

A sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átváltódása Budapest fölött

Весенняя перестройка циркуляции стратосферы над Будапештом. По результатам измерений РАВИН за 5 лет, проведенных в Будапеште, приводятся данные об общей циркуляции тропосферы и стратосферы в умеренном поясе. Анализируются средние характеристики ветра по отдельным сезонам и по всему году для тропосферы, а также по январю и июлю для высот до 22—26 км. Полученные данные подтверждают заключение о том, что в годы, когда потепление стратосферы в конце зимы начинается четкой перестройкой хорошо развитого алеутского антициклона, переход к летней циркуляции стратосферы осуществляется раньше и за более короткое время, чем в годы, когда в полярном термобарическом поле намечаются менее значительные горизонтальные разности и менее четкое взаимодействие полярной турбулентности и алеутского антициклона. Данные позволяют думать, что в образовании летней циркуляции стратосферы над Венгрией имеется периодичность продолжительностью около 2 лет.



A Föld sugárzási mérlegével, hőháztartásával, általában a légköri jelenségek energetikájával elválaszthatatlanul összekapcsolódik az általános cirkuláció alakulása. Az állandóan változó földi szélrendszerek összességéből különös figyelmet érdemelnek azok az összetevők, amelyek a sugárzási viszonyok globális eloszlásától, a tengeri vagy szárazföldi fekvéstől, az orográfiai viszonyoktól függően kisebb-nagyobb mértékben mindig érvényre jutnak a légáramlásban és jelenlétük kimutatható a hosszú adatsorok átlagértékeiből is. Erre az ún. *permanens* cirkulációra ráragadnak a széles skálájú turbulens légmozgások s a tényleges földi cirkulációt térben és időben nagyon változatosá teszik.

Az elmúlt évtizedek során a permanens cirkuláció megközelítésére egyszerűsítő feltételek alapján számos modellt szerkesztettek, amelyeknek cirkulációs celláiba a talajon megfigyelt, állandó jellegű szélrendszerek (passzát, monszun, a mérsékelt égövek nyugati szelei stb.) jól beilleszthetők voltak. A magassági szélmérések finomították, jelentékenyen kiegészítették és bizonyos mértékben átalakították a planetáris cirkulációra vonatkozó elképzeléseinket.

A magassággal csökkenő súrlódás és a földforgásnak a földrajzi szélességgel mindinkább érvényre jutó eltérítő ereje következtében a szabadlégkör permanens cirkulációjában — az egyenlítő keskeny sávját nem tekintve — a zónális szelek jutnak túlsúlyra. Ennek megfelelően a hosszú adatsoroknak az egész Földre számított átlagértékeiben a meridionális komponensek elhanyagolhatók. Ez összhangban van a légnyomás átlagos földi eloszlásával. *Flohn* szerint [1] nincsen olyan nyomási mező, amely a súrlódási réteg fölött az egyenlítő közvetlen környezetének kivételével egyensúlyt tudna tartani a forgó Földön olyan cirkulációval, amelynek a szélességi körökre számított átlagos meridionális komponense nem tűnik el. Eszerint a geosztrófia fővényének elegendő tevé permanens cirkulációt jól megközelítik a földi szélrendszerek átlagos zónális komponensei.

A zónális komponensnek a magassággal növekvő túlsúlyát mutatja az *I. táblázat*, amely az egyes évszakokban a szélesebbég átlagos zónális és meridionális komponenseit tartalmazza Budapest fölött.

Az adatokat az 1959. március—1964. február közötti 5 év minden napján a 0 óra GMT-kor felbocsátott rádiószondák eredményeiből nyertük. A pozitív előjelű zónális (*Z*), illetőleg meridionális (*M*) komponens nyugati, ill. északi irányt, a negatív keleti, ill. déli irányt jelent. Teljesség kedvéért a táblázatban megadtuk a közepes szélvek-

tor irányát (α), nagyságát (R), az átlagos skaláris szélességet (v) és a szél változékonyságára jellemző v/R hányadost, amelynek legkisebb értéke állandó szélirány esetén az egységgel lenne egyenlő. Végül a komponensek és a skaláris szélesség évi átlagát, valamint az átlagos szélvektor magassággal való változását az I. ábrán mutatjuk be.

Láthatjuk, hogy a meridionális komponens a szabad légkörben jóval kisebb a zónális komponens értékénél. Az M és a Z komponensek aránya legkisebb tavaszszal, nagyobb nyáron és ősszel, legnagyobb télen. Ebben a sorrendben csökkent

I. TÁBLÁZAT

A légáramlás jellemzői (m/sec, fok) Budapest fölött (1959—54)

Tél (XII.—I.—II. hó) Nyár (VI.—VII.—VIII. hó)

m	Z	M	α	R	v	v/R	Z	M	α	R	v	v/R
140	-0,2	0,9	11,6	0,9	3,7	4,1	0,2	0,9	346,7	1,0	3,1	3,3
500	0,7	0,3	295,6	0,7	7,3	10,1	1,3	0,9	304,8	1,6	6,6	4,2
1 000	2,5	0,4	278,1	2,5	8,6	3,4	1,9	0,7	290,2	2,0	6,9	3,4
1 500	3,2	0,6	280,8	3,3	9,0	2,8	2,9	0,8	285,4	3,0	7,0	2,3
2 000	4,0	1,0	283,9	4,1	9,5	2,3	3,3	0,8	283,5	3,4	7,4	2,1
2 500	4,0	1,2	287,0	4,2	10,2	2,4	3,9	0,8	281,8	4,0	7,9	2,0
3 000	4,6	1,7	290,2	4,9	11,3	2,3	4,6	0,7	278,4	4,6	8,6	1,9
4 000	6,1	2,3	290,5	6,5	13,4	2,1	5,4	0,5	275,3	5,5	9,8	1,8
5 000	7,1	2,5	289,3	7,5	15,6	2,1	6,6	0,6	275,2	6,7	11,3	1,7
6 000	7,8	3,1	292,0	8,4	17,4	2,1	7,4	0,7	275,2	7,5	12,8	1,7
7 000	8,4	3,3	291,7	9,0	19,4	2,1	8,0	0,6	274,4	8,0	14,6	1,8
8 000	9,2	4,2	294,6	10,2	22,1	2,2	9,5	0,6	273,7	9,5	17,0	1,8
9 000	9,7	4,8	296,3	10,8	23,5	2,2	10,3	0,8	274,7	10,3	19,2	1,9
10 000	10,3	5,4	297,7	11,6	23,7	2,0	11,0	1,2	276,1	11,0	20,6	1,9

m Tavasz (III.—IV.—V. hó)

Ősz (IX.—X.—XI. hó)

140	0,0	0,8	359,2	0,7	4,1	5,6	-0,6	0,5	52,6	0,8	3,4	3,9
500	0,2	-0,2	226,2	0,3	7,4	23,1	0,3	-1,7	191,2	1,8	7,9	4,5
1 000	1,1	0,0	270,2	1,1	7,7	7,3	2,1	-1,8	229,0	2,7	8,2	3,0
1 500	1,6	-0,2	264,3	1,6	7,7	4,7	2,6	-2,0	232,4	3,3	8,5	2,6
2 000	2,3	0,1	271,7	2,3	8,2	3,6	3,4	-1,7	242,9	3,8	9,2	2,4
2 500	2,4	0,7	286,3	2,5	8,7	3,5	4,0	-1,6	258,6	4,3	9,7	2,2
3 000	3,3	0,4	276,7	3,4	8,9	2,7	4,4	-1,4	252,2	4,6	10,3	2,2
4 000	4,1	0,3	273,8	4,1	10,0	2,4	5,4	-1,4	255,1	5,6	11,9	2,1
5 000	5,2	0,4	274,3	5,2	11,5	2,2	6,4	-0,9	262,2	6,4	13,5	2,1
6 000	6,1	0,8	277,3	6,1	13,1	2,1	7,5	-0,9	262,9	7,6	15,2	2,0
7 000	7,8	1,0	277,3	7,9	15,0	1,9	8,5	-0,7	265,0	8,5	17,6	2,1
8 000	7,6	1,7	282,4	7,8	17,2	2,2	9,2	-0,6	266,5	9,3	19,6	2,1
9 000	8,8	1,0	276,4	8,9	19,0	2,1	9,9	-0,4	267,7	9,9	21,8	2,2
10 000	9,6	2,0	281,6	9,8	19,1	2,0	10,6	0,7	273,9	10,6	23,3	2,2

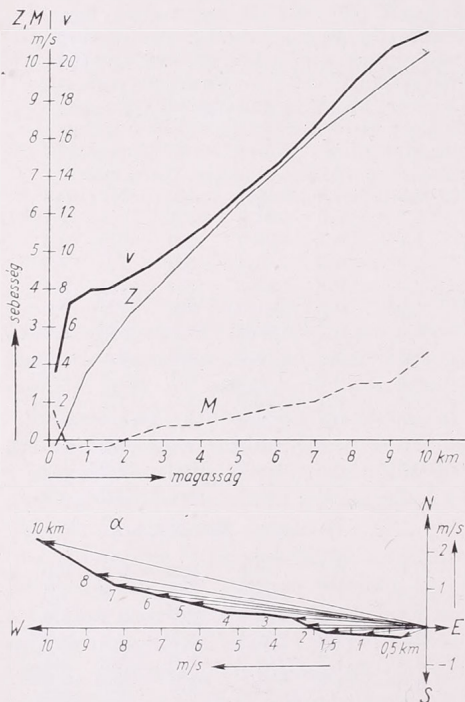
Budapest fölött az egyes évszakokban a zónális komponens részaránya a troposzféra áramlásában. A közepes szélvektor a szabad légkörben télen jobbra, nyáron balra fordul a magassággal, ami összhangban van az egyes mérésekből levont következtetéssel: a légáramlás Budapest térségében télen advektív hőbevétellel, nyáron hővesztéssel kapcsolódik be a szabad légkör hőháztartásába. A skaláris szélesség magassággal való változása alapján jól elkülöníthetők a troposzféra karakterisztikus rétegei [2].

Évi átlagban a meridionális komponensnek a magassággal való növekedése jelentékenyen elmarad a zónális komponens mögött s értéke a szabadlégkörben csaknem 10-szer kisebb az utóbbinál. Földi méreteken az átlagképzést egy-egy szélességi körre végzik el s a kapott értékeket a Föld átlagos meridiánjára vonatkoztatják.

A Föld átlagos meridiánjára vonatkoztatva a permanens zónális áramlás öt nagy áramgyűrű formájában övezi a Földet. Az alsó rétegekben a trópusi öv áramlása és a két poláris áramgyűrű keleti irányú, a két mérsékelt öv fölött pedig nyugati az áramlás iránya.

A trópusok fölötti áramlás a magasabb rétegekben az egyenlítő felé szűkülő terjedelemben átlagosan 10 km magasságig nyúlik fel. A poláris keleti áramlás magassága a sarkokon sem éri el az 5 km-t.

A mérsékelt övek nyugati áramgyűrűje a magasabb légrétegekben a trópusok és



1. ábra. A légáramlás jellemzőinek változása a magassággal Budapest fölött a troposzférában (1959. III.—1964. II.)

Abb. 1. Höhenänderung der Charakteristiken der Luftströmung über Budapest, in der Troposphäre (März 1959 — Februar 1964)

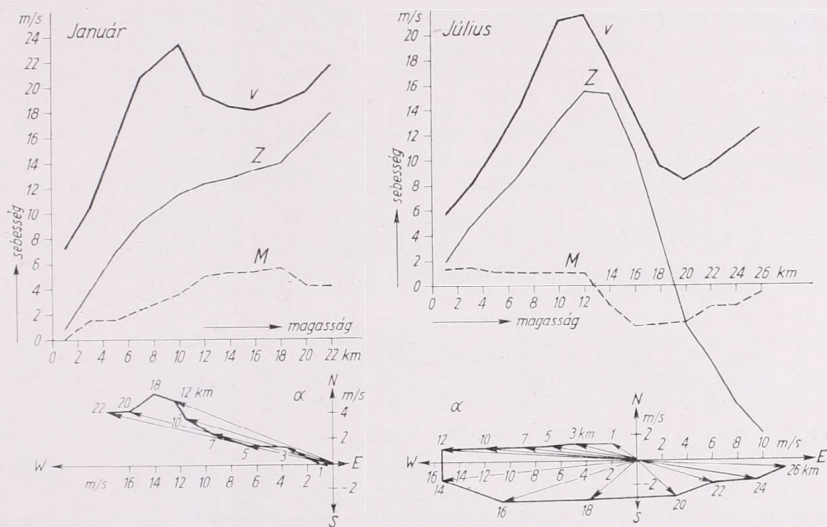
a sarkvidékek felé kiterjeszkedik s 10—15 km között a permanens cirkuláció zónális komponense csaknem az egész Földön nyugati irányú, mindössze India fölött, 10—27° N szélességen jelentkezik a nyári évszakban túlnyomó gyakorisággal keleti komponens. A nyugati szél sebessége a magassággal nő s általában 10—12 km-en éri el maximumát. A nyugati szélmaximum a földrajzi szélességgel változik s legnagyobb értékét a szubtrópusi futóáramlás zónájában: 30—40° szélességen, 10—12 km magasságban éri el. A szélesség átlaga itt télen 30—35 m/sec, nyáron 20—25 m/sec.

A. Wagner [3] a szabadlégköri mérések első klimatológiai feldolgozásából arra a következtetésre jutott, hogy az alsó sztratoszféra fölé felé csökkenő sebességű nyugati áramlása fölött az év minden szakában keleti szél fúj.

A hangterjedés anomáliái, a sztratoszférikus magassági térképek, majd a tényleges szélérések részben igazolták ezt a föltevést, amennyiben kiderült, hogy a felső sztratoszférában, 20 km fölött nyáron valóban keleti az uralkodó szélirány, a téli évszakban azonban itt is nyugati szél fúj. Az átlagos meridiánsíkon 30 km magasságig végzett számítások szerint [1] a sztratoszférikus keleti cirkuláció alsó határa az északi féltekén legmagasabb a szubtrópusi futóáramlás zónája fölött (20—22 km), az egyenlítő felé süllyed s 10—12 km magasságban megközelíti a trópusi öv idáig felnyúló

keleti áramgyűrűjét. A magasabb szélességek felé a keleti cirkuláció alsó határa a sarkvidéken kb. 15 km-re süllyed le. A nyugati szélkomponens értéke a szélmaximum szintjétől a keleti cirkuláció alsó határáig természetesen nullára csökken, e fölött a keleti komponens a magassággal nő, legnagyobb mértékben a trópusi övben. Télen a felső sztratoszféra keleti cirkulációja a trópusi övre korlátozódik, a mérsékelt övekben és a sarkvidékek fölött a zónális komponens az alsóbb légrétegekhez hasonló nyugati irányú.

Budapest fölött a szél irányának és sebességének a magassággal való változása



2. ábra. A légáramlás jellemzőinek változása a magassággal Budapest fölött a troposzférában és a sztratoszférában (1961—1965)

Abb. 2. Höhenänderungen der Charakteristiken der Luftströmung über Budapest, in der Troposphäre und Stratosphäre (1961—1965)

jól beleilleszkedik ebbe az általános képbe (2. ábra). A szélmaximum fölött csökkenő skaláris szélssebesség (v) nyáron 20 km-en, télen 16 km-en éri el legalacsonyabb értékét. E fölött nyáron a keleti, télen a nyugati szél sebessége ismét nő. A szélminimum szintjében a zónális komponens nyáron nullára csökken és nyugatiból keletire változik, télen a magassággal való növekedése minimumot ér el, de nyugati marad. A széliránynak a magassággal való változását az átlagos szélvektorral szemléltetjük. Az átlagértékek számításához az 1961—65. év azon szélméréseit használtuk fel, amelyek a 20 km-t elérték. Minthogy az 5 éves időszak második felében jóval több magas szélmérés történt Budapesten (3. ábra), mint 1961—62-ben, ezért az átlagokban az 1963—65. év az előbbieknél nagyobb súllyal szerepel. 20 km fölött az adatok száma csökken, 26 km-ben a 20 km-t elért szélméréseknek júliusban 52%-a, januárban 22 km-ben 66%-a állt rendelkezésre. Mindezek ellenére a kapott széleloszlás jól szemlélteti a cirkuláció alapján elkülöníthető légrétegeket.

Az elmondottakból következik, hogy a sztratoszférikus szélminimum fölött a permanens cirkuláció zónális komponense télen nyugati, nyáron keleti irányú. Ennek a különbségnek az oka a sztratoszféra hőháztartásában keresendő. A troposzférában és az alsó sztratoszférában a vízszintes irányú átlagos hőmérsékletcsökkenés vektora az északi mérsékelt övben általában észak felé mutat s ennek megfelelően az izobárfelületek észak felé lejtnek. Az izobárfelületek helyzete és a magassággal

növekvő meredeksége összhangban van a szélmaximumig növekvő erősségű, nyugati irányú uralkodó széllel. A sztratoszférában a vízszintes irányú hőmérsékleti gradiens a magas trópusi és alacsony sarki tropopauza miatt a magassággal csökken s vele csökken az izobárfelületek meredeksége és a nyugati szél sebessége is. A felső sztratoszférában, 20 km fölött a gázok, elsősorban az ózon abszorpciója, hőháztartása alakítja ki a hőmérsékleti és áramlási viszonyokat. A nyári, keleti irányú cirkuláció arra mutat, hogy a magasabb szélességek hosszabb nappaljai miatt a felső sztratoszférában a vízszintes hőmérsékletesökkenés vektora nyáron az egyenlítő felé fordul s errefelé lejtenek az izobárfelületek is.

Természetesen ehhez az alapeffektushoz az egyes években számos más, elsősorban dinamikus tényező is járul s a valóságos cirkuláció nagyon változatos lehet. A 3. ábra jó áttekintést nyújt a felső sztratoszféra Budapest fölött észlelt cirkulációs jellegzetességeiről 1961. január—1965. július között. Az ábra a felső sztratoszféra alján, 20—22 km-ben négy szektorra bontva ábrázolja a szél irányát, a napi négy terminusban rendelkezésre álló adatok alapján. A keleti áramlást üres, a nyugati teli körök, az északit fölfelé, a délit lefelé irányuló nyilak jelzik a mérési időpontnak megfelelő elhelyezésben. A *III. táblázat* megadja, hogy az egyes hónapokban a nyugati (*W*) és a keleti (*E*) áramlás az összes esetek hány %-ában volt megfigyelhető s hány %-ban észleltünk meridionális (*M*) áramlást.

II. TÁBLÁZAT

A zónális és meridionális áramlás gyakorisága (%) Budapest fölött 20—22 km magasságban (1961—1965. VII.)

Hó	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	I—XII.
<i>W</i>	90	88	80	45	26	12	10	23	57	79	88	89	50
<i>E</i>	2	2	10	45	60	84	85	60	29	8	3	3	41
<i>M</i>	8	10	10	10	14	4	5	17	14	13	9	8	9
<i>n</i>	164	185	270	276	333	304	326	220	203	198	141	157	2777

Látható, hogy a három téli hónapban túlnyomóan nyugati, a három nyári hónapban pedig túlnyomóan keleti a felső sztratoszféra zónális szélkomponense. Mind a téli, mind pedig a nyári általános cirkulációt hosszabb-rövidebb időre megzavarják meridionális jellegű, sőt az általános áramlással ellentétes irányú zónális szelek, amelyek valószínűleg kapcsolatban vannak a sztratoszféra fölmelegedési és lehülési folyamataival.

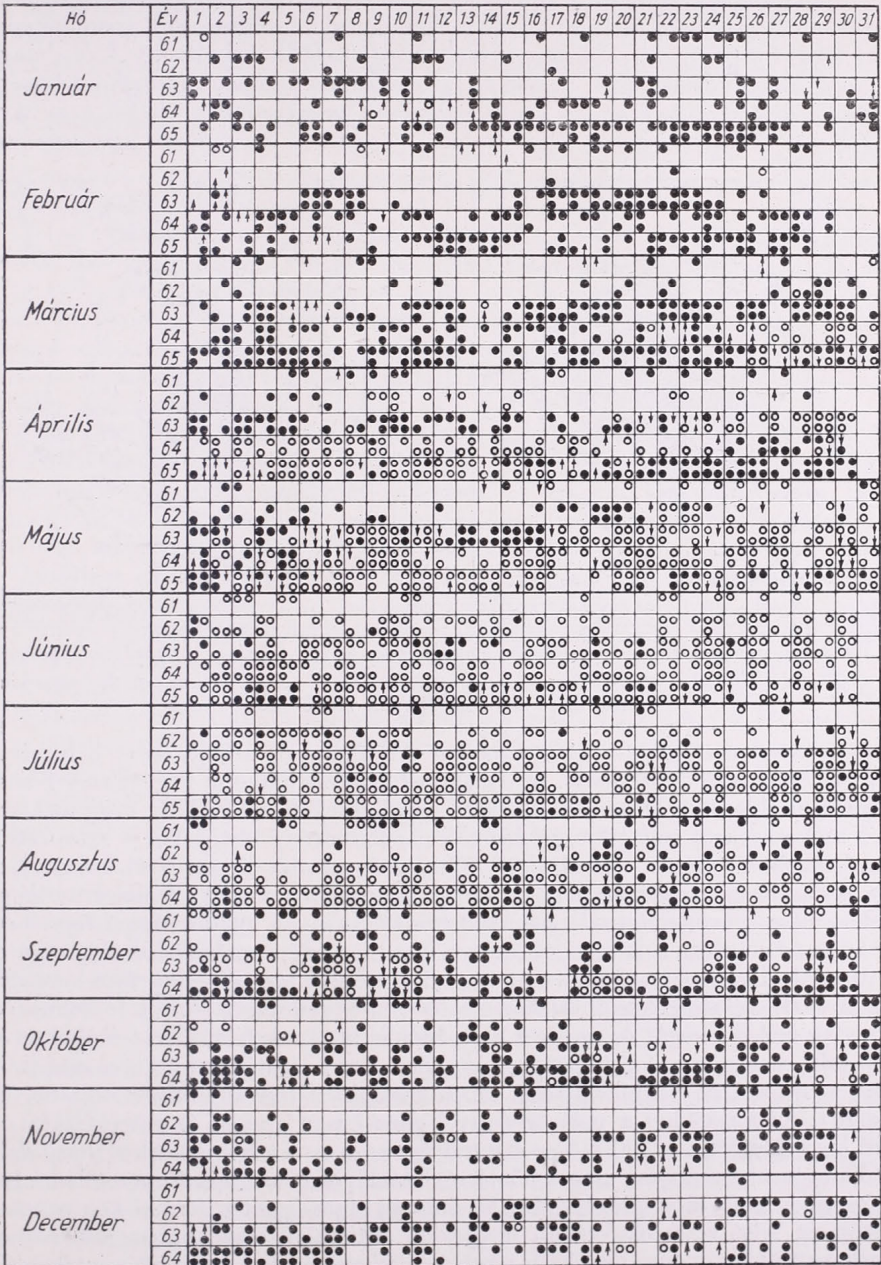
Az elmúlt évtizedben az aerológiai mérések fejlődése lehetővé tette naponkénti sztratoszférikus magassági térképek szerkesztését, legalábbis az északi féltekén. Kielégítő mennyiségű adat áll rendelkezésre a 100 és az 50 mb-os szinten, de többkevesebb valószínűséggel — bizonyos föltételezések alapján — megszerkeszthetők a 30 és a 10 mb-os szint magassági térképei is. A következőkben *R. Scherhag* és munkatársai által készített és a *Meteorologische Abhandlungen* kötetében közzétett magassági térképeket használjuk fel arra, hogy a Budapest. észlelt sztratoszférikus szélváltozásokat beleillesszük az északi félgömb általános cirkulációjába [4].

A magassági térképek kimutatták, hogy a sztratoszféra téli cirkulációjában legszembetűnőbb a pólus körüli hatalmas, mélynyomású polárörvény, amely vízszintes kiterjedésében lenyúlik a szubtrópusokig, a függőlegesben pedig az egész sztratoszférában észlelhető. Tipikus elhelyezkedését a *4/a ábra* mutatja be. A hőmérsékleti mező hidegcentrumát rendszerint a polárörvény középpontja közelében találjuk. Ez a körülmény összhangban van nagy függőleges kiterjedésével, hiszen a hideg levegőben fennálló, viszonylag erős függőleges légnyomásnövekedés kizárja a kompenzációt s a nyomási mező jellege a felső sztratoszférában sem változik.

Budapest
20—22 km

● 200°—340° † 341°—19°
○ 20°—160° † 161°—199°

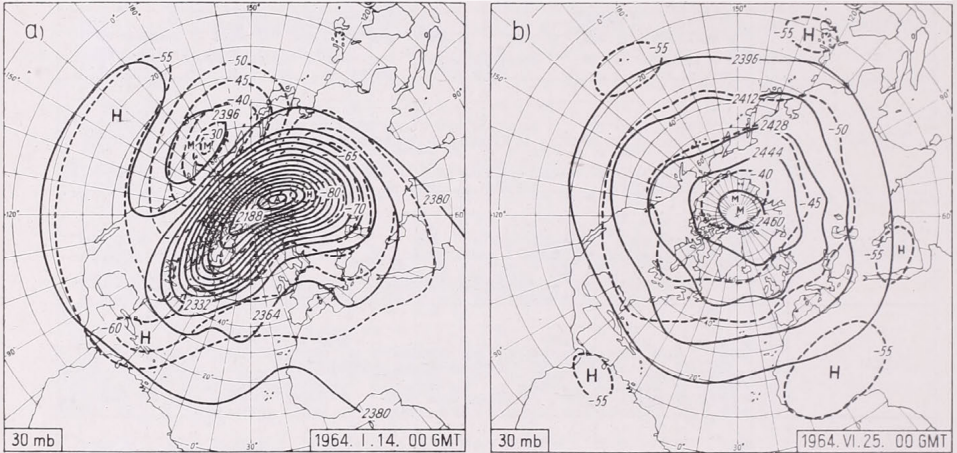
00 12
05 18 GMT



3. ábra. A meridionális és a zónális áramlás előfordulása Budapest fölött 20—22 km magasságban (1961. január — 1965. július)

Abb. 3. Vorkommen meridionaler und zonaler Strömungen über Budapest in der Höhe von 20—22 km (Januar 1961 — Juli 1965)

A sztratoszférikus kompenzáció az előzőkkel szemben jól érvényesül a mérsékelt égöv troposzférikus mély- és magasnyomású területei fölött. A troposzféra alacsonynyomású képződményei fölött, a 100 mb-os szinten általában meleg, a magasnyomású hely fölött hideg levegőt találunk. Ezek a légnyomású képződmények, hasonlóképpen a 100 mb-os szintben meleg, alacsony nyomású troposzférikus nyúlványok és a magasban hideg, nagynyomású ékek az alsó sztratoszférában kompenzálódnak s a közép és felső sztratoszférában az áramlási képet, különösen annak zónális jellegét nem zavarják. Jóllehet a polárörvény a téli cirkuláció permanens és az egész sztratoszférára



4. ábra. Jellegzetes téli (a) és nyári (b) cirkuláció az északi féltéken a 30 mb-os szinten

Abb. 4. Charakteristische winterliche (a) und sommerliche (b) Zirkulation auf der nördlichen Hemisphäre auf dem Niveau von 30 mb

kiterjedő jellegzetessége, az egyes napokon a centrum és a hidegpólus helyzete, az örvény erőssége különböző lehet. A hidegpólus gyakran Szibéria vagy Észak-Kanada térsége fölé helyeződik át s a termobárikus mező úgy deformálódhat, hogy az alacsonyabb szélességekről meleg levegő áramlik a polárörvény térségébe. A sztratoszféra meleg levegője zömmel a mérsékelt öv fölött helyezkedik el, az egyenlítő sávjában a viszonylag magas tropopauza miatt hidegebb levegőt találunk. A meleg öv hőmérsékleteloszlása sem homogén, egyes területek fölött olyan gyakorisággal figyelhetők meg különösen meleg cellák, hogy ezeket a sztratoszféra permanens sajátosságainak tekinthetjük. Ilyennek találták az Aleuta szigetesoport térségében (a 180° hosszúsági és az $50\text{--}60^\circ$ szélességi körök tájékán), a 100 mb-os szinten és efölött felhalmozódó, viszonylag meleg levegőt és az ezzel kapcsolatos, közép és felső sztratoszférikus (30, ill. 10 mb) magasnyomású képződményt. Ez az ún. aleuti anticiklon a középső és a felső sztratoszféra cirkulációjának kinematikájában fontos szerepet tölt be (lásd 4/a ábra). Az anticiklon a polárörvénnyel ellentétben az alsó sztratoszférára nem terjed ki, s jelenlétét a 100 mb-os szinten gyakran csak a hőmérsékleti mező deformációja (a terület aránylag magas hőmérsékletével) árulja el. A környezetéhez képest meleg terület fölött (a polárörvényhez hasonlóan) nincs sztratoszférikus kompenzáció: a közép és felső sztratoszférában megjelenő anticiklon összhangban van a meleg légoszlop aránylag gyenge vertikális nyomásesőkenésével. A polárörvény térségében a sztratoszférikus fölmelegedések egyik típusa Labitzke [5] szerint az aleuti anticiklon áthelyeződésével függ össze, másik típusa explózió-szerű fölmelegedéssel jár, amit először Scherhag észlelt Berlin fölött [6] s vizsgálata a IQSY meteorológiai programjának fontos része.

Az aleuti anticiklon fejlődése, mozgása, behatolása a polárörvény térségébe a termobárikus mező deformációját, az áramlás hosszabb-rövidebb ideig tartó zavarait, perturbációját idézi elő. A téli hónapokban ez a deformáció előbb-utóbb elgyengül, majd megszűnik és ismét a permanens nyugati cirkuláció jut túlsúlyra. A tél végén, vagy a tavaszi hónapokban azonban az aleuti anticiklon áthelyeződése véget vehet az északi félteke téli sztratoszférikus cirkulációjának s a télvégi, lezáró fölmelegedéssel (a nemzetközi szóhasználatban: „*final warming*”) kialakul a nyári cirkuláció keleti áramlása. Ugyanekkor a pólus körüli alacsony légnyomást magasnyomású meleg centrum váltja fel. A nyári cirkuláció tipikus termobárikus mezejét a 30 mb-os szinten a 4/b ábra mutatja be.

A téli cirkuláció tavaszi átváltása a nyár keleti áramrendszerére, hasonlóképpen az ősszel bekövetkező változás a sztratoszféra kinematikájának, termodinamikájának fontos és napjainkban sokat kutatott jelensége. Természetesen hosszú megfigyelési sorok — különösen a közép és felső sztratoszférában — nem állnak még rendelkezésünkre, a szinoptikus feldolgozásoknak pedig még egy évtizedes múltja sincs. Vitatott kérdés az is, hogy az átváltás időpontja, időtartama és körülményei kapcsolatban vannak-e a troposzféra időjárásával.

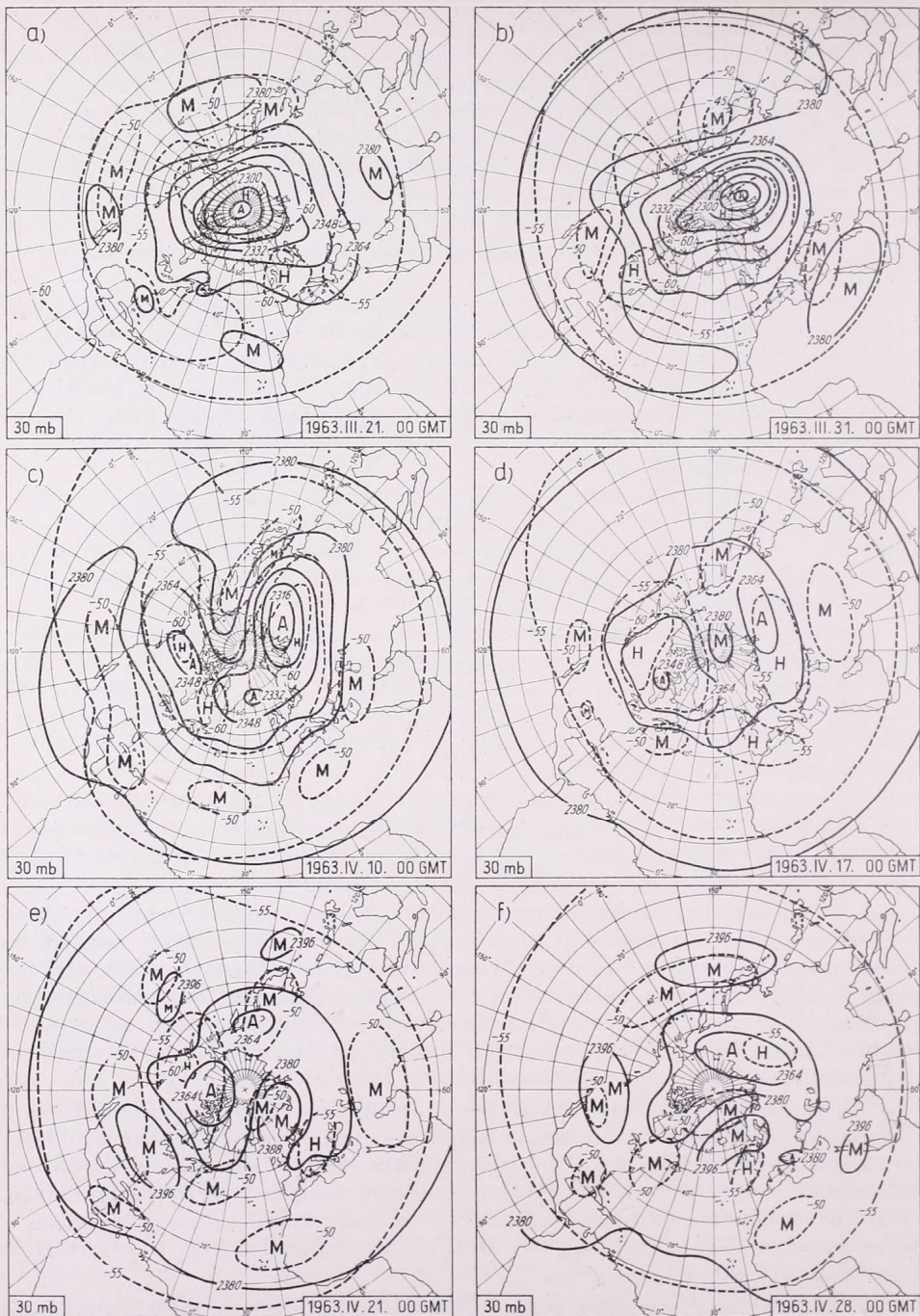
Középeurópai vonatkozásban *Labitzke* [5] foglalkozott ezzel a kérdéssel az 1958—61. időszak szinoptikus térképei alapján. Úgy találta, hogy a sztratoszféra nyári fölmelegedésében a „*final warming*” jelensége (a magyar szóhasználatban „lezáró fölmelegedés” lehet a neve) lényeges szerepet töltött be, de a vizsgált években nagyon különböző időben és különböző módon játszódott le.

Amint az eddigi vizsgálatokból már ismeretes, a lezáró fölmelegedés általában úgy kezdődik, hogy a tavaszi napéjegyenlőséget követőleg a jól fejlett aleuti anticiklon kelet felé terjeszkedik s áthelyeződik Kanada térségére. A téli, hasonló áthelyeződésekkel ellentétben nem tér vissza származási helyére, hanem egyre mélyebben benyomul a polárörvény területére s az utóbbit az alacsonyabb szélességek felé szorítja. A fölmelegedést hozó anticiklon végül is a pólus közelében helyezkedik el s kialakul az északi félteke anticiklonális áramrendszere. A polárörvény részekre szakadt maradványai a mérsékelt övben egy ideig még föllelhetők, rendszerint az anticiklon körül egyre csökkenő energiával kelet-nyugati irányban keringenek, végül megszűnnek s helyet adnak a nyári hónapok általános keleti áramlásának.

A lezáró fölmelegedésnek az a tipikus lefolyása nem minden évben figyelhető meg. *Labitzke* 1958-ban nem talált jelentős lezáró fölmelegedést s a nyári cirkulációba való átmenet csak május 15. után következett be. Hasonlóképpen későn, március végén alakult ki 1960-ban a nyári cirkuláció gyengén fejlett aleuti anticiklon áthelyeződésével. 1959- és 1961-ben ellenben bizonyos hasonlósággal korán, március közepén következett be a lezáró fölmelegedés. Mindkét esetben fejlett aleuti anticiklon áthelyeződése kísérte a nyári cirkulációba való átmenetet.

A korai és késői átmenet 4 éves egymásutánjából természetesen korai lenne 2 éves periódusra következtetni, hasonlóképpen hosszabb megfigyelési sor szükséges annak igazolására is, hogy a korai sztratoszférikus kitavaszkodást Közép-Európában szélsőséges nyár (1959), tavasz és ősz (1961), a későit pedig nedves, hűvös nyár (1958, 1960) követi. Mindenesetre a cirkuláció tavaszi és őszi átalakulása részleteiben is figyelmet érdemel és a magaslégköri ózon hőháztartásával együtt a sztratoszféra fizikájához értékes adatokat nyújt.

Az eddigiekhez csatlakozva megvizsgáltuk a sztratoszféra cirkulációjának kitavaszkodási időpontját az 1962—65. évben 20—22 km magasságban Budapesten észlelt szélirányok alapján. 1961-ből kevés adatunk van ahhoz (3. ábra), hogy az átmenet időpontját meghatározzuk, de *Labitzke* feldolgozásából tudjuk, hogy aránylag korán következett be ebben az évben a kitavaszkodás. 1962-ben a még mindig elég szorváv-

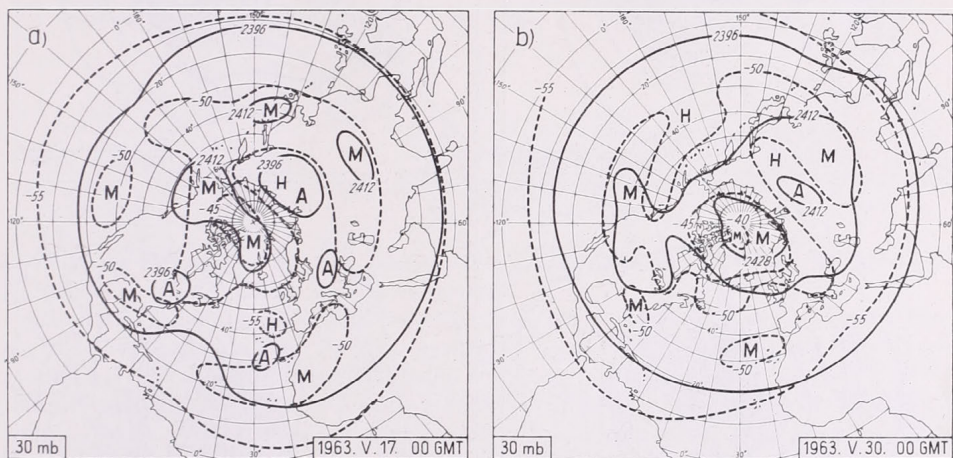


5. ábra. A 30 mb-os szint termobarikus mezejének alakulása az északi félgömbön 1963. III. 21. és IV. 28. között

Abb. 5. Gestaltung des thermobarischen Feldes auf dem Niveau von 30 mb auf der nördlichen Hemisphäre zwischen dem 21. März und 28. April 1963.

nyos budapesti mérésből arra következtethetünk, hogy a nyári keleti cirkuláció elég későn, április 7—8. után alakult ki. Ezt megerősítik a bécsi magassági szélmerések is [7]. Mindenesetre a nyári cirkuláció ezt követően nem volt zavartalan, amennyiben május első kétharmadában jelentékeny nyugati komponenseket találtunk a Budapest fölötti áramlásban.

1963-, 1964- és 1965-ben a felszállások csaknem mindennap elérték 1—4 termi-
nuszban a 20—22 km-t. 1963-ban aránylag későn, április 21—22. után, 1964-ben
korábban, március 25-ét követően, 1965-ben ismét később, március utolsó és
április első napjaiban váltotta fel a sztratoszférában a keleti áramlás a téli cirkulációt.



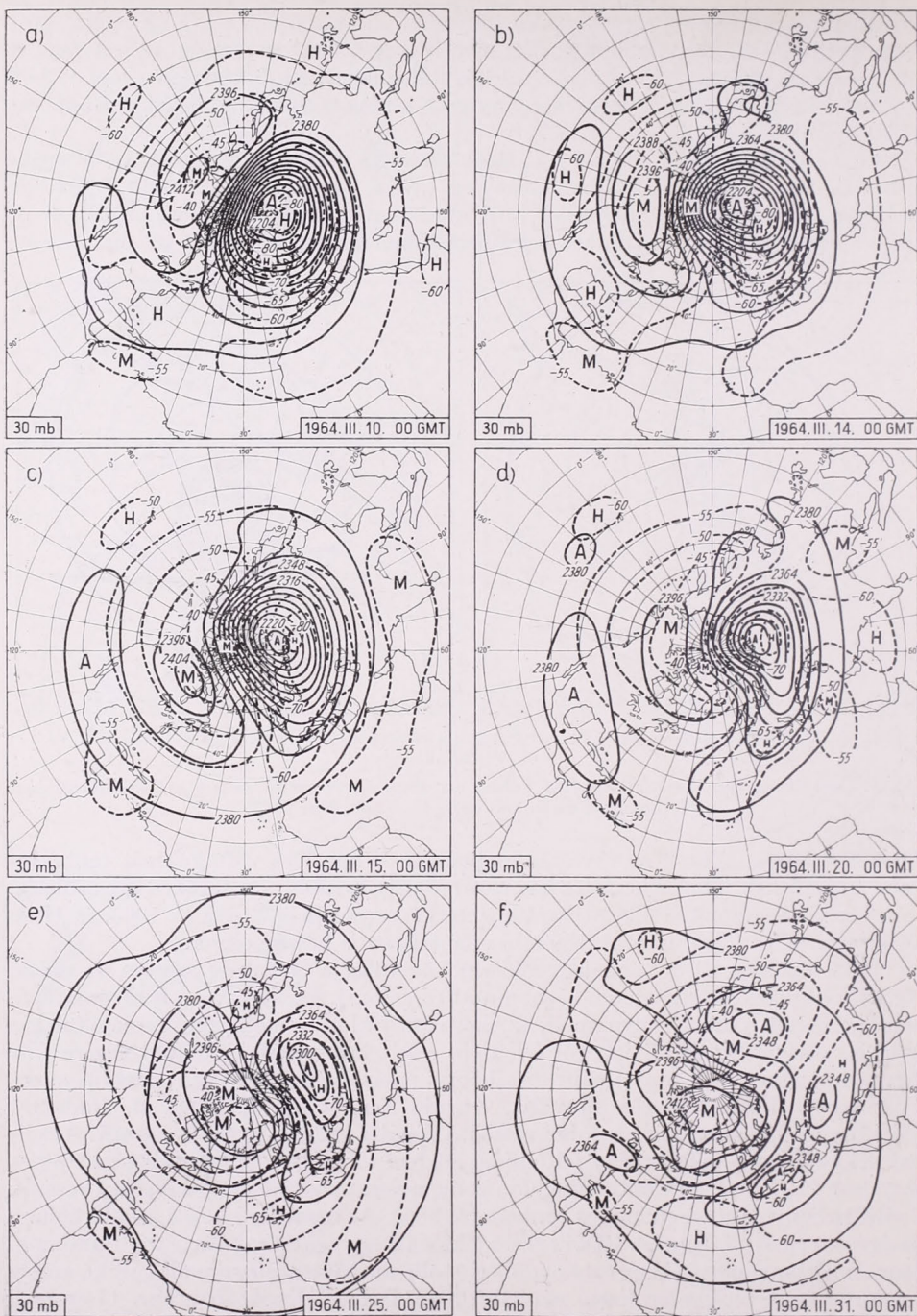
6. ábra. A 30 mb-os szint termobarikus mezejének alakulása az északi félgömbön 1963. V. 17-
és V. 30-án

Abb. 6. Gestaltung des thermobarischen Feldes auf dem Niveau von 30 mb auf der nördlichen
Hemisphäre zwischen dem 17 — 30. Mai 1963.

Jóllehet a közölt adatok az átváltás időpontjának két éves váltakozását többé-
kevésbé megerősítik, a következtetés levonásához még további adatsorokra van szükség.

A rendelkezésünkre álló szinoptikus térképanyag [4] alapján az 1963. és 1964.
évi kitavasodás folyamatáról félgömbi méretekben is beszámolunk.

1963. március 21-ét (napéjegyenlőség) követően a 30 mb-os szinten az északi
félgömb cirkulációja teljesen téli képet mutat (5/a ábra). A polárörvény centruma a pó-
luson egybeesik a hidegcentrummal, az aleuti anticiklon termobarikus mezeje (magas
nyomás, viszonylag meleg levegő) fejletlen, alig felismerhető. A hónap végére (5/b
ábra) a kép mindössze annyit változott, hogy a polárörvény centruma termikus meze-
jével együtt Észak-Szibéria irányába, Novaja Zemlja fölé tolódott el. Budapest
fölött, ugyanúgy mint Európa többi részén, a zónális áramlás nyugati maradt. Április
első dekádjában a polárörvény feltöltődés közben több alacsony nyomású centrumra
osztódott (5/c ábra), az aleuti anticiklon pedig magasnyomású ék formájában egészen
a pólusig benyomult a ciklonális centrumok közé. Az ezzel járó keleti szél Grönland
társágára terjedt ki, Európa többi részén ciklonális, nyugati áramlás maradt uralmon.
A sarki magasnyomású ékben ezt követően önálló anticikloncentrum alakult ki, amely
a polárörvényt véglegesen ketté választotta (5/d ábra). Európában ápr. 17-én még
nyugati az áramlás iránya. A következő napokban a polárörvény Szibéria fölötti
maradványa kelet felé helyeződik át és lassan kitöltődik, az észak-kanadai térségbe
szakadt örvény ellenben a pólus felé mozog és a kialakulóban levő poláris anticiklont
Skandinávia térségébe szorítja (5/e ábra). Az utóbbi áramrendszerében Budapest

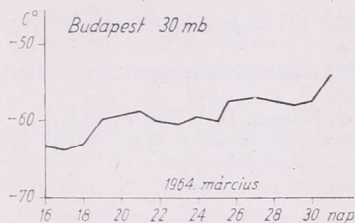


7. ábra. A 30 mb-os szint termobarikus mezejének alakulása az északi felgömbön 1964. III. 10. és III. 31. között

Abb. 7. Gestaltung des thermobarischen Feldes auf dem Niveau von 30 mb auf der nördlichen Hemisphäre zwischen dem 10 — 31. März 1964.

fölött 20—21-én megjelenik a keleti szélkomponens. Április utolsó hetében a polárörvény Kanada fölötti maradványa fokozatosan leépül, s a ciklonális áramlás súlypontja áthelyeződik az újból kimélyülő szibériai alacsony nyomású területre. Az anticiklonális áramrendszer keleti szele Európára korlátozódik (5/f ábra).

A polárörvény maradványainak kitöltődése továbbra is lassan megy végbe, közben Európa fölött többnapos időtartamban is nyugati szélkomponensek jutnak uralomra. A magasnyomás centruma csak május 17. után helyezkedik a pólus fölé (6/a ábra), de még május végén is fölfedezhetők a polárörvény maradványai az anticiklonális áramrendszer déli szegélyén (6/b ábra). Az 1963. évben tehát a nyári cirku-



8. ábra. A 30 mb-os szint fölmelegedése Budapest fölött 1964. III. 16. és III. 31. között

Abb. 8. Erwärmung des Niveaus von 30 mb über Budapest zwischen dem 16 — 31. März 1964.

lációba való átmenet a fejletlen aleuti anticiklon határozott áthelyeződése nélkül, elég későn és több hullámban következett be.

Az 1964. évi lezáró fölmelegedés az előző évinél jóval határozottabban jelentkezett és az aleuti anticiklon több ízben megfigyelt s az előzőekben leírt áthelyeződésével egyidejűleg, talán azt mondhatjuk, hogy szabályos módon ment végbe. A tél végén a 30 mb-os szint térképein az aleuti anticiklon fejlett termobárikus mezéjét jól megfigyelhetjük (7/a ábra). Március 10-én leggyakoribb előfordulási helyétől kissé keletre, Alaszka térségében találjuk. Melegcentrumának hőmérséklete 24 km magasan -40° . A polárörvény központja a pólustól dél felé Novaja Zemlja térségébe tolódott, hidegcentrumában -80° a hőmérséklet. A nagy vízszintes hőmérsékleti gradiens a polárörvénynek az aleuti anticiklon felé eső oldalán rendkívül erős szeleket okoz. Ugyanekkor Észak-Szibéria fölött a báriku és termikus mező excentricitása következtében erős hidegadvekción figyelhető meg. Ezzel összhangban a polárörvény centruma a pólus körül lassan nyugat-keleti irányban helyeződik át s ennek nyomában az aleuti anticiklon Kanada térségébe vándorol. Március 14-én és 15-én ennek a folyamatnak egy-egy fázisát látjuk a 7/b és 7/c ábrán.

Ezekben a napokban az észak-amerikai kontinens teljesen anticiklonális befolyás alá került, ugyanekkor Európában a polárörvény áramrendszerében a zónális komponens még nyugati irányú. A következő napokban a polárörvény fokozatosan kitöltődik, a termobárikus mező excentricitása csökken (7/d ábra), az aleuti anticiklon pedig Kanada térségéből, saját melegközpontját követve észak felé, a pólus térségébe helyeződik át. Budapest fölött megjelenik az első keleti szélkomponens. A következő napokon folytatódik a polárörvény kitöltődése és az anticiklon térhódítása (7/e ábra). Budapest fölött a keleti komponens mellett az átmeneti helyzetnek megfelelően meridionális áramlás is megfigyelhető. A hónap végén (7/f ábra) a nyári cirkuláció kezdetét látjuk a pólustól még kissé kivüleső magasnyomású centrummal és ezzel még nem azonos helyzetű meleg központtal. A mérsékelt övbe leszorítva még fölfedezhetjük a polárörvény több cellára szakadt maradványait is. Budapest, és általában Európa fölött a közép- és felső-sztratoszférában ekkor már a tartós nyári cirkuláció keleti szele jutott uralomra. A cirkuláció nyári kialakulásával egyidejűleg végbement az északi félgömb lezáró fölmelegedése is, amely Budapest fölött a 30 mb-os szinten március 17. és 31. között kb. 10° hőmérséklet emelkedést okozott (8. ábra).

Az elmondottak alapján arra következtethetünk, hogy azokban az években,

amikor a sztratoszféra tévégi fölmelegedése jól fejlett aleuti anticiklon leírt áthelyeződésével indul meg, a nyári cirkulációba való átmenet korábban és rövidebb idő alatt megy végbe, mint egyébként, amikor a poláris tér termobárikus mezejében kisebbek a horizontális különbségek és a két nagy légnyomási képződmény, a polárörvény és az aleuti anticiklon kölcsönhatása is elmosódottabb. Az 1962—65. évi adatok valószínűsítik azt a következtetést, hogy a sztratoszférikus nyári cirkuláció kialakulása kb. kétéves periódusban bizonyos hasonlósággal megy végbe Magyarország fölött is.

IRODALOM

- [1] *Flohn, H.*: Die planetarische Zirkulation der Atmosphäre bis 30 Km Höhe. Ber. d. DWD US-Zone 12, S. 156, 1950.
- [2] *Béll B.*: A troposzféra éghajlata Magyarország fölött. OMI Kisebb Kiadványai Nr. 28. Budapest 1954.
- [3] *Wagner, A.*: Klimatologie der freien Atmosphäre. Hb. d. Klimat. B. I. Teil F. 1931.
- [4] Daily and Monthly Northern Hemisphere 30-Millibar Synoptic Weather Maps of the Year 1963: *Kriester, B.—Labitzke, K.—Poje, D.—Scherhag, R.—Stuhrmann, R.* of the Year 1964: *Kriester, B.—Scherhag, R.—Stuhrmann, R.* Met. Abh. B. XXXIX. H. 1, 2 — B. XLVIII. H. 1, 2.
- [5] *Labitzke, K.*: Beiträge zur Synoptik der Hochstratosphäre. Met. Abh. B. XXVIII. H. 1, 1962.
- [6] *Scherhag, R.*: Die explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spätwinters 1951/52. Ber. d. DWD US-Zone. 6, 38, S. 51, 1952.
- [7] *Aerologische Berichte.* Zentralanstalt f. Met. u. Geod. Wien 1962.



FRÜHJAHRSTELLUNG DER STRATOSPHÄRISCHEN ZIRKULATION ÜBER BUDAPEST

Die Arbeit enthält auf Grund der Budapester fünfjährigen Rawin-Messungen einige Beiträge zur Kenntnis der Windverhältnisse der Troposphäre und Stratosphäre über Mitteleuropa. In der Tabelle I werden mit Verwendung der fünfjährigen täglichen Messungen die Charakteristiken der Luftströmung der Troposphäre in den einzelnen Jahreszeiten angegeben, namentlich die folgenden: zonale (Z) und meridionale (M) Komponenten, Richtung (α) und Betrag (R) des mittleren Windvektors, die mittlere skalare Windgeschwindigkeit (v) und die Werte der Windveränderlichkeit (v/R), dessen kleinster Wert bei ständiger Windrichtung 1 ergibt. In Abb. 1. wird der jährliche Durchschnitt der Windcharakteristiken, sowie die Änderung derselben mit der Höhe dargestellt.

Die Verhältniszahl der Komponenten M und Z ist im Frühjahr am kleinsten, im Sommer und Herbst ist sie grösser, und am grössten im Winter. In dieser Reihenfolge nimmt der Anteil der zonalen Komponenten in der Strömung der Troposphäre über Budapest in den einzelnen Jahreszeiten ab. Der mittlere Windvektor dreht sich in der freien Atmosphäre mit der Höhe im Winter nach rechts und im Sommer nach links, im Einklange mit den Häufigkeitswerten der Windrichtungshöhenänderung. Dieser Umstand weist darauf hin, dass die Advektion im Winter den Luftraum von Budapest erwärmt, und im Sommer diesen abkühlt, das auf die ozeanische Auswirkung der westlichen zonalen Strömung über Ungarn hinweist. Auf Grund der Änderung der skalaren Windgeschwindigkeitswerte mit der Höhe können die charakteristischen Schichten der Troposphäre gut abgeordnet werden. [2].

Aus den stratosphärischen Höhenkarten, sowie aus den Windmessungen ist es bekannt, dass in der gemässigten Zone, über der westlichen Zirkulation der Troposphäre und der unteren Stratosphäre im Sommer die herrschende Windrichtung die östliche ist, wogegen im Winter auch in der oberen Stratosphäre ein westlicher Wind vorzufinden ist. Laut auf der durchschnittlichen Meridianfläche bis 30 km ausge-

fürten Errechnungen [1] ist die untere Grenze der stratosphärischen östlichen Zirkulation auf der nördlichen Hemisphäre über der Zone der subtropischen Strahlströmungen (20—22 km) am höchsten, sie sinkt fortschreitend gegen den Äquator, und in der Höhe von 10—12 km nähert sie sich zu dem bis hierher vordringenden östlichen Stromring der tropischen Zone. Gegen die höheren Breiten sinkt die untere Grenze der östlichen Zirkulation in den Polargegenden bis etwa 15 km. Im Winter beschränkt sich die östliche Zirkulation der oberen Stratosphäre auf die tropische Zone, in den gemässigten Zonen und über den Polargegenden ist die zonale Komponente — den unteren Luftschichten ähnlich — westlich gerichtet. In Budapest (Abb. 2), erreicht die über dem Windmaximum abnehmende skalare Windgeschwindigkeit (v) im Sommer bei 20 km und im Winter bei 16 km ihre niedrigsten Werte. Über dieselben steigt im Sommer die östliche und im Winter die westliche Windgeschwindigkeit mit der Höhe. Am Niveau des Windminimums verschwindet die zonale Komponente des mittleren Winvektors im Sommer und ihre Richtung dreht sich vom Westen nach Osten zu. Im Winter erreicht ihr Ansteigen mit der Höhe ein Minimum, sie bleibt aber westlich gerichtet.

Der winterliche und sommerliche Charakter der Zirkulation der oberen Stratosphäre kann mit der Strahlungsabsorption, mit dem Wärmehaushalt der atmosphärischen Gase, vor allem der des Ozons, gut erklärt werden und die sommerliche östlich gerichtete Zirkulation weist darauf hin, dass in Folge der längeren Tage an den höheren Breiten der Vektor der horizontalen Temperaturabnahme in der oberen Stratosphäre sich im Sommer gegen den Äquator wendet, und in diese Richtung fallen auch die Isobarflächen. Zu diesem Grundeffekt kommen auch noch andere, vor allem dynamische Faktoren hinzu, und so kann sich die tatsächliche Zirkulation sehr abwechslungsreich gestalten. Die Charakteristiken der Zirkulation über Budapest in der Höhe von 20—22 km sind aus der Abbildung 3 ersichtlich. Die östliche Strömung wird mit leeren, die westliche mit vollen Kreisen, die meridionale Strömung mit Pfeilen dargestellt in der den Aufstiegsterminen entsprechenden Ordnung. In der Tabelle II. wird es angegeben, mit welcher Häufigkeit in den einzelnen Monaten W , E und meridionale (M) Strömung beobachtet wurde.

Besondere Aufmerksamkeit muss der frühjährlichen und herbstlichen Umstellung der Zirkulation der oberen Stratosphäre zugewendet werden, deren Zeitpunkt und Ablauf in den einzelnen Jahren verschieden ist. Im weiteren Teile der vorliegenden Arbeit wird der Übergang der winterlichen Zirkulation in die Sommerliche, die in den Frühlingsmonaten auftretende Erscheinung des sogenannten „final warming“ auf Grund der von R. Scherhag und seinen Mitarbeitern gefertigten stratosphärischen Höhenkarten [4] und der in Budapest ausgeführten Messungen untersucht. Wie bekannt, wird die Zirkulation der nördlichen Hemisphäre in der oberen Stratosphäre im Winter von einem um den Pol befindlichen gewaltigen Polarwirbel mit Tiefdruck (Abb. 4/a), und im Sommer von einer Antizyklone um den Pol (Abb. 4/b) charakterisiert. Im Winter ist das Kältezentrum in der Nähe des Pols zu finden: die warme Luftmassen der Stratosphäre lagern zum Grossteile über der gemässigten Zone. In der Zone des Äquators sind verhältnismässig kältere Luftmassen vorzufinden. Eine für die winterliche Zirkulation charakteristische Erscheinung, — welche übrigens anscheinend auch in der Kinematik der Erscheinung des „final warming“ eine wichtige Rolle spielt, — ist die im Raume der Aleuten zu beobachtende und in der oberen Stratosphäre erscheinende Antizyklone, welche auf dem Niveau von 30 mb mit seiner — verglichen mit der Umgebung hoher Temperatur — bereits gut beobachtet werden kann (Abb. 4/a). Nach Labitzke [5] hängt ein Typus der frühjährlichen Erwärmung der Stratosphäre mit der Verlagerung des Aleutenhochs nach Kanada und ins Polargebiet zusammen, und er fand, dass dieser typische Ablauf der „final warming“ in den

Jahren 1959 und 1961 relative früh und in einer deutlich ausgeprägten Weise vor sich ging, in 1958 und 1960 dagegen die frühjährliche Erwärmung und hiemit auch die Umstellung der Zirkulation verhältnismässig spät und weniger markant eintrat. Aus der im Laufe von 4 Jahren beobachteten Folge des frühen und späten Überganges wäre es natürlich noch verfrüht auf eine zweijährige Periodizität zu folgern, diese Annahme könnte aber durch die über Budapest in den Frühlingen der Jahre 1962—1965 vor sich gehenden Umstellung der Zirkulation bekräftigt werden, — zumindest widerspricht sie dieser Annahme nicht. Im Jahre 1962 bildete sich nämlich die sommerliche, östliche Zirkulation ziemlich spät (nach dem 7—8. April) aus (die lückenhaften Budapester Angaben werden von den Wiener Höhenwindmessungen bekräftigt). [7] In 1963 wurde die Winterzirkulation von der Ostströmung wieder relative spät, in 1964 früher und in 1965 wiederholt später abgelöst (Abb. 3.).

In der Arbeit wird über die Frühjahrsumstellung der Zirkulation im Jahre 1963 und 1964 auch im hemisphärischen Massstabe berichtet. Am 21. März 1963 weist die stratosphärische Zirkulation noch ein winterliches Bild auf (Abb. 5.), das thermobarische Feld des Aleutenhochs ist noch unentwickelt. Zu Ende des Monats verschob sich das Zentrum des Polarwirbels gegen Nordsibirien, aber die zonale Strömung blieb über Europa nach den Westen gerichtet. In der ersten Dekade von April drang das Aleutenhoch in der Form eines Hochdruckkeils bis zum Pol zwischen die Tiefdruckzentren des sich auffüllenden und auf Teile zerrissenen Polarwirbels, in Mitteleuropa aber ist die Richtung der Strömung noch immer eine westliche. Über Budapest erscheint die östliche Windkomponente erst am 20. April in dem Strömungssystem der aus dem Hochdruckkeil sich ziemlich unbestimmt ausbildenden und in den Raum von Skandinavien verdrängten polaren Antizyklone. Das Hochdruckzentrum lagert sich nur nach dem 7. Mai über den Pol (Abb. 6.). Im Jahre 1963 trat der Übergang in die Sommerzirkulation ohne eine markante Verlagerung des schwachausgeprägten Aleutenhochs ziemlich spät und in mehreren Wellen ein.

In 1964 verlief das „final warming“ in einer mehr ausgeprägten Weise, und sie stand mit der Verlagerung eines gut entwickelten Aleutenhochs in Verbindung (Abb. 7.). Am 10. März bildete sich zwischen dem Wärmezentrum des Hochs (-40°C) und dem Kältezentrum des Polarwirbels (-80°C) eine sehr grosse Temperaturdifferenz mit sehr starkem Winden aus. Nach diesem verlegt sich das Zentrum des Polarwirbels — die Gebiete der Kälteadvektion folgend — um den Pol in West — östliche Richtung, und danach zieht das Aleutenhoch in den Raum von Kanada (Abb. 7/b, 7/c). Über Budapest erscheint die erste östliche Windkomponente am 20. März, als das Aleutenhoch aus dem Raume von Kanada — sein eigenes Wärmezentrum folgend — sich in den Raum des Pols zu verlegen beginnt (Abb. 7/d—7/e). Zu Ende des Monats können um das — vom Pol noch etwas abseits fallenden — Hochdruckzentrum auch die sich auf mehrere Zellen zerstückelnden Reste des Polarwirbels entdeckt werden (Abb. 7/f). Das in diesem Jahre markante „final warming“ der nördlichen Hemisphäre rief über Budapest zwischen dem 17—31. März auf dem Niveau von 30 mb eine Erwärmung von 10°C hervor (Abb. 8.).

Die in den obigen Vorgetragenen bekräftigen die Folgerung, wonach in Jahren, wo die am Ende des Winters vor sich gehende Erwärmung der Stratosphäre mit der beschriebenen Verlegung des gut entwickelten Aleutenhochs beginnt, der Übergang in die Sommerzirkulation sich früher und innerhalb einer kürzeren Zeit vollzieht, als in jenen Jahren, wo in den thermobarischen Feldern des polaren Raumes die horizontalen Unterschiede geringer sind und die Wechselwirkung der zwei grossen Luftdruckgebilden: des Polarwirbels und des Aleutenhochs verschwommener ist. Die Angaben lassen es als vermutlich erscheinen, dass der Zirkulationsmechanismus auch über Ungarn einer etwa zweijährigen Periodizität unterworfen ist.