200			201 ≤								
Villámok száma:	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4				
napszak																												
Hó	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
III							1																					
IV	2	4					1		1																			
V	3	4	3										1															
VI	3	7	5	1	1	1		1					1			3				1				2				
VII	2	4		6	1	1					2									2							2	
VIII	1	5	2	1			2						1	1													2	1
IX	3	4	1				1				1																	
X	1						1				1																	
Σ	62				11				5				4				3				3				7			

1 = 07—13h; 2 = 13—19h; 3 = 19—01h; 4 = 01—07h.

kedését vizsgálta Budapest körzetében. Azt találta, hogy Budapest 20 km-es körzetében észlelt zivataros napok száma mintegy 20—25 %-kal kevesebb az ugyanezen időszakra, de 50 km-es körzetre vonatkozó zivataros napok számánál.

Siófokon a 20 és 50 km-es csatornákon észlelt villámok aránya azt mutatja, hogy ott a vonatkoztatási területtel arányosan nő a villámok száma. Mivel a két állomás műszerei azonosak, a budapesti 20 km-es csatornán mutatózó villám többletet helyi hatásokkal magyarázzuk. Elsősorban a budai hegyvidék domborzatának hatása, valamint a nagyváros beépített területének erős felmelegedése révén keletkező labilizálódási folyamat jöhet számításba.

Az 50—80—160 km-es csatornákon észlelt villámok száma egyenesen arányos a vonatkoztatási terület nagyságával, Budapesten is.

A budapesti villámszámláló regisztrátumok alapján lehetővé vált az egy zivataron belül előfordult villámok számának meg-

mos tevékenységének nyilvánítható 26—100 villám (20 zivatarban), míg az ennél erősebb elektromos tevékenységű zivatarok száma 13 volt.

Elektromos tevékenységüket tekintve erős zivatarok főleg a nyári félév középső hónapjaiban fordulnak elő, míg az évszak elején és végén keletkező zivatarokban lényegesen kisebb a villámok száma.

Említésre méltó, hogy gyenge zivatar a nap bármely szakában előfordulhat, de az 50 villám/zivatar értéket meghaladó erős-ségű zivatarok 80%-a a délutáni, 20%-a az esti órákban keletkezett.

A *III. táblázatban* azon napok havi számát adjuk meg, amelyeken Budapest 50 km-es körzetében, egy, ill. két zivatar fordult elő. Külön zivataroknak vettük azokat, amelyek között legalább 1 órán keresztül egyetlen villámot sem jelzett a műszer. Az így megszabott feltételek mellett a 84 zivataros nap közül 74 napon csak 1, 10 napon pedig 2 zivatar volt Budapest 50 km-es körzetében.

III. TÁBLÁZAT

*Napok száma egy és két zivatarral Budapest 50 km-es körzetében
(1966—1967)*

Hó:	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	Σ
1 zivatar	1	8	9	19	16	10	8	3	74
2 zivatar	0	0	1	3	3	2	1	0	10

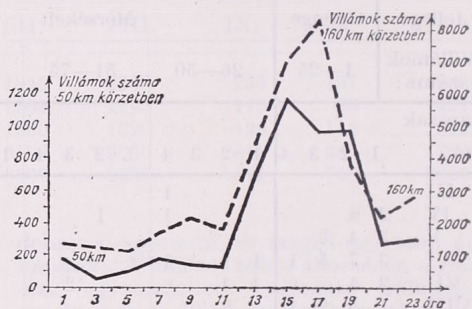
Az 1. ábrán Budapest 50 és 160 km-es körzetében észlelt villámszámok 2 óránkénti összegeit tüntettük fel. A villámszámok maximuma az 50 km-es körzetben 15 óra tájban van, az esti és reggeli órákban gyenge, a rövid adatsorból statisztikailag nem igazolható másodmaximumok figyelhetők meg. A 160 km-es körzetben az abszolút maximum kb. 17 óraker mutatkozik.

A villámszámok 2 óránkénti összegeinek havonkénti eloszlása (IV. táblázat) szerint 1966—67-ben júliusban a nap minden 2 órájában volt legalább 1 villám. A nyári félév átmeneti hónapjaiban, 1967-ben a hajnali órákban nem észleltünk villámot. A villámszámok napi maximuma mintegy 4—5 órával követi a napmagasság, s mintegy 2—3 órával a talajhőmérséklet maximumát.

A légkörben uralkodó labilitás mértékének jellemzésére a szinoptikai gyakorlatban számos paraméter használatos. Vizsgálatainkat az irodalomból ismert ún. SSI stabilitási index és a zivatark elektromos tevékenységének kapcsolatára végeztük el. Götz-Pápainé [7] kimutatták, hogy a különböző indexszámok között nincs olyan érdemi eltérés, amely bármelyiket a többi elé helyezné.

A 2. ábrán a függőleges tengelyre a 19—7, 7—13, 13—19 óra közötti villámszámok összegeit, a vízszintes tengelyre pedig a 06, 12, 18 óraker végzett rádiószondás mérés-

sekből számított megfelelő SSI indexszámok értékeit tüntettük fel. Tekintettel arra, hogy a villámkisülés értékek Budapest 50 km-es körzetére vonatkoznak, az adatok összevethetősége mind térben, mind időben



1. ábra: A villámszámok kétóránkénti összegei Budapest 50 és 160 km-es körzetében. 1966—1967.

biztosított, azzal az egyszerűsítő feltétellel, hogy az SSI-indexeket a 6 órás időközökre reprezentatívnek tekinthetjük.

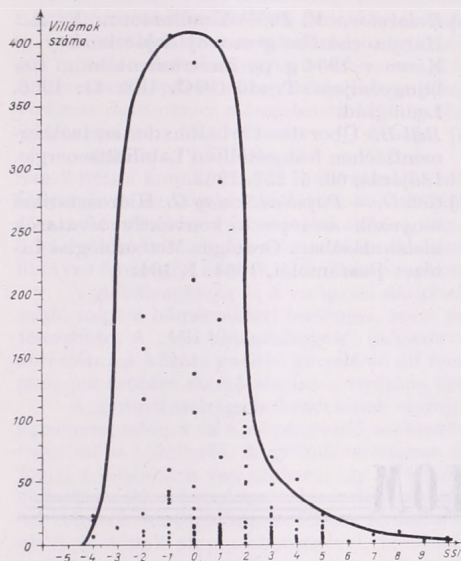
Szembetűnő, hogy gyenge zivatar az SSI-index +5 és -4 közé eső bármely

IV. TÁBLÁZAT

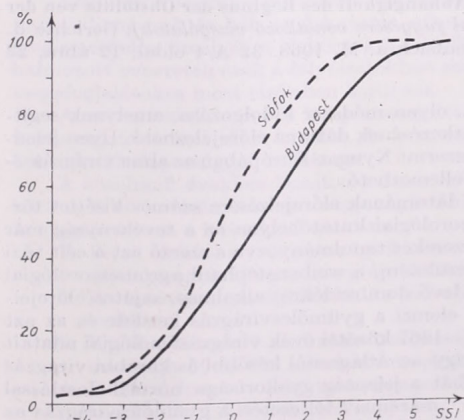
Budapest 50 km-es körzetében észlelt villámszámok kétóránkénti összegei

hó-óra:	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
0—2	.	.	13	10	2	9	5	.
2—4	.	.	.	6	15	2	.	3
4—6	.	.	.	3	19	3	.	.
6—8	.	.	.	5	6	.	5	.
8—10	37	.	.	.
10—12	.	4	3	10	10	.	.	.
12—14	2	3	10	58	34	21	16	.
14—16	2	2	52	70	389	6	52	62
16—18	3	1	37	183	130	92	2	.
18—20	.	1	15	96	322	34	5	4
20—22	.	.	11	6	19	21	2	.
22—24	.	2	2	3	16	8	3	.

értékénél felléphet. Mérsékelt, de különösen az erős zivatarok esetén az SSI-index $+2$ és -2 közé esett. Említésre méltó, hogy a szélsőségesen erős labilitást képviselő -3 , -4 SSI-index esetén a zivatarok elektromos tevékenysége általában gyenge volt.

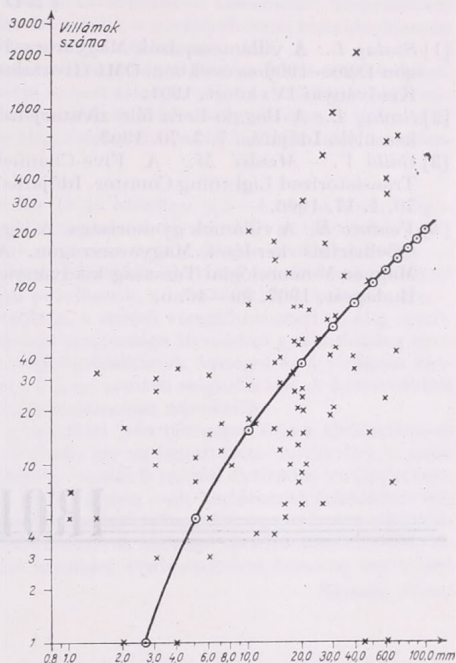


2. ábra: Az SSI stabilitási index kapcsolata a villámkisülések számával. Budapest, 1966—1967.



3. ábra: Különböző SSI stabilitási indexhez tartozó zivatarok kumulatív gyakorisága.

A 3. ábrán az 1966—67-ben Budapest 50 km-es körzetében villámszámlálóval észlelt zivatarokkal közel egyidőben mért SSI-indexszámok összeggörbéit (folyamatos görbe), valamint a Siófok térségében észlelt zivatarok és SSI-indexszámok közötti kapcsolatot reprezentáló összeggörbét



4. ábra: A zivatarokon belüli csapadék kapcsolata a villámkisülések számával Budapest 50 km-es körzetében. 1966—1967.

(szaggatott vonal) tüntettük fel. A két görbe futása egyezik, különösen az erős labilitást jelentő negatív SSI-indexszámok tartományában. A pozitív tartományban mutatózó kisebbfokú eltérés feltehetően azzal magyarázható, hogy a műszeres megfigyelések a siófoknál nagyobb területről származnak, másrészt a gyenge, távoli zivatarok is feldolgozásra kerültek. Ezt a kis eltérést leszámítva a műszeres zivatarfigyelések alátámasztják Götz-Pápainé műszernélküli zivatarfigyeléseken alapuló eredményeit.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a labilitás mértéke befolyással van a zivatarok elektromos tevékenységének erősségére, de önmagában véve nem meghatározó jelentőségű.

Megvizsgáltuk még az 1966—67 években

Budapest 50 km-es körzetében előfordult, 74 zivataros napon hullott esapadék, és az ugyancsak 50 km-es körzetben egyidejűleg mért villámkisülések száma közötti kapcsolatot (4. ábra).

A pontok erős szórása arra utal, hogy a két tényező közötti kapcsolat nem szoros.

A korrelációs együttható értéke 0,40. A valószínű hiba a korrelációs együttható 1/9 részének adódott, tehát a kapcsolatot reálisnak tekinthetjük. Végeredményben kimondható, hogy az elektromos tevékenységüket tekintve erős zivatarok általában nagyobb esapadékhozammal járnak együtt.

I R O D A L O M

- [1] Szalay L.: A villámcsapások Magyarországon 1890—1900-as években. OMI Hivatalos Kiadványai IV. kötet. 1901.
- [2] Szalay L.: A Boggio-Lera féle zivatarjelző készülék. Időjárás, 7. 3. 70. 1903.
- [3] Galló V. — Mezösi M.: A Five-Channel Transistorized Lightning Counter. Időjárás, 70. 1. 17. 1966.
- [4] Ventura E.: A villámok gyakorisága. A jég-ésélháritás kérdései Magyarországon. A Magyar Meteorológiai Társaság kiadványa. Budapest, 1967. 39—46. o.
- [5] Kolokolov, V. P. — Kamusanova, V. A.: Karakterisztika grozovoj dejátelnosztvi v Kieve v 1964 g. po insztrumentálnium nabljudzenijam. Trudü GGO, 188. 11. 1966. Leningrád.
- [6] Bell B.: Über das Verhalten der an Isothermenflächen festgestellten Labilitätsenergie. Időjárás, 66. 5. 257. 1962.
- [7] Götz G. — Pápainé Szalay G.: Hidrosztatikai tényezők szerepe a konvektív zivatarok kialakulásában. Országos Meteorológiai Intézet Beszámoló, 1964. I. 104.

I R O D A L O M

LAWRYNOWICZ, R.: Untersuchungen zur Abhängigkeit des Beginns der Obstblüte von der Witterung (A gyümölcsvirágzás kezdetének időjárási függésére vonatkozó vizsgálatok). Berichte d. Deutschen Wetterdienstes. Band 15, Nr. 111. Offenbach a. M. 1968. 32 A/4 oldal, 12 ábra, 23 táblázat.

A növényfenológiai kutatások egyik feladata, olyan módszer kidolgozása, amelynek segítségével a fontosabb növényfejlődési fázisok bekövetkezésének dátuma előrejelezhető. Ilyen jelenség pl. a tavasz kezdete, amely a korábbi kutatások szerint Nyugat-Európában az alma virágzás — általánosabban a gyümölcsvirágzás — kezdetével jellemezhető.

A szerző utal arra, hogy a gyümölcsvirágzás dátumának előrejelzésére számos kísérlet történt, s jelenleg az NSZK területén több agrometeorológiai kutatóhelyen ez a tevékenység már évek óta eredményesen folyik. Az előrejelzési módszereket tanulmányozva a szerző azt a célt tűzi maga elé, hogy működési helyére, illetve annak területére, a weihenstephani agrometeorológiai kutatóhelyre (Münchenből 35 km-re NE irányban levő dombvidékre) alkalmas, sajátos előrejelzési módszert dolgoz ki. Első lépésként behatóan elemzi a gyümölcsvirágzás kezdetét és az azt kiváltó meteorológiai elemek kapcsolatát. Az 1953—1967 közötti évek virágzásfenológiai adatait (alma, körte, csonthéjasok) elemezve kimutatja, hogy az átlagnál későbbi és korábbi virágzás dátumok gyakorisága nagyobb az átlagosénál, tehát a jelenség gyakorisága normál-eloszlással nem írható le. Általánosságban megállapítja, hogy „márciusi” tél esetén a gyümölcsvirágzás az átlagnál későbbben kezdődik, ha azonban a talajfagy már február végén felenged, korai virágzás várható.

A gyümölcsvirágzás kezdeti időpontja és a hőmérséklet kapcsolatát a szerző a hőmérsékleti óra/fok összegek felhasználásával vizsgálja. Ezzel kapcsolatban megjegyzi, hogy a hőmérsékleti

összegek alkalmazásakor fel kell tételezni azt, hogy a növényfejlődés és a hőmérséklet között lineáris kapcsolat áll fenn. Ez adott esetben tavasszal, a gyümölcsvirágzásig teljesül is.

A hőmérsékleti óra/fok összegeket, változó kezdődátumoktól és különböző hőmérsékleti küszöbértékektől számítva a szerző eredményeként megállapítja, hogy kezdődátumnak (Starttag) a január 1. és a március 10. egyformán jól bevált. A legalkalmasabb hőmérsékleti küszöbérték (Basistemperatur), amelynél a szórás értéke a legkisebb, 6°C . Hangsúlyozza azonban, hogy e dátumok illetve hőmérsékleti küszöbérték, *statisztikai értékek*, s így a növényfejlődés-hőmérsékleti összeg kapcsolata is *statisztikai természetű, közvetlen biológiai értelmezés nélkül*.

Ez utóbbi megállapítást külön is kiemeli azért, mert hazai szakkörökben az agroklimatológiai kutatás módszereivel gyakorlati feladatok megoldása érdekében kiszámított hőmérsékleti küszöbértékeket vagy hőmérsékleti összegeket rendre felcserélik a növényéleti kutatások során meghatározott hőmérsékleti küszöbértékekkel, illetve a hőmérsékleti igényvel.

A továbbiakban a tanulmány a gyümölcsvirágzáshoz szükséges hőmérsékleti óra/fok összegek menetét elemzi az egyes években, majd bemutatja annak átlaggörbéjét az idő függvényében. A következő lépés az előrejelzési módszer alkalmazása az 1966. és 1967. évek példáján. A gyümölcsvirágzás dátumának előrejelzését 1953-ig visszamenőleg utólag elvégezve kitűnik, hogy az előrejelzést március 15-én készítve ± 8 nap;

április 1-én készítve ± 7 nap,

míg 2 héttel annak átlagos bekövetkezése előtt, április 15-én készítve $\pm 3-4$ nap a különbség a tényleges és az előrejelzett dátum között. Miután egy kora-tavaszi dátum után az előrejelzés javítása a hőmérséklet várható alakulására támaszkodik, e bemutatott módszer eredményessége „a hőmérséklet hosszútávú előrejelzésének sikerével áll vagy bukik”. Kedvező esetben e módszerrel hiányzó fenológiai adatok $\pm 2-3$ napos pontossággal pótolhatók, a hőmérsékleti sorok alapján.

A globálisugárzás és a virágzási dátumok kapcsolata, a szerző vizsgálatai szerint, alig szorosabb, mint a hőmérsékleti összeggel, ezért az előrejelzés pontossága ilyen módon gyakorlatilag nem fokozható. A „téli hidegösszegek” (negatív napi középhőmérsékletek összege) és a virágzás kezdeti dátuma között pozitív korreláció áll fenn, amely 5%-os szinten szignifikáns. A hőmérsékleti összegnek szórása szerző szerint a virágzás késésével párhuzamosan növekszik.

A gyümölcsvirágzás kezdetének előrejelzése, gyakorlati jelentőségénél fogva elsősorban az agrometeorológus és a növényvédő szakembereket érdekli, így az ismertetett tanulmány is azok figyelmébe ajánlható. A gyümölcsvirágzás előrejelzésére legalább másfél évtizedes virágzásfenológiai adatsorokra van szükség, így erre hazánkban jelenleg még csak korlátozott mértékben kerülhet sor. Ahol azonban ezek rendelkezésre állanak ott kísérleti jelleggel érdemes lenne e kérdéssel behatóbban foglalkozni. Ehhez az ismertetett tanulmány az idevágó szakirodalom áttekintésével és annak alapos elemzésével, továbbá a saját kutatási eredményeivel hasznos segítséget nyújt.

Szakály József

ТВЕРСКОЙ, Б. А.: Динамика радиационных полей земли (A Föld sugárzási öveinek dinamikája). Moszkva 1968, Nauka-kiadás, 222 oldal, 37 ábra, $20 \times 12,5$ cm.

Légkörünk legkülső övezetéről, az úgynevezett sugárzási övekről még alig 10 esztendő óta van tudomásunk és bár az űrkutatás sokat tett ezeknek a legmagasabb légköri rétegeknek a megismerésére, amelyek a légkörnek a világűr felé való határát alkotják, az utóbbi években felhalmozott ismeretek csak a folyóiratokban szétszórtaan álltak rendelkezésre, monografikus jellegű összefoglalásukra most először kerül sor.

Amint a munka címe is kifejezésre juttatja, a könyv elsősorban a sugárzási övezetek keletkezésének feltárását tűzte ki célul, de természetesen ennek előfeltétele, hogy megfelelő leíró részeket is kellő alaposággal tartalmaz.

A közelmúlt években lezajlott számos vita után ma már tisztázottnak tekinthető, hogy légkörünk felső határán összesen négy sugárzási öv különböztethető meg. Ezt a felosztást a szerző is magáévá teszi a következő alakban:

1. Belső elektronöv (magassági fekvése $3 a$ -nál kisebb, ha a -val a Föld sugarát jelöljük; az elektronok átlagos energiája 100 kiloelektronvolt).
2. Protonöv (magassági fekvés $3 a$ és $4 a$ között, a protonok átlagos energiája 100 kiloelektronvolt).
3. Külső elektronöv alsó része (magassági fekvése $4 a$ és $5 a$ között, az elektronok átlagos energiája 50 és 200 kiloelektronvolt közt).
4. Külső elektronöv felső része (magassági fekvése $5 a$ felett, az elektronok átlagos energiája közelítőleg 1 kiloelektronvolt.)

(A felsorolásban szereplő magasságok geocentrikus magasságokat jelentenek, a meteorológiában viszont a földfelszíntől számított magasság használatos, ezért meteorológiai célokra a fenti adatok mindegyikében a számegyütthatót 1-gyel csökkenteni kell, pl. a belső elektronöv meteorológiai skálában való magassága $2 a$ -nál kisebb).

A négy sugárzási öv közül a felső három természetes eredetűnek és állandó jellegűnek tekinthető. A legalsó ellenben a magaslégtérbeli nukleáris robbantásoknak a terméke, tehát újkeletű és múlt jellegű, ideiglenes képződmény.

A munka a kitűzött anyagot a következő beosztásban tárgyalja. *I. fejezet:* A Föld magnetoszférájának fizikai viszonyai. (Ez a fejezet bevezetésként tartalmazza a földi magnetoszféra bonyolult szerkezeti felépítésének, úgyszólván „anatómiájának” világos és részletes leírását szövegben, és megfelelő, jól áttekinthető ábrákkal). *2. fejezet:* A Föld sugárzási övei. (A tárgyalás világosan szétválasztja a magnetoszféra és a sugárzási övek fogalmát, tekintettel arra, hogy utóbbiak csak a magnetoszférának bizonyos kiváltságos részeit alkotják). *3—4. fejezet:* A sugárzási övek kialakulása a Föld mágneses erőtere által befogott villamos töltésű részecskékből. *5. fejezet:* A sugárzási övek állandósága.

A könyv a „*Szovremennüje Problemü Fiziki*” (A fizika korszerű problémái) című sorozatban jelent meg, jelölül annak, hogy a felső légkör fizikájának nyitott kérdései ma a fizikusok világában is nagy érdeklődésre tartanak számot.

A munkát 156, hivatkozásból álló szakirodalmi jegyzék zárja le, amelyben majdnem kivétel nélkül az 1960-as évtizedben megjelent dolgozatok szerepelnek.

Aujeszký László

ФРАНК, Д. А. — КАМЕНСКИЙ: Плазма—четвертое состояние вещества (A plazma — az anyag negyedik halmazállapota). 3. kiadás, Moszkva, Atomizdat, 1968. 160 old., 47 ábra, 20 × 12,5 cm.

A meteorológiában két fontos esetben van dolgunk plazmákkal: az alsó légkörben a villámcsikülések állnak plazmából, a felső légkör pedig teljes egészében plazmaállapotban van. Ezért a meteorológus nem zárkózhat el a plazmafizika alapvető eredményeinek tanulmányozása elől. Erre gyors és kényelmes megoldást jelent az előtűnt fekvő kis monográfia, amelynek értékét az is bizonyítja, hogy immár harmadik kiadásban kerül a könyvpiaçra, éspedig nem kevesebb mint hetvenezer példányban, ami még a Szovjetunió arányai között is hatalmas példányszámot jelent egy természettudományos tárgyú munka számára.

A munka a tudományos monográfiákban szokásos gyakorlattal szakítva, nem tagozódik nagyobb fejezetekre, hanem 53 rövid paragrafusból tevődik össze, és a tartalomjegyzék lehetővé teszi, hogy mindenki az őt leginkább érdeklő részletkérdéseket keresse ki magának.

A könyv a plazmafizikának elsősorban nem a meteorológiai, hanem a magfizikai vonatkozásait helyezi előtérbe, és bemutatja a magfizió gyakorlati megvalósítására irányuló kísérletek plazmafizikai alapjait. Mindazonáltal a meteorológus haszonnal forgathatja a könyv bevezető részeit, és érdeklődésre tarthat számot, légkörfizikai szempontból a 124—129. oldalon található szakasz is, amely a rádiófrekvenciás sugárzásoknak a plazmában való áthatolását tárgyalja.

Aujeszký László

ЩЕРБИН, М. И.: Микроклиматология (Mikroklimatológia) Izdatelstvo Kijevszkovo Universzitetá, 1968. 210 old., 8 ábra, 44 táblázat, 15 × 22,5 cm.

A mikroklimatológia, mint különálló meteorológiai diszciplína, egyre előkelőbb helyet tölt be a légkörkutató különböző ágai körében. Ezt bizonyítja az is, hogy egyre nagyobb számban jelennek meg a világ különféle nyelvein a mikroklimatológiával foglalkozó monográfiák és tankönyvek. Messze elmúlt az az idő, amikor a nagy úttörőnek, Rudolf Geiger-nek a mikroklimatológiai könyve és annak egymást követő újabb és újabb kiadásai alkották a világirodalomban az egyetlen igazán összefoglaló jellegű mikroklimatológiai művet.

Az előtűnt fekvő új mikroklimatológiai munkának talán az az egyik legfeltűnőbb vonása, hogy tág teret enged a matematikai tárgyalásmódnak és a különféle képletek széles körű alkalmazásának. A könyv bevezetése dialektikai megalapozással kezdődik, Marx és Engels műveire való hivatkozással. A mikroklimatológia tárgyalása 6 nagy fejezetben történik. *1. fejezet:* a fény-sugárzás a légkör talajmenti rétegében és a meghatározására szolgáló módszerek (4—65. old.). *2. fejezet:* Az aktív felszín hőháztartása (66—108. old.). *3. fejezet:* A különféle fajtájú aktív felszínnek hőháztartási összetevőinek napi járása (109—116. old.). *4. fejezet:* A domborzat hatása a sugárzás-háztartásra (117—132. old.). *5. fejezet:* Turbulencia a talajmenti levegőrétegben (133—151. old.). *6. fejezet:* A meteorológiai elemek függőleges eloszlásának általános törvényszerűségei a talajmenti levegőrétegben (152—182. old.).

A nagy gonddal összeállított szakirodalmi jegyzék 400-nál több forrásmunkát tartalmaz.

Aujeszký László

BERDE ÁRON SZÜLETÉSÉNEK 150. ÉVFORDULÓJA

150 évvel ezelőtt 1819. március 8-án született *Berde Áron*, akinek a nevéhez az első hazai klimatográfia megírása fűződik. *Berde Áron* a kolozsvári unitárius kollégium fiatal tanára ki németországi tanulmányai során *Dove* meteorológiai előadásait is hallgatta, azt a célt tűzte ki maga elé, hogy a szórványos és rendszertelen hazai megfigyelési anyag egybegyűjtésével és tudományos rendszerezésével megrajzolta az ország éghajlati képét. Szorgos munkája gyümölcseként 1847-ben kiadhatta a „Légtüneteménytan s a két Magyarhon égaljviszonyai” c. művét, s ebben nem kisebb feladatra vállalkozott, mint 12 állomás egy évtizedet alig meghaladó megfigyelése alapján az ország éghajlatának leírására. Leginkább maga a szerző volt tudatában annak, hogy ez az adatbázis mennyire elégtelen a kitűzött cél megvalósításához: „az égalji viszonyok kellő vizsgálata kivált Magyarhonban tömérdek akadályokkal van egybekötve. Pontos légtüneteménytani kísérletek, melyekre bizton építeni, melyekből az égalji viszonyokat ismeretünknek teljesen meghódítani lehetne, nagy részben hiányoznak.”

Ennek ellenére *Berde* komplexitásra törekvő szemlélete s nem utolsósorban a korabeli meteorológia alapos ismerete révén kitűnő összefoglalást ad az ország éghajlatáról, kitérve a hőmérséklet, szél, nedvesség, csapadék, zivatgyakorosság és légnyomás ismertetésére. A szórványos megfigyelési anyag alapján is megkísérli, hogy az ország területét az évi középhőmérséklet szerint éghajlati zónákra ossza, s rámutat a hőmérséklet magasság szerinti csökkenésére is. Több megállapítása ma is teljesen helytálló, érdekességként ezekből néhányat felsorolunk.

Buda óránkénti megfigyelései alapján bebizonyítja a páranomás napi járásának azon sajátosságát, hogy a nyári hónapokban a legnagyobb értékek nem esnek egybe a hőmérséklet maximumával, hanem korábban tapasztalhatók. A jelenséget helyesen a nappali konvekció (*Berde* fogalmazásában „felhátó légfolyam”) megjelenésével magyarázza. Igazolja, hogy nálunk a legtöbb csapadék nyáron hullik s rámutat arra, hogy a nyári csapadékbőség inkább a keleti erdélyi terület sajátos-

sága. A Budán mutatkozó őszi másodmaximumot az Adria vidékének őszi esőivel hozza kapcsolatba. A derült és borult napok átlagos hőingását tanulmányozva, a különbségeket a felhőzet sugárzásmódosító hatásával magyarázza. Bebizonyítja a légnyomás változékonyságának jellegzetes évi járását („a légnyomás ingadozásai télben a legnagyobbak, s nyárban legkisebbek”) s kimutatja a légnyomás átlagos napi menetének kettős hullámát.

E néhány kiragadott megállapítása is utal arra, hogy *Berde* 1847-ben valóban kimagasló értékű szintetizáló klimatográfiai munkát írt s leszögezhetjük, hogy annak méltó folytatása csak *Róna* hat évtizeddel későbbi „Magyarország éghajlata” volt. A klimatológia nagy kára, hogy *Berde* későbbben elpártolt e tudománytól, s mint a kolozsvári egyetem jogi fakultásának professzora a közgazdaságtan területén működött tovább 1891-ben, bekövetkezett haláláig.

Péczy Gy.

*

RÉTHLY ANTAL 90 ÉVES

Folyóiratunk 1959. évfolyamában, midőn *Réthly Antal* 80. születésnapja alkalmából Szerkesztő Bizottságunk és a Magyar Meteorológiai Társaság tagjai nevében köszöntöttük, azt a reményünket fejeztük ki, hogy *Réthly* professzor még sok értékes munkával gazdagítja majd a klimatológia tudományát. Nos, e várakozásunkban nem csalódtunk: 90. születésnapja alkalmából olyan bő és változatos munkásságról számolhatunk be, amely igazán ritkaság számba megy.

Nyugdíjba vonulása (1948) után hozzákezdhetett annak a hatalmas jegyzetanyagnak a feldolgozásához, amelyet több évtized alatt gyűjtött össze könyvtárakban, családi naplók-ból, anyakönyvekből a régi időjárás feljegyzések, krónikák anyagának rendszerezéséhez. 1960-ban meg is jelenhetett e munka első kötete *Időjárás események és elemi csapások Magyarországon, 1700-ig* címmel (Akadémiai Kiadó, 1960), melyben 450 oldalon adja közre i. sz. 171-től 1700-ig Magyarország időjárására vonatkozó feljegyzéseket. Ez a munka értékes, mert korunk éghajlat-kutatása egyre nagyobb érdeklődéssel fordul az éghajlat-változások kér-

dése felé, és világszerte megindult az ilyen krónikákra támaszkodó vizsgálódás is, amihez *Réthly A.* műve komoly hozzájárulást jelent.

E munkálatok mellékeredményeként 1963-ban megjelenhetett (ugyanancs az Akadémiai Kiadó gondozásában) a *Nordlichtbeobachtungen in Ungarn (1523—1960)* c. munka. Ennek a krónika-anyagnak tudományos feldolgozása lehetővé tette, hogy a sarki fény gyakoriságának napi, havi és évi eloszlását, valamint 11 évi napfolt-ciklusát és a szekuláris változásokat Magyarországra vonatkozóan e sorok írója megállapíthassa. A vizsgálat egyben alkalmat adott az *éghajlat-változások* és a sarki fény gyakoriságával jellemzett *naptevékenység* összehasonlítására is. (E munkának kivonata a MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményeiben magyar nyelven is megjelent, 1964-ben.)

A magyarországi földrengésekre vonatkozó, és már 1952-ben közzétett katalógusának kiegészítéseként 1960-ban jelent meg (Akadémiai Kiadó) a móri, 1810. évi földrengést ismertető *Kitaibel-Tomtsányi*-féle latin-nyelvű disszertáció, *Réthly* négy nyelvű összefoglalójával. — E nagyobb munkákon kívül több kisebb ismeretese is napvilágot látott, mint pl. a *Weißkinn*-féle időjárás krónikát ismertető cikke, folyóiratunk 67. évfolyamában, vagy a Soproni Szemle XI. kötetében *Fabrici Lajos, Sopron szülötte*, ill. *Villámcsapás Sopronban 1812. V. 15-én* (u. o. XXII. köt.). *Kitaibel* két, addig ismeretlen levélét is közzétette a *Burgenländische Heimatsblätter* XXIV. kötetében (1962), sőt megfejtette az egyik levél ugyancsak ismeretlen címzettjét is, a Berlijnben levő, *Goethe*-féle kézirat-gyűjteményben.

Az elmúlt 10 év tehát igen eredményes és termékeny volt *Réthly Antal* életében, hiszen ilyen mennyiségű munka hivatásos, aktív kutatónak is dicsérete volna. Érthető tehát, hogy szerzőjüket több kitüntetés érte: 1962-ben a volt kolozsvári Egyetem jogutódja, a szegedi *József Attila* Tudományegyetem aranydiplomával tüntette ki, ui. 1912. ápr. 20-án doktortált Kolozsvárott, bölcsészettudományból. Elnyerte több tudományos Társaság tiszteleti tagságát is: 1961-ben a Magyar Meteorológiai Társaságban tartott székfoglaló előadásán a fentebb elsőként említett időjárás katalógusából ismertetett szemelvényeket. 1964-ben a Német Meteorológiai Társaság (Potsdam) választotta be tiszteleti tagjai sorába, és ott a német meteorológusokkal történt találkozásairól, élményeiről tartott igen nagy érdeklődéssel kísért székfoglaló előadást, amely *Erinnerungen an deutschen Meteorologen* címmel meg is jelent a *Zeitschr. f. Meteorologie* 18. kötetében. — 1965-ben a Csehszlovák Meteorológiai Társaság választotta tiszteleti taggá, és székfoglaló előadásán, 1967-ben Pozsonyban a szlovákiai (volt felsőmagyarországi) meteorológia történetét ismertette. (Megjelent a *Geografický Casopis* XX. kötetében, 1968-ban.)

1966-ban Társaságunk másodízben adományozta neki a *Steiner Lajos* emlékérmét, 1968-ban pedig a TIT jutalmazta tiszteleti tagsággal, tagságának 68. éve alkalmával. Ugyanez a Társulat 1959-ben oklevéllel tüntette ki, mint az Agrártudományi Szakosztály alapítóját. — 1963-ban a MTA és az ELTE együttes emlékülésén *Kövesligethy Radó* életéről és munkásságáról tartott beszámolót, születésének 100. évfordulóján. (Megjelent az ELTE 1963. évi Évkönyvében, Sectio Geologica, Tom VI.)

Tudományos munkássága mellett, illetőleg azzal párhuzamosan, magas kora ellenére az elmúlt 10 év alatt is számos külföldi utat tett: 1959 őszen az északi fény katalógus kiegészítése érdekében látogatta meg Bécs, Basel és Zürich tudományos intézményeit, majd részt vett a Sonnblick-obszervatórium 75 éves fennállása alkalmával rendezett ünnepi ülésen. A potsdami Obszervatórium 75 éves ünnepén mint meghívott vendég vett részt, 1967-ben. Hasonló minőségben szerepelt az Arosában, 1961-ben rendezett nemzetközi „Légköri ózon” szimpóziumon is. 1963 őszen a kremsmünsteri Obszervatórium 200 éves fennállása alkalmából utazott Ausztriába. Az 1964-ben Potsdamban, ill. 1967-ben Pozsonyban tartott székfoglaló előadásait már említettük. (Úgy véljük, hogy az ezen utakkal járó sok fáradságot nála jóval fiatalabbak is csak némi fenntartással vállalnák).

Most, a 90. év küszöbén sem pihen azonban *Réthly Antal*. Sajtó alá rendezi az időjárás események katalógusának második, XVIII. századi kötetét, és készen áll már a 3. kötet anyaga is az 1801—50 közötti évekről. Egy pécsi orvos (*Palkovics János*) meteorológiai munkásságát is ismertetni szándékozik a közeljövőben. Mi tehát: munkatársai, barátai és tisztelői nem is kívánhatunk neki mást, mint-hogy folytatathassa a szívéhez nőtt időjárás krónikák közzétételét, mert ezzel az éghajlat-ingadozások kutatásának is segítségére lesz. Megújítjuk tehát 10 évvel ezelőtti jókívánságainkat, abban a reményben, hogy néhány éven belül ismét alkalmunk lesz újabb munkáinak megjelenéséről beszámolnunk. Ehhez a munkához jó egészséget, további szellemi frissiséget kívánunk a 90 éves *Réthly Antal* professzornak, a magyar klimatológusok nesztörának.

Réthly Antal 90. születésnapja alkalmából a Magyar Meteorológiai Társaság és a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1969. május 7-én ünnepi ülés keretében köszöntötte. A meteorológus nevében *Kéri Menyhért*, a geofizikusok nevében *Bartha György* méltatta az ünnepelt tevékenységét. Továbbá *Hans Ertel* professzor (Berlin), *Mikulás Koncsek* professzor (Pozsony), *Németh Endre*, *Salamon Pál*, *Láng Sándor*, *Kopócsy Endréné* és *Boros József* köszöntötte. *Réthly Antal* meghatott bevezető után, részleteket ismertetett „Időjárás események és elemi csapások Magyarországon 1701-től 1800-ig” című munkájából.

Berkes Z.

KOZMIKUS METEOROLÓGIAI MUNKAÉRTEKEZLET SZÓFIÁBAN

1969. március 3—6. között a szocialista országok szakemberei Szófiában gyűltek össze, hogy megvitassák a kozmikus meteorológiai együttműködés 1. és 2. témájában eddig végzett munkát és a további terveket. A vendéglátó ország meteorológusain kívül a Szovjetunió, a Német Demokratikus Köztársaság, Mongólia és a Magyar Népköztársaság meteorológiai szolgálata képviseltette magát az értekezleten. A magyar meteorológusok közül *Tánczer Tibor* és *Koppány György* tud. csoportvezetők voltak jelen.

A meteorológiai műholdak, az időjárás-kutatás korszerű eszközei fontos segítséget nyújtanak az időjárás helyzet pontos és gyors diagnózisában, ami nélkülözhetetlen feltétele a prognózisok javításának. A műholdak által készített televíziós és infravörös képek gyors tájékoztatást adnak a nagyméretű felhőrendszerek helyzetéről, kiterjedéséről, a frontok fejlettségéről és még sok más időjárás tényezőről. Ezek a körülmények készítették a szocialista országokat arra, hogy a műholdas mérések optimális felhasználása érdekében összefogjanak, és a közösen vállalt feladatokat szervezeten oldják meg. A küldöttek beszámoltak eddig végzett munkájukról, körvonalozták jövő terveiket.

Köszönet illeti a bolgár meteorológiai szolgálat vezetőit és munkatársait, akik a munkaértekezletet kitűnően szervezték meg. Külön meg kell emlékeznem a bolgár Meteorológiai Intézet igazgatójáról, *Konstadin Sztancev*ről, aki elnökként jelentősen hozzájárult az értekezlet eredményességéhez.

Az ülészak után a bolgár vendéglátók felejtetetlenül szép kirándulást rendeztek, amelynek során a külföldi vendégek többek között megtekintették a történelmi nevezetességű Rila-i kolostort.

Koppány Gy.

*

KOZMIKUS METEOROLÓGIAI MUNKAÉRTEKEZLET BUDAPESTEN

1969. március 11-től 15-ig Budapesten vitatták meg a kozmikus meteorológiai kutatások 3. „A hőmérséklet, a légnyomás, a sűrűség és a szélmező kutatása 100 km magasságig a Heiss-sziget, a közepes szélességek és hajók felett” és a 4. „Tudományos mérőberendezések rendszerének kidolgozása és a rakétás kutatási módszerek megalkotása” témáját.

A konferencián a háromtagú szovjet delegációt *G. A. Kokin*, a Német Demokratikus Köztársaság hattagú küldöttségét *E. Peters* vezette. A Magyar Népköztársaság képviselőiben négy szakember, *Kozák Béla* (a dele-

gáció vezetője), *Mezősi Miklós*, *Tilkos Ervin* és *Hirling György* vett részt a tanácskozáson. A témák negyedik résztvevője, a Lengyel Népköztársaság technikai nehézségek miatt nem jelenhetett meg az értekezleten.

A témaértekezletet *Czelnai Rudolf* igazgatóhelyettes nyitotta meg. A konferencia elnökévé *Kozák Bélát*, társelnökké *G. A. Kokint* és *E. Peters*t választották.

A konferencia meghallgatta mindhárom delegáció beszámolóját, a 3. és 4. témában 1968-ban végzett munkáról. Megbeszélést, helyenként módosították a nyomás, a hőmérséklet, a sűrűség és a szélmező kutatásának, a rakétás mérőberendezések és mérési módszerek kidolgozásának 1969—71-re vonatkozó munkatervét. Összehangolták az idei és a jövő évi kiküldetéseket és tanulmányutakat.

Az értekezlet résztvevői meglátogatták a „Marcell György” Aerológiai Főobszervatóriumot, s megismerkedtek az ott folyó munkával.

Hirling Gy.

*

A SZOCIALISTA ORSZÁGOK KOZMIKUS METEOROLÓGIAI ÁLLANDÓ MUNKACSOPORTJÁNAK II. ÜLÉSSZAKA BUDAPESTEN

1969. március 17—22. között megtartott találkozót *Dési Frigyes*, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke nyitotta meg. A szolgálat nevében üdvözölte a szocialista országok küldötteit. Hangsúlyozta a műhold-meteorológia jelentőségét: „... az űrkutatásnak fontos része a kozmikus meteorológia, s az sem kétséges, hogy a meteorológia fejlődésének rohamosan gyorsuló jelene és jövője — kutatásban és gyakorlatban egyaránt — sok mindenne kötelez bennünket. Mindenekelőtt a meteorológiai műholdak szolgáltatta információknak még eredményesebb hasznosítására kell törekednünk, de gondolnunk kell arra is, hogy az elektronikus számítógépek kapacitását és technikáját maximális hatásokkal aknázzuk ki, és természetesen számos más, fontos és közösen megoldandó feladatot sorolhatnánk még fel e helyt.” E téren végzett hazai tevékenységünkről megállapította: „... részünkről a kutatási témák konkrét meghatározása mellett foglalunk továbbra is állást, s a jövőben is arra törekszünk, hogy lehetőségeinket reális mértékben és erőnket koncentrálna működünk közre az általunk vállalt feladatok eredményes megoldása céljából. Ez a reményünk annál is inkább megalapozott, mert az Űrkutatási Bizottság jelentős támogatásban részesíti hazánkból a kozmikus meteorológiai kutatásokat.” Az együttműködés hatékonyságáról szólva leszögezte: „... a kozmikus meteorológia terén kialakított szervezeti formák hatékonyabbak, mint

azok, melyeket együttműködésünk más szektorokban hoztunk létre. Azért hatékonyabbak, mert a szocialista országok kutatói számára az eddigieknél kedvezőbb feltételeket teremtenek annak érdekében, hogy valóban a legkoraszűbb problémák megoldásával foglalkozhassanak, valóban nemzetközi színvonalon mért eredményességgel és felelősséggel.”

A megnyitón megjelent *Kiss Árpád* miniszter, az Űrkutatási Bizottság elnöke. Méltatta a szocialista országok kozmikus meteorológiai együttműködését. Örömet fejezte ki, hogy a meteorológusok reménye kezd valóra válni, a lehetőségek egyre szélesednek az űrkutatás terén. Sok sikert kívánt a tanácskozásokhoz és a további munkához.

A magyar delegációt *Dési Frigyes* vezette, tagjai *Czelnai Rudolf*, *Koppány György*, *Kozák Béla* és *Tánczer Tibor* voltak. Megfigyelőként az üléseken valamennyi, a kozmikus meteorológiai területen dolgozó tudományos munkatárs részt vett.

Az ülészak napirendjén az 1969–71-es tervek szerepeltek, részben a már korábban meghatározott, részben új témákban. A konferencia megvitatta és jóváhagyta a szűkebb témakörök szerint rendezett szófiait, illetve budapesti tanácskozásokon összeállított előterjesztéseket. Összesen hét témakörben jött létre megegyezés közös kutatások folytatásáról:

1. a felhőzet mezejének kutatása meteorológiai műholdakról nyert adatok alapján;
2. a meteorológiai műholdakkal megfigyelt sugárzási mező vizsgálata;
3. a sűrűségi, hőmérsékleti, nyomási és szélmező kutatása 100 km magasságig Heiss szigetén, a mérsékelt szélességeken és hajókról;
4. komplex tudományos mérőeszközök és a rakétakutatások metodikája elméletének kidolgozása;
5. a Föld felső légkörében az aeroszol komponensek, az interplanetáris meteorpor vizsgálata, valamint a szélrendszer tanulmányozása 100 km körüli magasságokban, meteorcsóvák megfigyelésével (D_2) és rádiófadíng módszerrel (D_1);
6. a szélrendszer és a diffúzió tanulmányozása mesterséges világítófelhők segítségével;
7. módszerek kidolgozása és tökéletesítése meteorológiai elemek mezőinek felépítése céljából, az adatszegény területeken meteorológiai mesterséges holdakkal nyert adatok alapján.

Az egyes témákon belül meghatározták a részfeladatokat és azok teljesítésének részletes munkatervét. Rögzítették a témákkal kapcsolatos szükségessé váló kiküldetések, illetve tanulmányutak rendjét.

A fenti témákon kívül megállapodtak abban, hogy a műholdak adatainak vételére alkalmas vevőberendezés kialakítása céljából külön szekciót hoznak létre. Olyan döntés is született, hogy megvizsgálják a rakétaszonda-hálózat

szervezésének lehetőségét a szocialista államok területén.

A tanácskozások mindvégig baráti légkörben folytak. A szakmai megbeszéléseken kívüli gazdag program méltó volt a magyar vendégszeretethez. *Kiss Árpád* miniszter fogadást adott a vendégek tiszteletére. A résztvevők balatoni kirándulásuk során meglátogatták a síófoki meteorológiai Observatóriumot, megismerkedtek annak sokrétű munkájával. A kulturális programot az Állami Operaház „Denevér” c. előadásának megtekintése jelentette.

Tánczer T.

*

METEOROLÓGUSOK KORMÁNYKITÜNTETÉSE

A Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa hazánk felszabadulásának 24. évfordulója alkalmából eredményes munkájuk elismerésül *Békeffy Józsefnének*, a Nemzetközi Kapcsolatok Osztálya vezetőjének a *Munka Érdemrend ezüst*, *Benkő Tibornak*, a debreceni szinoptikus állomás vezetőjének a *Munka Érdemrend bronz* fokozatát adományozta. A kitüntetések a felszabadulás évfordulóján rendezett ünnepélyen, az Intézet dolgozóinak meleg ünnepzése közben *Dési Frigyes*, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke nyújtotta át.

Ambrózy P.

*

A IX. METEOROLÓGIAI VILÁGNAP

alkalmából a Magyar Meteorológiai Társaság 1969. március 27-én ünnepi ülést tartott a Technika Házában. *Béll Béla* társelnök megnyitotta szavai után *Szepesi Dezső* kandidátus, a Központi Meteorológiai Intézet Ipari Tájékoztató Osztályának tudományos osztályvezetője tartott előadást „A meteorológiai szolgálatok gazdasági haszná”-ról.

Sajátos aktualitást ad ennek a Meteorológiai Világszervezet által kijelölt témának, hogy népgazdaságunk irányításának új rendszere is jogosan elvárja mind az operatív munka, mind a tudományos kutatás területén elért eredményeink fokozott használhatóságát és hatékonyságát.

Az előadás bevezetője az időjárás- és az éghajlati információk gyakorlati alkalmazásának hasznosságát taglalta, felhívta a figyelmet arra, hogy ma már — amikor a meteorológiai megfigyelések is hatalmas költségráfordítást és beruházást igényelnek —, nem elégedhetünk meg eredményeinknek csupán tudományos hasznával, hanem a ráfordítás haszon arányt saját érdeklünkben kvantitatíve is értékelnünk kell. A továbbiakban a különböző országokban végzett gazdaságossági számítások eredmé-

nyeinek bemutatására került sor, amely számításokat az építőipar, a távvezeték-építés, a fűtőerőmű teljesítmény és a csatornarendszerek tervezéséhez adott meteorológiai információk hasznosságának mérlegelése alapján készítették. Szemléletes ábrákon kerültek bemutatásra a döntés-függvényen alapuló számítások eredményei: a megtakarítás-potenciálok, melyek megadhatják a népgazdaság azon területeit, ahol a meteorológiai információk a leg-hatékonyabbak.

Az ünnepi ülés *Béll Béla* társelnök méltató szavaival zárult.

Gubola M.

*

A PLANETÁRIS GEOFIZIKAI KUTATÁSOK

koordinálására a szocialista országok tudományos akadémiái által létrehozott szervezet (KAPG) szokásos évi ülészakát ezúttal Kijevben rendezte meg az Ukrán Tudományos Akadémia vendégként. A március 11-től 17-ig tartó összejövetelen hét ország (hat európai és Kuba) 70 küldötte jelent meg. A magyar delegációban meteorológus részről *Béll Béla* c. egyet. tanár foglalt helyet, aki egyben a 7. albizottság elnöke. Az ülészakon a plenáris ülések mellett két albizottság is értekezletet tartott. (A 7. meteorológiai albizottságnak 1970-ben lesz ülése.) A teljes üléseken elhangzott az albizottságok elnökeinek beszámolója az egyes tudományterületek 1968. évi tevékenységéről, majd megkezdték az 1971—75 közötti időszak közös kutatási terveinek előkészítését. A részletes tervek elfogadására az 1970-ben Budapesten összehívandó ülészakon kerül majd sor. Megállapították, hogy a terveket más tudományos együttműködésekkel (pl. Interkozmosz) jobban össze kell hangolni, ill. meg kell vonni közöttük a határvonalat. Hangsúlyozták, hogy az eddiginél nagyobb figyelmet kell fordítani az adatcserére mellett az egyéb információcserékre is (kényvek, folyóiratok, stb.).

A meteorológiai albizottság tématerületén az idén három, jövőre két tudományos összejövetel terveznek. Ezek az alábbiak:

1. Ózonszimposium és műszerösszehasonlítás (Magyarország, 1969);
2. Szimpózium a magas légkör optikai tulajdonságairól (Szovjetunió, 1969);
3. Szeminárium a világító felhők kutatásáról (Szovjetunió, 1969);
4. A 7. albizottság ülése az öt éves munkaterv részleteinek kidolgozására (Magyarország, 1970);
5. Sugárzásmérési és kutatási szimpózium műszerösszehasonlítással (1970, később megállapítandó helyen).

Az ülészak *Boulanger* szovjet akadémikus elnökletével zajlott le. Az eredményes tárgyalások mellett a delegátusok meglátogatták a kijevi geofizikai intézetet, és megismerkedtek a város nevezetességeivel.

Ambrózy P.

VÁLTOZÁS AZ IDŐJÁRÁS SZERKESZTŐ BIZOTTSÁGÁBAN

Ez év elején változás történt az *Időjárás* szerkesztői tisztségében: *Kakas József* munkáját *Szepesiné Lőrincz Anna* vette át. E módosítás — egyéb szervezeti változtatások részeként — azért vált szükségessé, mert Intézetünkben az egyre szaporodó szerkesztői, publikációs munkák elvégzésére külön csoportot hoztak létre, s ennek működési körébe került az összes kiadvány-szerkesztési munka.

Kakas József 1953-tól kezdve, odaadón látta el folyóiratunk szerkesztésével kapcsolatosan reá háruló feladatokat. Elismerésére méltó érdemei közül elsőként azt a törekvését kell kiemelnünk, amellyel az *Időjárás*-t nemzetközileg jól ismert szaklappá tette. Gondoskodott arról, hogy a lap tartalmában és formában egységes, tetszetős legyen, s éberben őrködött, hogy amit magyarul írtunk, az valóban magyarul, szabatos fogalmazásban kerüljön nyomtatásra. E sorokkal nem búcsúzni akarunk *Kakas Józseftől*, hiszen továbbra is a szerkesztő bizottság aktív tagjai közt találjuk, de eddigi fáradságos munkáját nem hagyhatjuk köszönet nélkül.

Sz. Lőrincz Anna, bár neve nem szerepelt az *Időjárás* borító lapján, évek óta részt vett *Kakas József* mellett a folyóirat technikai szerkesztési munkáiban. A publikációs csoport vezetőjeként most ő gondoskodik arról, hogy kiadványaink megfelelő tartalommal és formában kerüljenek az olvasók elé. A szerkesztőbizottság első nőtagjának felelősségteljes munkájához sok sikert kíván

az *Időjárás* szerkesztő bizottsága

*

IONOSZFÉRA MUNKAÉRTEKEZLET

A szocialista országok geofizikai és űrkutatási szakemberei 1969. március 17-től 23-ig az NDK-beli Kühlungsbornban szünetelték be a Kozmosz-261 mesterséges hold működése idején végzett sokoldalú mérésekről és vizsgálatokról. Ez a program nemzetközi együttműködés keretében 1968. december 20-tól 1969. február 12-ig zajlott le, mely idő alatt a földi mérőállomások a különböző jellegű ionoszféra méréseket sürítve és a Kozmosz-261 mesterséges hold méréseivel összehangolva végezték, annak érdekében, hogy a Nap—Föld fizikai hatások kutatására minél több és szélesebb körű mérési adat álljon rendelkezésre. (E program előkészítéséről folyóiratunk előző számaiban is beszámoltunk, 1. *Időjárás*, 72. évf. 378. o. és 73. évf. 60. o.)

A kühlungsborni értekezlet fő célja az volt, hogy a résztvevő országokban kapott mérési eredményeket értékelje, és kijelölje a soron

következő feladatokat, amelyek részben az adatok feldolgozására, részben az adatesere lebonyolítására vonatkoztak. A kölcsönös adatesere lebonyolítása után a kutatóknak széleskörű lehetőségük lesz a különböző jellegű magaslégtéri kutatások elvégzéséhez.

A munkaértekezlet lebonyolítása után nagyon érdekes és tanulságos volt a kühlungsborni és a neusterlitz-i obszervatórium megtekintése, továbbá a Rostockba, Warnemündébe és Doberanba tett közös kirándulás.

Saikó J.

*

AZ EURÓPAI RÉGIÓ TÁVKÖZLÉSI MUNKACSOPORTJÁNAK VIII. ÜLÉSE

A WMO VI. régiójának Távközlési Munkacsoportja Genfben, a WMO székházában 1969. március 4—15 között tartotta meg VIII. ülését. Az ülésen 22 európai ország, az I., II., és IV. régió, az ITU és az ICAO 43 küldöttel képviselte magát. Az NDK-ból egy meghívott szakértő volt jelen. A WMO Titkársága részéről G. K. Weiss, H. A. Bari, I. Tölgyesi és J. Van Egmond végezte a teendőket.

Az ülést J. R. Rivet, a WMO Főtitkárának helyettese nyitotta meg. Kihangsúlyozta, hogy a Munkacsoport munkája és határozatai fontos előkészítője az RA-VI Várnában rendezendő ülésének.

Az elnökséget a megnyitó szavak után az RA-VI Távközlési Munkacsoportjának elnöke, P. Leclery (Franciaország) vette át. Mint mondtotta, a Munkacsoport egyik legfontosabb feladata, hogy a Meteorológiai Világrendszer (WWW) globális fővonalán és a hozzá csatlakozó regionális hálózaton továbbítandó meteorológiai adatok programját összeállítsa. További feladat volt még a centrumok, valamint a távközlési hálózat technikai és műszaki kérdésének tisztázása is.

A fent említett feladatokat a Munkacsoport két alcsoportban tárgyalta. Az A. munkacsoport elnöke, amely a működési és szervezési kérdésekkel foglalkozott, Dr. Wüsthoff (NSZK) volt, míg a B. munkacsoportot, amely a technikai kérdéseket vitatta meg, A. A. Worthington (Anglia) vezette.

Az RA-VI országaiban egyre gyorsabban növekszik az az igény, hogy a különböző típusú meteorológiai információk nagy mennyisége mind Európából, mind más régiókból gyorsan és felhasználható formában jusson el az érdekeltekhez. Szükség van tehát arra, hogy egy olyan hálózatot építsenek ki Európában, amely majd a Meteorológiai Világrendszer távközlési rendszeréhez kapcsolódik.

Az A. munkacsoport első és egyben egyik legjelentősebb napirendi pontja a távközlési hálózat európai részének részletes kidolgozása volt, tekintettel a Meteorológiai Világrend-

szerre. Hosszas tárgyalások, viták eredményeképpen a legkisebb részleteket is figyelembe vevő tervet dolgozott ki a Munkacsoport. Ebben a tervben meghatározták a nemzeti és regionális távközlési hálózat működési elvét, a központok feladatait, a regionális távközlési gócek felelősségét a különböző meteorológiai adatok begyűjtését illetően, valamint azoknak a globális fővonalba való továbbítását. A kidolgozott és elfogadott terv szerint az egyik regionális fővonal Prága és Moszkva között Budapesten, Bukaresten és Szófián halad keresztül. A globális fővonalon a továbbítás sebessége 2400 bits/s, a regionális fővonalakon 2400 bits/s ill. 1200 bits/s. A nemzeti meteorológiai centrumok és távközlési gócek között pont-pont közötti kábeles összeköttetést kell létesíteni.

A Munkacsoport részletesen kidolgozta az Európához csatlakozó I., II. és IV. régiók adatainak cseréjét és szétosztását a VI. régióon belül, különös tekintettel a már feldolgozott adatokra.

Második napirendi pontként a Munkacsoport a globális és regionális vonalakon forgalmazandó anyag mennyiségének felmérésével foglalkozott. Ennek alapján kiderült, hogy az igények még így is nagyobbak mint a technikai lehetőségek, s a jelenlegi facsimile technika nem alkalmas erre. Képszerűen ennyi anyagot továbbítani nem lehet, legjobb esetben a rácsponatok adatainak továbbításáról lehet szó.

Hosszas vita folyt a tervezett hálózat üzembehelyezésének határidejéről is. Végül is a globális fővonalai valamint a regionális fővonalak felszerelésének legvégső határideje 1971. január 15. A hálózat zavartalan üzemeltetésének érdekében a fent említett időpontig a regionális vonalakat is el kell készíteni, amennyire a körülmények ezt lehetővé teszik.

A B. Munkacsoport kizárólag technikai kérdésekkel foglalkozott. Részleteiben kidolgozták a regionális távközlési hálózat, valamint a különböző centrumok műszerezettségére és technikai karakterisztikáira vonatkozó előírásokat. Foglalkoztak az adatok ellenőrzésének és a hibák javításának két különböző módszerével is. Részleteiben tárgyalták a facsimile adás képszerű és digitális rendszerű adásának előnyeit és hátrányait is.

A tárgyalások, amelyek mindvégig baráti hangulatban folytak, az idén nyugalomba vonuló elnöknek, P. Leclery-nek meleg hangú búcsúztatásával értek véget.

Lépp I.

*

A DUNABIZOTTSÁG 27. ÜLÉSE

A Dunabizottság 1969. március 4—15. között tartotta 27. ülését Budapesten. Az ülészaken a dunai államok delegátusain kívül képviseltette magát a Meteorológiai Világ-

szervezet, a Vaskapu Folyami Igazgatóság, az Elektromos Kapcsolatok Nemzetközi Szövetsége és a Rajka—Gönyü közötti dunaszakasz Folyami Igazgatósága.

A Dunabizottság Hidrometeorológiai Munkacsoportja, amelynek elnökéül a szovjet *M. Afanaszjev*et választották, ülésén az alábbi kérdéseket vitatta meg, s javasolta, hogy azokat a Dunabizottság következő évi munkatervébe iktassák be: 1. A Dunára vonatkozó Hidrológiai Évkönyv kiadása az 1968. évről. 2. A lefolyás meghatározására vonatkozó módszerek egységesítése annak érdekében, hogy a dunai állapotok előállíthatassák a Duna különböző szelvényeire vonatkozó lefolyás-értékek 1940-ig visszanyúló homogén sorozatát. 3. A hajózás szempontjából kritikus alacsony víz-állások előrejelzésére vonatkozó különböző módszerek egységesítése. 4. A dunai jégjelenségek előrejelzésének lehetőségéről összeállítandó Tájékoztató elküldése az érdekelt országoknak, véleményezés végett. 5. Összegyűjtendők azok az eljárások, amelyeket a dunai országok a közepes és alacsony vízszintek hosszútávú előrejelzésére alkalmaznak. Ezek alapján részletes tájékoztatás készítenendő, amelyet a Dunabizottság 1970-ben soron következő ülésén vizsgálnak felül.

Amint az a Dunabizottság munkatervébe beiktatott hidrometeorológiai problémák felsorolásából megállapítható, a Bizottság továbbra is számos hidrometeorológiai tevékenység koordinálását vállalta. Ezek közül elsősorban a *hidrológiai előrejelzések* témakörét emeljük ki, melyek a jelen ülés hidrometeorológiai témái között az első helyet foglalták el.

Péczely Gy.

*

PASSZÁT-SZÉL MÉRÉSEK AZ ATLANTI-ÓCEÁNON

Ez év januárja és márciusa között az Egyesült Államok, Nagy-Britannia és a Német Szövetségi Köztársaság közös expedíciója keretében, az amerikai *Discoverer*, az angol *Hydra*, valamint a nyugatnémet *Meteor* és *Planet* kutatóhajók bevonásával széleskörű mérésorozatot hajtottak végre az északi passzát-szelek zónájában. A hajók a Zöldfoki-szigetektől délnyugatra háromszög alakú elrendezésben álltak fel; fedélzetükről szabademelkedésű és kötött ballonokat engedtek föl aerológiai, sugárzási és turbulencia mérések lebonyolítására. Az alsó szintek és a levegő—tenger választófelület tanulmányozására kis bójákat alkalmaztak; az érdeklődés középpontjában a trópusi óceán fölötti szelvényomaték, hőháztartás és párolgás jellemzőinek kimérése állt.

Ennek az expedíciónak a keretében próbálták ki először azt az angol kísérleti bóját, amelyet egy tengeri automatikus időjárási

állomáshálózat tervezésének során a *Meteorological Office* irányításával fejlesztettek ki. Az automatikus állomások egyik változata hatalmas bóján lenne elhelyezhető, s az itt alkalmazandó mérő és regisztráló rendszerek prototípusa került a most vízre bocsátott kísérleti bójára, amelyet vontatókötéllel kapcsolnak a passzát-széllel sodródó *Hydra*-hoz.

Götz G.

*

AZ IDŐJÁRÁS NUMERIKUS ELŐREJELZÉSE

volt a tárgya *Ambrózy Pál*, az Országos Meteorológiai Szolgálat tudományos főmunkatársa tanulmányútjának, amelynek során WMO ösztöndíjasként a számszerű előrejelzés terén a két legfejlettebb az amerikai és a szovjet meteorológiai szolgálatnál 6—6 hónapot fordíthatott szakmai ismereteinek elmélyítésére. Tapasztalatairól ez év április 10-én a MMT előadói ülésén is beszámolt.

Ismertette a tanulmányútja során meglátogatott tudományos intézmények szervezeti fölépítését, tevékenységét. Ismertetésre került a Washingtonban működő Weather Bureau, a floridia Miamiban létesült hurrikán előrejelző központ, a Colorado állambeli Boulderban működő Országos Léggörkutató Központ (National Center for Atmospheric Research), végül a Kansas Cityben székelő tornádó előrejelző központ. Amerikából a Szovjetunióba utazása közben néhány napot Stockholmban töltött, ahol megtekintette a Nemzetközi Meteorológiai Intézetet. A változatos és színes élményekben gazdag utazásairól az előadó számos képet mutatott be a hallgatóságnak.

A Szovjetunióban két tudományos intézményben folytatta tanulmányait *Ambrózy Pál*: Moszkvában a Meteorológiai Világközpontban, amelyet „meteorológiai forró drót” köt össze a washingtoni Világközponttal, valamint Leningrádban a Geofizikai Főobszervatóriumban. A két város, Moszkva és Leningrád építészetében mutatkozó különbségeket képek vetítésével illusztrálta. Külön érdekességként bemutatott egy térképet, amely Moszkva környékének sokak előtt bizonyára kevésbé ismert turisztikai nevezetességeit, műemlékeit tünteti fel.

Az előadás, amelyet végig élénk érdeklődés kísért, *Béll Béli*nek, a Magyar Meteorológiai Társaság társelnökének zárószavaival ért véget

Koppány Gy.

*

AZ ANGLIAI ÓZONMÉRÉSEK

tanulmányozására volt alkalma *Borbély Edit*nek, az Aerológiai Főobszervatórium tudományos csoportvezetőjének, aki a Kulturális Kapcsolatok Intézete által, a magyar—angol kultu-

rális csereprogram keretében 1968 szeptemberétől 5 hónapot töltött Angliában.

Első állomáshelye a London közelében fekvő Bracknell volt, itt található az angol Meteorológiai Szolgálat Központja. Bracknellben a Dobson-féle spektrofotométer mérési alapelveinek elméletével, a mérés technikai kivitelezésével, valamint a kapott adatok kalkulációjának módszereivel ismerkedett meg.

A British Councilnak és a Meteorológiai Szolgálat igazgatójának Dr. B. I. Masonnak előzetesen javasolt programja alapján bracknelli tartózkodása után *Borbély Edít* a Shetland szigeti Lerwickbe utazott. Lerwick az Orkney szigetekről északra, a 61°-os földrajzi szélességen, egy hosszan elnyúló szigetcsoport közepén fekszik. Az itt levő obszervatóriumban a spektrofotométer hitelesítési módszereivel ismerkedett meg. Az obszervatóriumban az ózonméréseken kívül különböző sugárzási effektusok, geomágneses paraméterek mérése folyik, és rádiószonda felszállások is vannak.

Shetland szigeti tartózkodása után 3 hónapot töltött a londoni Imperial College of Science and Technology meteorológiai tanszékén, ahol az ózonkutatás eredményeinek irodalmát tanulmányozta.

A British Council ezenkívül lehetővé tette, hogy *Borbély Edít* meglátogassa az oxfordi Clarendon és a Cambridgei Cavendish Laboratóriumot, valamint a Kew Obszervatóriumot. Oxfordban a Clarendon Laboratory-ban *Dobson* professzor nyugdíjbavonulása után a mesterséges holdakba beépíthető műszerek konstruálásával foglalkoznak. A Cavendish Laboratórium munkatársai pedig főleg felhőfizikai mérésekhez készítenek mintavevő berendezéseket. A Kew Obszervatórium igen régi múlttal rendelkező meteorológiai — régebben csillagászati — obszervatórium, ahol főleg víz- és hóháztartási méréseket folytatnak.

Tanulmányútja során *Borbély Edít* örömmel tett eleget két alkalommal *Dobson* professzor meghívásának, aki magas kora ellenére jelenleg is igen nagy aktivitással végzi az ózonméréseket a birtokán épített kis obszervatóriumban az általa kb. 30 évvel ezelőtt konstruált 1. sz. spektrofotométerrel.

Borbély Edít angliai tanulmányútja során szerzett tudását és tapasztalatait az Angliából megrendelt Dobson spektrofotométer mérési programjának összeállításánál, és a magyar ózonkutatás megszervezésében való részvételé-
vel fogja gyümölcsoztetni.

Mohácsi M.

*

ÓZONSZIMPÓZIUM MONACÓBAN

Az International Association of Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP), az International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) és a World Meteorological Organisa-

tion (WMO) ózon bizottsága rendezésében 1968. szeptember 2. és 7. között Monacóban zajlott le a X. nemzetközi ózonszimpózium. A találkozózn 21 ország több mint 80 küldötte vett részt, közöttük számos neves ózonszakértő, pl. a Szovjetunióból Prof. A. K. Hrgian, Svájból Prof. H. U. Dütsch, Indiából Prof. K. R. Ramanathan, az Egyesült Államokból Prof. Chapman, Prof. V. H. Regener és Dr. W. S. Herzig.

A konferencia elnöke Prof. A. W. Brewer, a torontói egyetem fizikai tanszékének vezetője volt. Elnöki megnyitójában az ózonképződés és ózonfelbomlás problémájával foglalkozott, ismertette az ezen a területen folytatott saját kutatási eredményeit is.

A szimpózium előadásai a következő hat téma köré csoportosultak:

1. A légkör teljes ózontartalmának meghatározása.
2. Az ózonképződés és feloszlás fotokémiai elmélete.
3. A talajközeli ózon mennyiségének meghatározása.
4. Az ózon vertikális eloszlásának mérése direkt és indirekt módszerekkel.
5. Ózonmérések rakéták és mesterséges holdak segítségével.
6. Az általános cirkuláció és az ózontartalom eloszlása közötti kapcsolatok.

1. Az első téma keretén belül a legtöbb előadás a világszerte elterjedt *Dobson* spektrofotométer mérési technikájának, kalibrációjának kérdéseivel foglalkozott. Ide kapcsolódott dr. D. I. Wardle-nak (Univ. of Toronto) egy nemrég kifejlesztett fotonvezérlésű szoláris spektrofotométerről szóló ismertetése, amely számos szakember érdeklődését váltotta ki.

2. A második témakörben elhangzott előadások közül legkiemelkedőbb volt Prof. H. U. Dütsch fejtégyese. Hosszú ózonkutató múltjára jellemző alaposággal mutatott rá a fotokémiai elmélet kiegészítő reakciós mechanizmusok fontosságára, amelyek az ózon képződésének és felbomlásának kielégítő magyarázatához feltétlenül szükségesek.

3. A talajközeli ózon mérése kémiai módszerekkel történik, amelynek többféle változata ismeretes. A talaj közelében igen kicsiny az ózonkoncentráció, ui. az ózónmolekulának a talajjal való érintkezése általában felbomlást eredményez. Kísérletek történtek annak a meghatározására, hogy az ütközésen kívül milyen okok játszanak még ebben közre.

4. Az ózon vertikális eloszlásának vizsgálata váltotta ki a legélénkebb érdeklődést a szimpózium résztvevői között, mert az ózon vertikális eloszlásának pontos mérése fontos szerepet játszik a sztratoszféra és mezoszféra energetikai vizsgálataiban, valamint a kicserélődési folyamatok tanulmányozásában. A vertikális eloszlás indirekt mérési módszere az ún. *Umkehr* mérés, amely a Dobson

spektrofotométerrel végezhető. A direkt mérések az újabb időkben nagy lépésekben fejlődő, ózonszondás technikával folynak. Az Umkehr mérés volt az elmúlt néhány évtizedben az egyedüli módszer, amely ha pontatlanul is, mégis adott némi tájékoztatást az ózon vertikális eloszlásáról. Az ózonszondák megjelenése óta természetesen ez utóbbiak kerültek előtérbe. Jelenleg az ózonszondáknak két típusa használatos: az optikai és az elektrokémiai. Az optikai ózonszondát Paetzold (Univ. of Köln) ismertette, és beszámolt az NGÉ alatt végzett mérések eredményeiről. Az elektrokémiai szondát Brewer konstruálta. Ennek az ózonszondának a jelentősége az utóbbi időkben nagyon megnövekedett. Elsősorban az USA-ban kerül felhasználásra, de az európai országok is vásároltak belőle, és igen jó eredményeket érnek el vele.

5. A rakétákkal és mesterséges holdakkal történő ózommérés egyelőre még csak kezdeti stádiumban van, azonban máris jelentősen bővíti ismereteinket a teljes ózommennyiségről és az ózon magassági eloszlásáról. A rakétás mérések tulajdonképpen az ózonszondákhoz kapcsolódnak, ui. meteorológiai rakétákkal felrepített és kiejtett ózonszondákkal már több ízben végeztek sikeres méréseket. A földről felbocsátott léggömbös ózonszondák kb. 30—40 km-ig használhatók, a kiejtett szondák pedig kb. 80—150 km-től lefelé ereszkedve mérik az ózon vertikális eloszlását. A mesterséges holdak vagy a Nap direkt sugárzását, vagy a légkör molekulái által visszavert fényt használják fel az ózommérés céljaira. Folyamatos ózommérésekre kizárólag a mesterséges holdak alkalmasak. Néhány megfelelően kiválasztott pályán keringő mesterséges hold segítségével valószínűleg meg ez a program, de ehhez világméretű kooperációra van szükség. E kísérletekről és tervekről amerikai szakemberek tartottak igen nagy érdeklődést kiváltó előadásokat.

6. A hatodik témakörben számos előadás hangzott el az ózonadatok szerepéről a cirkulációs problémák megoldásában (pl. a sztratoszféra és mezoszféra dinamikai és energetikai modelljének kialakítása). Ismert összefüggések állnak fenn egyrészt az ózontartalom, másrészt a sztratoszféra hőmérsékleti és áramlási mezeje, a kora tavasszal hirtelen fellépő sztratoszférikus felmelegedések, a szinoptikus rendszerek, a jet-stream, valamint a tropopauza magassága között. Igen fontos továbbá az a tény, hogy a kapcsolódó jelenségek közül többnyire az ózonváltozás az elsődleges, a többi meteorológiai elem változása némi késéssel következik be. Az ózonnak ez a tulajdonsága igen biztató arra vonatkozólag, hogy a szinoptikus vizsgálatokban előbb-utóbb felismerik az ózonadatok felhasználhatóságát más meteorológiai elemek változásának előrejelzése céljából.

Említésre méltó az ózon gyakorlati jelentősége a repülésmeteorológiában. Egyrészt a szuperszonikus repülőgépek turbináinak telje-

sítménye és így a gép sebessége nagymértékben függ a levegő sűrűségétől, azaz közvetve a levegő hőmérsékletétől, ill. ózontartalmától. Ez a körülmény a repülőgép üzemanyag kalkulációja szempontjából igen lényeges. Másrészt a szuperszonikus gépek átlagos repülési magassága az utazási szakaszban, tehát a szuperszonikus fázisban kb. 20—22 km. Ebben a szintben az ózonkoncentráció maximális. Az ózon pedig, mint ismeretes, még kis koncentrációban is mérgező hatást, tehát védelmet kell nyújtani a repülőgép utasainak az ózonnal szemben. A repülőgép-konstruktőrök jelenleg szűrők beépítésével akadályozzák meg az ózonnak a kabin légtérébe való beáramlását, elképzelhető azonban, hogy idővel igénylik majd a nagy ózonkoncentrációjú területek előrejelzést.

A konferencia üléseit a páratlanul gazdag oceanográfiai múzeum előadótermében tartották.

A szimpóziumot külön kulturális program egészítette ki. Megtekintették a résztvevők Roquebrune festői szépségű régi városrészét, a Jardin d'Exotic pompás növényeit, valamint a 80 ország nyelvén — közöttük magyarul is — műsort sugárzó a monacói rádióállomást. A szimpózium befejezéséként Monaco miniszterelnöke és felesége adott fogadást a tudományos ülésorozat résztvevőinek tiszteletére.

Borbély E.

*

AZ IDŐJÁRÁSKUTATÁS IDŐSZERŰ KÉRDÉSEI

előadásorozat harmadik, egyben befejező része volt *Tánczer Tibornak* a Központi Meteorológiai Intézet tud. csoportvezetőjének a MMT április 17-i ülésén megtartott „Mesterséges holdakkal nyert adatok felhasználása az időjárás előrejelzésében” című előadása.

Bevezetőjében gyakorlati oldalról közelítette meg a meteorológiai műholdakkal végzett felhőmegfigyelések szükségességét. Minthogy a Földfelszínének nagy részéről megfigyelési adatokkal egyáltalán nem, vagy csak elvétve rendelkezünk, felbecsülhetetlen értékű információkat szolgáltatnak a műholdak az időjárás analízis és előrejelzés területén, annak ellenére, hogy ez a segítség ma még jobbára minőségi jellemzőkben áll rendelkezésünkre (felhőtakaró területi eloszlása), s a számszerű mérések (sugárzási adatok) csak közvetve használhatók fel az alapvető meteorológiai elemek meghatározására.

Ezután számos felhőfényképet mutatott be, melyeken a főbb időjárás képződmények jellegzetes felhőrendszereit láthattuk (ciklonok spirálfelhőzete, frontok és futóáramlások felhősávjai, konvekciós rendszerek stb.). Ismertette az infravörös hullámhossztartományba eső

földi kisugárzás mérésének fontosságát, amely az éjszakai felhőtakaró fényképezésének egyetlen lehetséges módszere. Kitért a geoszinkron (a Föld látszólag egy helyben álló) műholdak meteorológiai szerepére. A másfél éve működő hazai APT képvevő állomás felvételei közül is bemutatott néhányat, majd hangsúlyozta, milyen nagy segítséget nyújtanak ezek a 12 GMT-s szinoptikai térkép szerkesztésénél. Bevezetésül azokat a feladatokat ismertette, amelyek az Időjárás Világhálózat (WWW) teljes kiépítése után a meteorológiai műholdakra várnak.

A nagy figyelemmel hallgatott előadás az elnöklő *Aujeszký László* zárszavaival ért véget.

Ambrózy P.

*

AZ ŰRKUTATÁS HÍREI

A Szovjetunióban 1969. március 26-án Föld körüli pályára juttatták a *Meteor* elnevezésű időjárás műhold-rendszer új tagját, amely a *Kozmosz-274* jelzést viseli. A mesterséges hold keringési ideje 97,9 perc, pályájának perigeuma 644 km, apogeuma 713 km, a pálya síkja az Egyenlítő síkjával 81,2 fokos szöget zár be. Fedélzeti műszerei sugárzási méréseket végeznek és televíziós felhőfelvételeket készítenek; a mágnesszalagon tárolódó adatok a Szovjetunió fölött földi parancsra kerülnek kisugárzásra. Az új műhold a *Meteor*-rendszer ötödik tagja, és az 1968. június 12-én felőtt, már nem működő *Kozmosz-226* jelzésű meteorológiai hold munkáját folytatja.

A *National Environmental Satellite Center* (az ESSA műhold-központja) 1969. március 4-én körlevelet intézett azoknak az európai és afrikai államoknak a meteorológiai szerveihez, amelyek bekapcsolódtak az ATS-III távközlési mesterséges holddal a múlt év második felében végzett WEFAX-kísérletekbe. Ebben köszönettel nyugtázza a vételi lehetőségeket regisztráló visszaigazolásokat, és, sajnálatát

fejezi ki, hogy a kísérletek Európa és Afrika számára a múlt év végén megszakadtak. A műhold ugyanis jelenleg a mi vételi körzetünkön már kívül eső egyenlítői 73°W pont fölött helyezkedik el, hogy a tavasz folyamán felvételsorozatot sugározzon az Egyesült Államok fölött kialakuló nagy konvekciós rendszerek felhőzetéről. A tervek szerint azonban a nyár közepén az ATS-III ismét visszakerül az 50°W fölötti pozícióba, és akkor egyben a WEFAX-kísérletek programját is lényegesen kibővítik. A tavalyi WEFAX-kísérletekben Európából a magyar, osztrák, dán, nyugat-német, holland, svájci, svéd és norvég meteorológiai szolgálatok APT-állomásai vettek részt.

Folyóiratunk múlt évi 4. számában (249. o.) beszámoltunk arról, hogy az Egyesült Államok eddigi legtüköletebb műholdjának, a *Nimbus-III*-nak az 1968. május 18-i fellövése nem járt sikerrel: a műhold nem lépett Föld körüli pályára, mivel azt röviddel az indítás után fel kellett robbantani. A NASA az 575 kg súlyú mesterséges holdat az eredeti tervek alapján újból megépítette, majd azt a kaliforniai Vandenberg-támaszpontból (többszöri elhalasztás után) 1969. április 14-én 0754 GMT órakor egy Thor—Agena-rakéta sikeresen állította rá a Föld körül kijelölt kvázipoláris napszinkron pályára. Az új *Nimbus-III* az első olyan meteorológiai mesterséges hold, amelynek energiaszükségletét nukleáris energiával biztosítják. Pályaadatai: apogeum 1132 km, perigeum 1071 km, inklináció 80,1 fok. A műhold keringési ideje 107,4 perc, a szomszédos pályák földi vetületei egymástól 26,85 fokos távolságra vannak, a Hold a Föld megvilágított oldalán az Egyenlítőt délről észak felé haladva 1128 óra helyi időben lépi át. A *Nimbus-III* a pályára állás után közvetlenül megkezdte a 136,95 Mc frekvencián a televíziós és infravörös APT-képek kisugárzását; az ezen műhoddal tervezett további, sok vonatkozásban teljesen újszerű kísérletekről az első *Nimbus-III* Hold fellövésével kapcsolatban már megemlékeztünk.

Götz G.

HIBAIGAZÍTÁS:

Folyóiratunk 73. évfolyamának 2. számában a 128. oldal bal oldali hasábjának első bekezdésében található „ITOS-rendszer” helyesen *TOS-rendszer*, a szerző neve pedig a cikk végén helyesen: *Götz G.*

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285

Felélős kiadó: Sala Sándor igazgató

69.1664 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás

Felélős vezető: Soproni Béla igazgató

A Magyar Meteorológiai Társaság fényképpályázata

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázatot hirdet időjárási jelenségeket, vagy az időjárás hatásait feltüntető olyan művészi színvonalú fényképfelvételek beküldésére, amelyek nyomdai sokszorosításra alkalmasak és tudományos vagy ismeretterjesztő szempontból értékesek.

PÁLYÁZATI FELTÉTELEK

1. A pályázatra csak olyan képek küldhetők be, amelyek kiadása és tulajdonjoga felett a pályázó teljes mértékben rendelkezik.
2. A pályázat jelíges. A fényképen is és a lezárt borítékon is — amelyben a pályázó neve és címe van — fel kell tüntetni a jelíget.
3. A beküldött fényképeken feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (óra is, de legalább a napszak), tájképek esetén az égtáj is, amely felé a felvétel készült.
4. A pályázó a kép beküldése által beleegyezését adja ahhoz, hogy a díjnyertes képek a Magyar Meteorológiai Társaság tulajdonába mennek át, tehát a velük kapcsolatos mindennemű szerzői és tulajdonjog a Társaságot illeti.
5. A pályázaton kizárólag olyan képek kerülnek elbírálásra, amelyeknek mérete 18×24 cm.
6. A jelíges pályázati fényképek beküldési határideje 1969. szeptember 30. (Bp. V., Szabadság-tér 17. Technika Háza).
7. A Társaság Titkársága a pályadíjakat postán küldi ki.
8. A díjat nem nyert képeket a pályázók címére visszajuttatjuk.

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

800,— forintos első díjban

a további legjobb pályaműveket pedig

1 db 500,— forintos második díjban,

2 db 200,— forintos harmadik díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat módosítva is kiadhatja.

A pályázat eredményének kihirdetésére és a képek bemutatására a Társaság közgyűlésén kerül sor.

Budapest, 1969. május

Magyar Meteorológiai
Társaság Titkársága

SZERKESZTŐSÉG ÉS ELŐFIZETÉSI ÜGYEK:

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. TAGDÍJBEF. SZÁMLÁJÁN)

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

CONTENTS—INHALT—SOMMAIRE—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Tánczer, T.</i> : The Evaluation of Cloud Sizes on Satellite (APT) Pictures (English Text)	129
<i>Götz, G.</i> : A Two-Dimensional Kinematic Model for the Anvil of Large Convective Storms (Abbreviated English Text)	141
<i>Péczely, Gy.</i> : Beitrag der Schneeschmelze zur Wassereinnahme an der Erdoberfläche im Einzugsgebiet der Donau (Deutscher Text)	155
<i>Radnai, K.</i> : Soil Temperatures at Snow-Covered and Snowless Spot ..	160
<i>Hirling, Gy.</i> : Variations of the Height of the Tropopause. (Abbreviated Russian Text)	166
<i>Ventura, E.</i> : Frequency of Lightning Discharges and Its Relation to the Lability Energy of Thunderstorms	175
Literature	
<i>Lawrynowicz, R.</i> : Untersuchungen zur Abhängigkeit des Obstblüte von der Witterung (<i>Szakály, J.</i>)	180
<i>Тверской Б. А.</i> : Динамика радиационных полей земли (<i>Aujeszký, L.</i>)	181
<i>Франк, Д. А.</i> — <i>Каменский</i> : Плазма—четвертое состояние вещества (<i>Aujeszký, L.</i>)	182
<i>Щербин, М. Н.</i> : Микроклиматология (<i>Aujeszký, L.</i>)	182
Chronicle	183

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), F. BAUR (Bad Homburg), BÉLL B. (Budapest), BODOLAI I. (Budapest), M. BOSSOLASCO (Genova), M. I. BUDYKO (Leningrád), M. ČADEŽ (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), F. F. DAVITAJA (Tbiliszi), H. ERTEL (Berlin), Sz. P. HROMOV (Moszkva), S. JAHO (Tirana), KAKAS J. (Budapest), M. KONČEK (Bratislava), L. KRAS-
TANOV (Szófia), A. MÄDE (Halle/Saale), W. OKOLOWICZ (Warszawa), J. PASZYNSKI (Warszawa), PÉCZELY GY. (Budapest), F. STEINHAUSER (Wien), K. TAKEUCHI (Tokyo)

ELNÖKE:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

73. ÉVFOLYAM

4

1969. JÚLIUS—AUGUSZTUS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

<i>Béll Béla</i> : Kontinentalitás és oceanitás a szabad légkörben Magyarország fölött (német nyelven)	193
<i>Helbig, A.</i> : Épületeken folytatott csapóeső mérések első eredményei (német nyelven)	207
<i>Koppány György—Róth Renáta</i> : Középtávú előrejelzések beválásáról	214
<i>Koflanovits Erika</i> : Egy napnál rövidebb időtartamok mértékadó csapadékmaximumainak meghatározása	223
<i>Gubola Mária</i> : A keveredési réteg vastagsága Budapest fölött	229
<i>Papp Béla</i> : A szemescirok kelésének kapcsolata a talaj hőmérsékletével	235
<i>Farkas Amália</i> : Elektronikus számítógép alkalmazása csapadékatatok ellenőrzésére Magyarországon	239

Irodalom

<i>Zrinyi J.</i> : A Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet 1952—1966 évek alatt végzett kutatásainak jegyzéke (<i>Valent Erzsébet</i>)	243
<i>Prihotyko, G. F.</i> : Mesterséges csapadék konvektív felhőkből (<i>Wirth Endre</i>)	244

Krónika

Kakas József 60 éves (<i>Az Időjárás Szerkesztő Bizottsága</i>) — A szocialista államok meteorológiai (hidrometeorológiai) szolgálatainak igazgatói konferenciája Bukarestben (<i>Czelnai R.</i>) — A Lengyel Népköztársaság meteorológiai szolgálata fennállásának 50. évfordulója (<i>Móra L.-né</i>) — Nemzetközi ózonszimposium Siófokon (<i>Borbély E.</i>) — A WMO európai területi asszociációjának ötödik ülészaka (<i>Ambrózy P.—Czelnai R.</i>) — A WMO repülésmeteorológiai bizottságának rendkívüli ülése Montreálban (<i>Kapovits A.</i>) — M. E. Rodriguez Ramirez látogatása Magyarországon (<i>Béll B.</i>) — Ipari objektumok telepítésének meteorológiai szempontjai Magyarországon (<i>Szepesi D.</i>) — J. R. Lacaze professzor Magyarországon (<i>Rákóczi F.</i>) — Felhőfizikai és időjárásmódosítási konferencia a Szovjetunióban (<i>Mészáros E.</i>) — A Barbados-szigeti kísérletek (<i>Ambrózy P.</i>) — H. Ertel előadása a Magyar Meteorológiai Társaságban (<i>Gajzágó L.</i>) — Aeroszol-kutatási tanulmányút az NDK-ban (<i>Simon A.</i>) — Az MTA meteorológiai tudományos bizottsága (<i>Rákóczi F.</i>) — Antal Emánuel kandidátusi értekezésének vitája (<i>Tóth E.</i>) — Szinoptikai tanulmányút az NDK-ban (<i>Kerényi N.—Vissy K.</i>) — Az MMT választmányi ülése (<i>Simon A.</i>)	245
--	-----

E SZÁM SZERZŐI:

Béll Béla, a műszaki tudományok doktora, c. egyet. tanár, igazgatóhelyettes, az Aerológiai Fő-obszervatórium vezetője; *Alfred Helbig* dipl. met., a lipcsei Marx Károly Egyetem tanársegédje; *Koppány György dr.*, az Előrejelző Központ tud. csoportvezetője; *Róth Renáta*, az Előrejelző Központ tud. munkatársa; *Koflanovits Erika*, az Aerológiai Főobszervatórium tud. munkatársa; *Gubola Mária dr.*, a Központi Meteorológiai Intézet tud. munkatársa; *Papp Béla*, a VITUKI tud. munkatársa; *Farkas Amália*, a Központi Meteorológiai Intézet tud. csoportvezetője.