

Makra László

A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁSI MEZŐ STATISZTIKUS JELLEMZŐINEK  
VIZSGÁLATA A TELJES FÖLDGÖMBRE

Ph.D. értekezés

Szeged  
1994

## 1. BEVEZETÉS

### 1. 1. CÉLKITŰZÉS

Mindezideig számos tanulmány született, melyek rendkívül nagy adatmennyiség alapján határozták meg a tengerszinti, illetve a felszíni légnyomási mező néhány jellemző paramétereit. E dolgozat célja - többek között - annak elemzése, hogy az általunk előállított új adatbázis - melynek az előző dolgozatokénál jóval ritkább az állomáshálózata, továbbá jóval kevesebb adatot tartalmaz - mennyire reprezentálja a légnyomási mező statisztikus jellemzőit?

Az időjárás hosszabb távú (1-3 hónapos) előrejelzése megköveteli, hogy legalább hemiszférikus léptékű meteorológiai adatokat használjunk föl. Az egyidejű észlelések elemenként több száz mintapont, vagy rácspont adatait tartalmazzák. A túl sok adat azonban nehezíti a prognosztikai értékű kapcsolatok feltárását és nagy terhet ró a kutatási, illetve a számítástechnikai kapacitásra is. A szükséges információ sűrítés érdekében a kiindulási adatokon egy elsődleges matematikai feldolgozást kell végrehajtani, melynek eredményeképpen a lényeges információt jóval kevesebb adat formájában kapjuk vissza. Az ezt megvalósító eljárások egyike a természetes ortogonális sorfejtés. Ha adatbázisunk az említett paraméterek becsléséhez, illetve a légnyomási mező jellemzéséhez reprezentatívnak tekinthető, akkor ezen - az előző dolgozatokéhoz képest - erő-

teljesen redukált, s így már számítógéppel könnyen kezelhető adatbázison előállítjuk a tengerszinti légnyomási mező empirikus ortogonális függvényeit, melyek tehát újabb adatcsökkenést tesznek lehetővé. Vizsgáljuk a cirkuláció változékonyságának térbeli rendszereit az északi félgömbön és a Földön, továbbá elemezzük, hogy az északi félgömb fölött a változékonyság térbeli rendszereit miként módosítják a déli félgömbi folyamatok. E rendszerek előrejelezhetőségének néhány aspektusát szintén tanulmányozzuk.

Megvizsgáljuk, hogy adatbázisunk mennyiben tükrözi a tengerszinti légnyomás ciklusait és kváziperiodicitásait, melyek - realitásuk esetén - a hosszútávú előrejelzés szempontjából elsőrendű fontosságúak. A reális periodicitásokat statisztikai szignifikancia vizsgálat alapján határozzuk meg. Az évi és félévi ciklusokat vektoriális formában közöljük.

## 1. 2. ADATOK

A vizsgálat adatbázisát 247 állomásnak az 1951-1980 közötti 30 év adataiból származó tengerszintre korrigált havi közepes légnyomás értékei képezték (1. ábra, 1. táblázat).

Az 1. táblázatban \* -gal megjelölt 17 állomásról - hiányos adataik lévén - egységesen az 1958-1980 közötti 23 év havi középértékeit vettük alapul. Az állomások között szerepelnek időjárás-hajók (39., 65., 66., 85., 91., 108.), bóják (166., 184.) és vannak interpolált adatok is (84., 150., 198., 203., 208., 215., 236., 237., 245., 247.). A légnyomás

adatsorokat a "World Weather Record" kötetek, valamint a "Monthly Climatic Data for the World" és a "Die Witterung in Übersee" havi kiadványok adatai és közepes tengerszinti légnyomás térképei alapján állítottuk össze.

Az állomások viszonylag egyenletesen oszlanak el a Föld felszínén, de megjegyzendő, hogy pl. Kínából egyáltalán nincs adat, és csekély az állomássűrűség Szibériában, a Csendes-óceánon, valamint a déli félteke mérsékelt övi és poláris régióiban. A vizsgált állomások földrajzi szélességek szerinti eloszlását a 2. táblázat tartalmazza.

## 2. táblázat

### A vizsgált állomások övenkénti eloszlása

90-80 <sup>0</sup> N	2	0-10 <sup>0</sup> S	17
80-70 <sup>0</sup>	14	10-20 <sup>0</sup>	13
70-60 <sup>0</sup>	17	20-30 <sup>0</sup>	19
60-50 <sup>0</sup>	24	30-40 <sup>0</sup>	14
50-40 <sup>0</sup>	27	40-50 <sup>0</sup>	7
40-30 <sup>0</sup>	24	50-60 <sup>0</sup>	7
30-20 <sup>0</sup>	18	60-70 <sup>0</sup>	5
20-10 <sup>0</sup>	22		
10- 0 <sup>0</sup>	17		
északi félgömb:	165	déli félgömb:	82

Föld: 247

Meghatároztuk az egyes állomások tengerszint fölötti magasság szerinti eloszlását is (3. táblázat).

3. táblázat

Azon állomások százalékos aránya, melyek adott tengerszint  
fölötti magasságnál (m) alacsonyabban fekszenek

< 50 m	66,40 %
< 100	79,76
< 200	88,26
< 300	89,88
< 400	93,52
< 500	96,35
< 1000	99,18
< 1300	100,00

## 2. A TENGERSZINTI ÉS A FELSZÍNI LÉGNYOMÁS FÖLDGÖMBI ELOSZLÁSÁ- NAK ALAPVETŐ SAJÁTOSSÁGAI

### 2. 1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

Számos szerző tanulmányozta már a tengerszinti légnyomás földgömbi eloszlását és annak sajátosságait. Csaknem minden klimatológiai kézikönyvben és tankönyvben megtalálhatjuk a tengerszinti légnyomás eloszlásának térképeit, s a nemzeti és nemzetközi kiadványok hasonló térképes anyaga jól ismert.

A tengerszinti légnyomás globális eloszlásának első térképei BUCHAN (1869) nevéhez fűződnek; az első félgömbi, valamint globális közepes légnyomás értékeket pedig KLEIBER (1887) adta meg. GORCZYNSKI (1917) közel 900 állomás havi középértékei alapján elemzi a tengerszinti légnyomás földgömbi eloszlását havonta. SHAW (1936) igen alapos globális légnyomás térképeket készített, viszont nem közölt sem félgömbi, sem globális értékeket, csakúgy mint pl. BELINSKIJ<sup>x</sup> (1948) és FORSYTHE (1959). von HANN (1926), valamint von HANN és SÜRING (1943) bemutatják a felszíni, illetve a tengerszinti légnyomás 5<sup>0</sup> szélességenkénti átlagait a 80<sup>0</sup> N - 50<sup>0</sup> S szélességek között. CLAUSS (1953) ugyanezen értékeket adja meg az 1900-1939 közötti időszakra az északi félgömbön. MINTZ és DEAN (1952) globális légnyomás értékeket számítottak. VOWINCKEL (1955a) az 1949-1953 közötti 5 éves időszak napi időjárás térképeit elemezve előállította és

x : A dolgozatban itt és ezt követően a cirill betűk latin átírása az 1986. évi KGST-szabvány szerint történt.

térképezte - többek között - rácspontra interpolált havi tengerszinti légnyomás értékek déli félgömbi átlagait, valamint azok évszakos és földrajzi eloszlása alapján tanulmányozta a déli félgömb általános cirkulációját (1955b).

SOHRINA et al. (1959) bemutatja az északi félgömbre a közepes tengerszinti légnyomás havi és évi cirkumpoláris térképeit. VAN LOON (1961) közli az egyes évszakok középső hónapjainak déli félgömbi tengerszinti légnyomás térképeit. STEHNOVSKIJ elkészítette a közepes havi tengerszinti légnyomás déli félgömbi (1961) és globális térképeit (1962). Elemzi továbbá a nyomáseloszlás évszakos és évszakok közötti sajátosságait, valamint a Föld különböző térségei között a nyomásváltozások kölcsönös kapcsolatának problematikáját.

A globális légnyomáseloszlás újabb becsléseit tették lehetővé a Nemzetközi Geofizikai Év (1957 júl. 1. - 1958 dec. 31.) során szerzett új információk. Így PFLUGBEIL (1967) egy átfogó elemzés során megállapította, hogy a légnyomás a Földön évszakosan változik, amit ő a légköri vízgőztartalom mennyisége változásának tulajdonított. KAUFELD vizsgálja a globális tengerszinti légnyomási mező napról-napra és hónapról-hónapra történő változásait, leírja a légnyomásnak a szárazföld-óceán eloszlásból származó viselkedését (1972), továbbá a tengerszinti légnyomás rácspontra interpolált értékeiből átlagokat számít adott szélességi övekre és vizsgálja a globális légnyomási közép naponkénti menetét (1973). JENNE et al. (1974) déli félgömbi légnyomás értékeit TALJAARD et al. (1969) atlaszának adatai alapján származtatta. RUDLOFF (1970) meghatározta a globális felszíni és tengerszinti légnyomás havi átlagértékeit, va-

lamint a felszíni légnyomás havi átlagainak változását a trópusi és a poláris zónában, továbbá a Földön. KOVROVA (1976) az egyes évszakok középső hónapjaira előállította az Arktisz légnyomási térképeit. RÁKÓCZI meghatározta a tengerszinti légnyomás évi menetét az északi félgömbön (1974; 1980), továbbá a déli félgömbön és a Földön, valamint tanulmányozta még a légkör tömegváltozásait, a két félteke közötti tömegcserét, s a légkör tömegével kapcsolatos extraterresztrikus hatások problémáját (1980).

GRUZA és KAZNAČEEVA (1968) részletes tanulmányban elemezte a bárikus mező statisztikai szerkezetét. SPIRINA (1970) meghatározta a tengerszinti légnyomás szélességmenti változását; CATON és CUMING (1978) térképezte a tengerszinti légnyomás havi közepes mezőit; valamint LAMB et al. (1973) megszerkesztette a havi és az évi átlagos tengerszinti légnyomás térképeit az 1951-1966 közötti időszakra, s ezek mindegyikét összevetette az 1900-1939 közötti időszak megfelelő térképeivel - mindannyian az északi félgömbön. Utóbbi tanulmány magában foglal olyan térképeket is, melyek megmutatják, hogyan változott az Európa fölötti havi középhőmérséklet az említett két időszak között. MAKRA (1983) egyidejű havonkénti hőmérséklet- és csapadék anomáliákat határoz meg Magyarországon, melyek végső soron a bárikus mező anomáliáival hozhatók kapcsolatba.

WAGNER (1971) a tengerszinti légnyomás normálértéktől vett standardizált eltéréseit elemezte az északi félgömbön, mind a négy évszakban. DUBKIN és RYZAKOV (1966) felszíni légnyomás sorozatok statisztikai szerkezetét tanulmányozta az é-



szaki félgömb közepes és szubarktikus szélességein. MADDEN (1976) a havi közepes tengerszinti légnyomás természetes változékonyságát becsülte rácspontokra interpolált adatkészlet alapján. WILLIAMS és VAN LOON (1976), valamint TRENBERTH és PAOLINO (1980) meghatározták rácspontok szerint interpolált közepes tengerszinti légnyomás értékek néhány statisztikai jellemzőjét az északi félgömbre.

HANZAWA (1958) az Észak-Pacifikum fölötti tengerszinti légnyomás anomália rendszereit elemzi. SCHOVE (1961) megszerkesztette a tengerszinti légnyomás földgömbi anomália térképeit 1875-1960 között, 5 évenként. BLASING (1981) azonosította az északi félgömbi tengerszinti légnyomás anomáliák nyári jellegzetes típusrendszereit. CHEN (1982) a Húsvét-sziget, Rapa, Tahiti és Darwin havi tengerszinti légnyomás anomáliáit vizsgálta az 1951-1979 közötti időszakra. ROMANOV (1970) a tengerszinti légnyomás évi és félévi ingadozásait elemzi. VAN LOON és ROGERS (1984) a nyomásgradiens és a zonális szél félévi ciklusának évközi változásait tanulmányozzák a tengerszinten, a déli félgömbön. ASNANI és VERMA (1975) a tengerszinti légnyomás havi középértékei alapján a féléves oszcillációt vizsgálják az északi félgömbön. WALLACE és GUTZLER (1981) számos földfelszíni pontra, adott légnyomás szinten geopotenciális mezők közötti egyidejű korrelációkat elemeznek és megkísérlik azonosítani, s dokumentálni a szabályosan ismétlődő térbeli rendszereket, melyek stagnáló oszcillációkat jelezhetnek a planetáris hullámrendszerben az északi félgömb telén, havi vagy hosszabb időskálán.

GUO (1981) adott szélességi zónák tengerszinti légnyo-

más idősorainak elemzésével az általános cirkuláció szezonális és nem szezonális változatát különíti el. KONONOVA és MAKRA (1982) a makrocirkulációs folyamatok Kárpát-medencére érvényes PÉCZELY-féle, valamint az északi féltekére meghatározott DZERDZEEVSKIJ-féle típusainak összehasonlító elemzését végezte el a Magyarország fölötti szinoptikus folyamatokban.

GUO és XIE (1979) vizsgálatai szerint a kontinenseknek a globális normál tengerszinti légnyomási mezőkre gyakorolt hatása hangsúlyozottabb az alacsony szélességeken nyáron és a magasabb szélességeken télen.

## 2. 2. A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁSI MEZŐ ALAPSTATISZTIKÁI

### 2. 2. 1. A HAVI ÁTLAGMEZŐK

A havi közepes tengerszinti légnyomási mezők térképei (középérték - lásd: Függelék) (2. ábra) lehetővé teszik, hogy megállapítsuk a tengerszinti légnyomás földgömbi eloszlásának alapvető sajátosságait, melyek a légkör általános cirkulációjának a következményei. A légkör általános cirkulációja pedig - mint ismeretes - egy sor tényező kölcsönhatásának az eredménye. Ezek közül a fontosabbak a következők. A Föld tengelyének a keringési síkkal bezárt szöge (tengelyferdeség), s ebből adódóan a földfelszínre érkező sugárzási energiának övezetes eloszlása; a Föld forgási sebessége; a Föld felszínének ahomogenitása és egyenetlenségei; a szárazföldek és óceánok kölcsönhatása, stb. Ezen tényezők végeredményben meg is határozzák az

év folyamán a bárikus mező alapvető vonásait a Földön.

A globális tengerszinti légnyomási mezőnek a legjellegzetesebb sajátossága a meglehetősen szabályos zonális légnyomáseloszlás, a magas és alacsony nyomású zónák áthelyeződéseivel. Emellett ezen zónák helyzete az északi és a déli félgömbön megközelítőleg szimmetrikus: a légnyomás maximális értékei a 30-35<sup>o</sup> szélességeken és a pólusok övezetében figyelhetőek meg, a minimálisak pedig a 60-65<sup>o</sup> szélességen mindkét félgömbön, és az egyenlítői zónában. Továbbá jellegzetes, hogy a magas légnyomású övek egybeesnek a legnagyobb hőmennyiségben részesülő zónákkal, ugyanakkor az egyenlítői zónában a beérkező hőmennyiség jelentősen kisebb. A magas légnyomású zónákban (az óceánok fölött) kimutathatók a szubtrópusi magasnyomású anticiklon centrumok. A déli félgömbön a leghatározottabban a dél-atlanti-, a dél-indiai- és a dél-csendes-óceáni anticiklonok tükröződnek. Az északi félgömb óceánjainak szubtrópusi zónájában pedig az észak-atlanti (azori) és az észak-csendes-óceáni (honolului) anticiklonok helyezkednek el.

#### 1. A tengerszinti légnyomás földgömbi eloszlásának alapvető sajátosságai

A félgömbök szubtrópusi magasnyomású zónáinak - csakúgy, mint a többi bárikus rendszernek - az elhelyezkedését a felszín meghatározott módon befolyásolja. Ismeretes, hogy a szárazföldek felszíne az egész Föld felszínének mindössze 29,2 %-a. Emellett a szárazföldek legnagyobb része az északi félgömbön található. Így az északi félgömbön a vízfelszín 61 %-ot tesz ki, a szárazföldi felszín 39 %-ot, a déli félgömbön pedig 81 % a vízfelszín aránya, és a szárazföldi felszíné

19 % (PÉCZELY, 1979). Az északi félgömbön a szárazföldek eloszlása szélességenként egyenletesebb (kivéve a poláris térséget), bár a szárazföldek által elfoglalt legnagyobb területek a 30-70<sup>o</sup> északi szélességek közötti zónában vannak. A déli félgömbön fordított a helyzet, tehát ott a 30-70<sup>o</sup> szélességek közötti zónában a legkisebb a szárazföldek aránya.

Az északi félgömb mérsékelt övi szélességein, ahol különösen jellegzetes a szárazföldi- és óceánfelszínnek váltakozása, a bárikus mező nagyon változatos. Az óceáni térszínnek fölött (az 50-60<sup>o</sup> északi szélességek közötti zónában) két minimum alakul ki: az izlandi és az aleuti; az ázsiai kontinens fölött pedig magasnyomású térség helyezkedik el - a belső-ázsiai maximum.

A déli félgömbön, ahol a felszín egyeneműbb, a légnyomás zonális eloszlása jóval kisebb mértékben bomlik meg és a bárikus mező egyszerűbb képet mutat. A szubtrópusi magasnyomású öv zonálisan helyezkedik el. Emellett a szárazföldek fölött sekély légnyomásteknők kerülnek túlsúlyba. A 35<sup>o</sup> déli szélességtől délre a légnyomás gyorsan csökken. Az Antarktisz körül alacsony nyomású zóna található.

Mindkét félteke poláris területein magas légnyomás figyelhető meg: az évi közepes szélességmenti légnyomás értékek itt valamivel magasabbak, mint az 50-60<sup>o</sup> szélességek közötti zónában. Emellett az arktikus övezetek fölött magas légnyomású önálló területek rajzolódnak ki. (Az Antarktisz belső területei fölött a tengerszinti légnyomási mező beható elemzését elegendő hosszúságú megfigyelési sorozatok hiányában nem végezhetjük el. Vizsgálataink e térségben PFLUGBEIL (1967) ada-

tai alapján történtek.)

Fő jellemvonásaiban tehát ilyen a közepes évi légnyomási mező földgömbi képe.

Az év folyamán a cirkuláció változásainak eredményeként hónapról-hónapra változások figyelhetők meg a globális légnyomás eloszlásában is. A bárikus mezőt minden hónapban leírni szükségtelen, inkább az egyes évszakok alapvető, jellegzetes vonásait emeljük ki.

Az északi félgömbön a telet (december, január, február) (2. 1. a. b. ábra) a sugárzási energia csekélyebb beáramlása jellemzi, különösen a mérsékelt övben és a magasabb szélességeken. Ezidőtájt a déli félgömbön a besugárzás eléri maximumát. Az északi félgömbön ekkor a hőmérsékleti mezőnek a szárazföldek fölött tipikusan dél felé hajló izotermái ott a hőmérséklet jelentős csökkenését fejezik ki az óceáni felszínnekhez képest. Ebben az évszakban a szélességenkénti középhőmérsékletek közti különbségek elérik maximumukat. Egyidejűleg nő a különbség az északi félgömb szárazföldjeinek és óceánjainak felszínhőmérséklete között.

A hőmérsékleti gradiensek növekedése az északi félgömbön a ciklonális és az anticiklonális tevékenység, valamint a meridionális tömegátvitel megerősödéséhez vezet, mely végeredményben a légnyomás közepes eloszlásában is kifejeződik.

A decemberi, januári és februári közepes havi légnyomás-eloszlás térképeit (2. 1. a. b. ábra) elemezve megállapíthatjuk, hogy az óceánok fölött az izlandi és az aleuti minimumok intenzív kialakulása megy végbe, a kontinensek fölött pedig az anticiklonoké. A legkarakterisztikusabb a belső-ázsiai anti-

ciklon, mely nemcsak az ázsiai, hanem az európai kontinensre is (az északnyugati területeket kivéve) kiterjeszti hatását. Utóbbiban egy másodlagos anticiklon centrum képződik az ojmákoni "hidegpólus" fölött (STEHNOSKIJ, 1962), amit térképeinken a megfelelő izobárok északkeleti irányú kiöblösödése jelez.

Észak-Amerika mérsékelt övi szélességei fölött a szubtrópusi magasnyomású térség nyúlványából önálló anticiklon képződik. Ezen anticiklon helyzetét és intenzitását az egyes atlaszok eltérő módon közlik. Térképeinken az ezen terület fölötti légnyomási mező jól egyezik a STEHNOSKIJ (1962) térképein bemutatott mezőkkel.

Az izlandi minimumtól - melynek ebben az évszakban a legnagyobb az intenzitása - északkeleti és északi irányban légnyomásteknők alakulnak ki, melyek behatolnak messze az arktikus tengerbe, egészen a Tajmir-félszigetig és a pólus-melléki térségig. Határozott légnyomáscsökkenés figyelhető meg a Baffin-öböl környékén is. Az izlandi minimumtól északra csupán januárban tapasztalható egy csekély kiterjedésű légnyomási hátság.

Az aleuti depressziótól kiindulva a legjobban kifejlődött teknők elérik az Ohotski-tengert, és a Bering-szoroson át a Čukč-tengert.

A poláris medence fölötti maximális légnyomás a bemutatott térképeken - egy sor kutató korábbi adataival illetve térképeivel összhangban - magas nyomású gát formájában jelenik meg, mely egyesíti a belső-ázsiai és a kanadai anticiklonokat.

A december-február közötti időszakban a kontinensek belső tengerei fölött kis kiterjedésű és sekély, termikus eredetű alacsony nyomású képződmények alakulnak ki. Közülük megemlíthetjük a földközi-tengeri, a fekete-tengeri és a kaspi-tengeri depressziókat - bár ezeket térképeink nem jelzik.

A déli félgömbön ezidőtájt nyár van, és a középhőmérséklet kb.  $6-9^{\circ}\text{C}$ -kal magasabb, mint az északi féltekén (PÉCZELY, 1985). A déli félgömbi szélességek közötti hőmérsékleti gradiensek a december-február közötti időszakban kisebbek az előző évszakéhoz képest (STEHNOSKIJ, 1962). Ezzel összefüggésben ekkor itt a ciklonális és az anticiklonális tevékenység kifejezetten gyengébb, mint a többi évszakban. Mindezek kapcsán hangsúlyoznunk kell, hogy a déli félgömbön a hőmérsékleti kontrasztok az év folyamán általában csekély mértékben változnak, ennek következtében gyengén fejlődnek ki a ciklonális és anticiklonális tevékenység évszakai különbségei is.

A szárazföldek fölött e periódusban jól kifejlett termikus depressziók találhatók, melyek az egyenlítői alacsony nyomású sávban egyesülnek.

Az Antarktisz-közeli légnyomási mezőt először STEHNOSKIJ (1962) térképei adták közre. Az övéit összevetve a mi térképeinkkel, egybehangzóan adódik az a következtetés, hogy az antarktisi alacsony nyomású képződmény intenzitása valamivel kisebb, mint a megelőző évszakban. Ugyanakkor a szubtrópusi anticiklon gerincek (a dél-atlanti és a dél-csendes-óceáni) némileg megerősödnek a déli irányban, az antarktisi kontinens

felé fejlődnek.

Március, április, május (2. c. d. e. ábra) átmeneti hónapok. Adott évszak első hónapjában (így pl. márciusban is) - bár változik a légnyomás eloszlása, azonban - az előző évszakra jellemző alapvető sajátosságok fennmaradnak. A következő két hónapban (jelen esetben áprilisban és májusban) a bárikus mező már jelentősen átalakul, s konkrétan a téli rendszer alapjaiban épül le az északi félgömbön, a nyári pedig teljesen fölbomlik a déli féltekén.

A déli félgömbön a termikus depressziók fokozatosan eltűnnek, s a szárazföldek fölött megkezdődik az anticiklonális mező kialakulása. Április-májusban a déli félgömb kontinensei fölött már megjelennek gyengén fejlett anticiklonok, s a magasnyomású szubtrópusi sáv átfogja az egész félgömböt. Egyidejűleg kimélyül az antarktisi alacsony nyomású sáv.

Az északi félgömbön meggyengül a ciklontevékenység az óceánok fölött és az arktikus medencében. Az izlandi depresszió centruma közelebb kerül a Baffin-öbölhöz. E depresszió északkelet felé irányuló teknője feltöltődik. Az aleuti depresszió szintén sekélyebbé válik, összehúzódik és centruma az aleuti-szigetektől valamelyest északabbra tolódik.

A belső-ázsiai anticiklon a kontinens kezdődő intenzív fölmelegedése következtében hamar meggyengül és elmozdul nyugat felé. Ezidőtájt Ázsia keleti térségei fölött kialakul a távolkeleti alacsony nyomású terület, a szárazföld déli részén pedig az előázsiai depresszió. Erőteljesen kifejlődik az észak-amerikai termikus depresszió is a Kordillerák fölött.



Június-július-augusztus (2. f. g. h. ábra) - nyári évszak az északi félgömbön és tél a délin. A felszínre érkező sugárzási energia mennyisége - a december-február közötti időszakhoz képest - jelentősen megváltozik. Most már a sugárzási energia legnagyobb része az északi félgömbre érkezik, s az északi félgömb ekkor 9-12<sup>0</sup>C-kal melegebb a délinél. Az északi pólus és az Egyenlítő, valamint a szárazföld és az óceán közötti hőmérsékleti gradiensek lecsökkennek (PÉCZELY, 1985). A ciklonális és az anticiklonális tevékenység jelentősen alábbhagy.

Az északi félgömb kontinensei fölött határozottan mérséklődik a horizontális légnyomás gradiens. A belső-ázsiai anticiklon csaknem eltűnik és Ázsia fölött túlsúlyba kerülnek az elő-ázsiai és a távolkeleti depressziók. Továbbfejlődik az észak-amerikai termikus depresszió is a Kordillerák fölött.

Kanada térségében kialakul egy alacsony nyomású terület, mely felváltja a téli észak-kanadai anticiklont, amely most Alaszkától és a Čukč<sup>v</sup>-félszigettől északra rajzolódik ki. Az északi pólus fölött termikus eredetű depresszió található. A felszínt ebben az övezetben nyárról-nyárra nyitott, vízzel borított, jelentős kiterjedésű területek alkotják, -1;-5<sup>0</sup>C körüli hőmérsékletekkel, a feldarabolódó és olvadó jéggel együtt, melynek a hőmérséklete a napsugárzás hatására 0<sup>0</sup>C körülire emelkedik (PÉCZELY, 1985). Utóbbiak területe nyáron igen nagy.

A déli félgömbön növekszik a hőmérsékleti gradiens a szubtrópusi és a poláris területek között. A hőmérséklet különbségek növekedése alapján véve az Antarktisz-közeli hőmérsékleti kontrasztok növekedésének tulajdonítható. Ezidő-

tájt a ciklontevékenység aktivizálódik és az antarktisi depressziók kimélyülnek. A mérsékelt övi szélességeken a hőmérséklet különbségek kisebbek, mint januárban; s határozottan kisebb a szárazföld és az óceán közötti hőmérsékleti kontraszt (STEHNOVSKIJ, 1962; PÉCZELY, 1985). Ez arra vezet, hogy bár a szárazföldek fölött is növekszik a légnyomás, de az nem annyira intenzív, hogy túllépje a nyári alacsony légnyomású hátteret, amint az pl. az északi félgömbön az ázsiai kontinens fölött végbemegy. Az óceánok fölött határozottabban kifejlődtek a teknők, melyek az antarktisi depresszióból nyúlnak ki. Különösen jól megfigyelhető a Csendes-óceán mérsékelt övi szélességei fölött elhelyezkedő teknő.

Az őszi évszakot (szeptember, október, november) (2. i. j. k. ábra) az északi félgömbön az jellemzi, hogy nagyobb mértékben tükrözi a bárikus mező téli helyzetét, míg a március-május közötti időszak inkább a nyári helyzethez hasonlít.

A déli félgömbön, ahol ekkor tavasz van, a szárazföldek fölött elkezdődik a termikus depressziók kialakulása, emellett azok hónapról-hónapra mind délebbre tolódnak. Októberben pedig végbemegy az antarktisi depressziók új, második kimélyülése (az első kimélyülés a tél végén volt).

## 2. Az alacsony és magas légnyomás fő éghajlati területei

### a. Egyenlítői alacsony nyomású sáv.

Az egyenlítői zónában, ahol csekély a horizontális hőmérsékleti gradiens, az egész év folyamán állandósult alacsony nyomású sáv - az egyenlítői depresszió figyelhető meg. Ugyanakkor megjegyzendő, hogy az egyenlítői depressziónak nincs általános konvergencia zónája teljes kiterjedése mentén, csupán

háborgások rendszere tapasztalható egyes területein.

Az egyenlítői depresszió az egyes térképeken (mindegyik hónapban) megfigyelhető; átlagban központi részével az Egyenlítőtől valamelyest északabbra, a  $4^{\circ}$  északi szélesség táján helyezkedik el. Évszakról-évszakra jelentős az elmozdulása az északi vagy déli irányban, miáltal a felhőzet és a csapadék évszagos menetét, s trópusi viharok kialakulását idézi elő. A depresszió ezen évszagos vándorlása közvetlenül nyomon követhető az egyenlítői depresszió tengelyének az elmozdulása alapján (4. táblázat), szintúgy az 1012 hPa-os izobárok is jól leírják ezen depressziót hónapról-hónapra.

Az egyenlítői depresszió tengelye szélső helyzeteket akkor vesz föl, amikor a hőmérséklet az egyik vagy a másik félgömbön eléri maximumát. Legészakibb helyzete július-augusztusban figyelhető meg. Ebben az időszakban a déli félgömb passzátszélességei messze északra hatolnak az Egyenlítőn túl, ahol azokat gyakran monszunoknak nevezik. A depresszió az ázsiai kontinens erős fölmelegedése következtében térben kiszélesedik, s egyesül az egész kontinenst magába foglaló alacsony nyomású térséggel. A déli félgömbön az egyenlítői depresszió legtávolabbi helyzetét december-februárban vesz föl, amikor annak tengelye dél felé mozdul el, s a depresszió nagyobb része a déli félgömbre húzódik. Az 1012 hPa-os izobárral körvonalazott alacsony nyomású terület már novembertől - amint a térképek alapján is megállapítható - csaknem egész Ausztráliára és Dél-Afrikára kiterjed. Dél-Amerika fölött az 1012 hPa-os izobár megszakad és az egyenlítői depresszió a termikus alacsony nyomású területen át mintegy egyesül az antarktisi alacsony nyo-

mású sávval.

Az egyenlítői depresszió helyzetében a legnagyobb ingadozás Dél-Amerika, Afrika keleti része, Indokína, valamint az Indonéz-szigetek fölött figyelhető meg. A depresszió tengelyének szélső helyzetei közötti távolság az  $50^{\circ}$  k.h.-nál  $22^{\circ}$  szélesség, a  $30^{\circ}$  k.h.-nál  $42^{\circ}$  szélesség, a  $120^{\circ}$  k.h.-nál pedig már  $52^{\circ}$  szélesség (STEHNOVSKIJ, 1962). Azon óceáni körzetek fölött (melyeket északról és délről nem öveznek szárazföldek, azaz az Atlanti- és a Csendes-óceán fölött), ahol a hőmérséklet ingadozások az év folyamán nem jelentősek, az egyenlítői alacsony nyomású zóna áthelyeződése is csekély.

Az Indiai-óceán fölött a depresszió tengelye az év folyamán középértékben a  $10^{\circ}$  déli szélesség és a  $30^{\circ}$  északi szélesség között ( $40^{\circ}$  szélességmenti amplitúdóval) változtatja helyzetét. A depresszió tengelyének ilyen jelentős évszakos elmozdulása a szárazföldi- és a vízfelszínnek eloszlásával, valamint hőtartalmával van kapcsolatban. Az Indiai-óceán fölött a depresszió tengelye helyzetében megfigyelhető ingadozások nagyrészt az ázsiai kontinens hatásának tulajdoníthatók.

A kontinens erős fölmelegedése a nyári hónapokban arra vezet, hogy márciusról májusra ez a tengely határozottan északra tolódik, a kontinens felé. Szeptemberről októberre pedig, amikor a szárazföldi hőmérsékletek az óceáni hőmérsékletek alá szállnak, a depresszió tengelye dél felé nyomul élesen.

A  $10^{\circ}$  északi és a  $10^{\circ}$  déli szélességek határolta egyenlítői zónában a légnyomás ingadozásoknak kicsi az amplitúdója. A hónapról-hónapra bekövetkező légnyomás változások általában

nem haladják meg az 1,5 hPa-t, bár egyes körzetekben túlléphetik a 2 hPa-t, vagy még nagyobb értéket. A légnyomás rendszere alapján a Guineai-öböl térsége némileg különbözik az egyenlítői depresszió egyéb területeitől. Különleges helyzete következtében a Guineai-öböl fölött - melyet két oldalról erősen fölmelegedő afrikai puszták határolnak és vízfelszíne viszonylag hideg - az év folyamán megmarad a szomszédos területekhez képest némileg magasabb nyomás.

A légnyomás havi középértékeit bemutató térképeken a bárikus mező, mint ismeretes, a cirkulációnak bizonyos fokig mérsékeltebb képét adja - különösen az egyenlítői zónában, ahol a légnyomás változások nem nagyok, a bárikus képződmények mérete pedig rendszerint nagyon kicsi.

#### b. Magas légnyomású szubtrópusi zónák

Az egyenlítői depresszió mindkét oldalán elhelyezkedő szubtrópusi magasnyomású zónák fennmaradnak az egész év folyamán. A nyári évszakban viszont a szárazföldek fölötti levegő erőteljes fölmelegedése következtében a magasnyomású szubtrópusi övek mintegy szétválnak és az óceánok fölött egyedi anticiklon centrumokká alakulnak. Különösen nagyfokú a szubtrópusi magasnyomású zóna deformációja az északi félgömbön. A déli félgömbön, azzal összefüggésben, hogy a szárazföldek kisebb részt tesznek ki, továbbá különállóak és északról dél felé nyúlnak, ez a deformáció jóval gyengébb.

Az északi félgömb magasnyomású szubtrópusi zónájában két anticiklon található - az észak-atlanti és az észak-csendes-óceáni.

A déli félgömbön rendszerint három magasnyomású terület különül el: a dél-atlanti, a dél-indiai-óceáni és a dél-csendes-óceáni. Azonban Új-Zélandtól északnyugatra két tenger - a Fidzsi- és a Tasmán-tengerek - határán kirajzolódik egy negyedik - az előzőekhez képest kevésbé fejlett - szubtrópusi magasnyomású térség is.

A déli félgömbi szubtrópusi anticiklonok centrumai közötti távolság a sokévi közepes légnyomásértékek térképén  $90^{\circ}$  hosszúságot tesz ki. Az a tény, hogy az utóbb említett szubtrópusi anticiklon gyengén fejlett, néhány hónapra pedig általában behatol az évszakos ausztráliai vagy dél-csendes-óceáni anticiklonok gerincébe, megadja a szóbanforgó térség sajátosságainak magyarázatát. Itt az óceáni területek fölött nem figyelhető meg olyan egynemű hőmérsékleti rendszer, mint amilyen külön-külön a három szubtrópusi anticiklon képződésének térségében tapasztalható. Nyugaton fekszik az ausztráliai szárazföld nagyobb évszakos hőmérsékletmenettel, délen Új-Zéland, északon pedig nagyobb szigetcsoportok találhatóak. Az évszakos hőmérséklet változások az egymáshoz közel fekvő szárazföldeken és szigeteken annyira jelentősek (a vízfelszínnek fölötti évszakos változásokhoz képest), hogy a Fidzsi- és a Tasmán-tengerek fölötti nyomásrendszer már a szárazföldeken végbemenő folyamatok hatása alatt formálódik. A Fidzsi-tengertől északra lévő nagyobb szigetcsoportok jelenléte következtében e körzetek fölött magasabb hőmérsékletek figyelhetők meg, a szomszédos óceáni területekhez képest. Ez pedig arra vezet, hogy a Csendes-óceán szóban forgó részében az egyenlítői depresszió kiterjed a magasabb szélességekre. Ez a körülmény még

jelentősebben csökkenti az új-zélandi anticiklon térségének magas légnyomását.

Következésképp feltehetjük, hogy az északi félgömbi szubtrópusi magasnyomású sávokra is alkalmazható ugyanez a séma, azonban a nagy kiterjedésű szárazföldek jelenléte igen erősen megbontja azt. Ugyanakkor annak létezésére vonatkozóan néhány megállapítást mégis tehetünk.

Eszerint két nem túlságosan feltöltött magasnyomású centrumnak kell elhelyezkednie a  $30-35^{\circ}$  szélességek közötti zónában - közel Kína partjaihoz, valamint az Arab-félszigettől nyugatra. És valóban, a Kelet-Kínai-tenger fölött magas nyomású terület található, a március-május közötti időszakban pedig önálló magasnyomású centrum képződik benne. Az Arab-félsziget fölött kissé fátyolosabb a kép az itt lévő - s az egész év folyamán nagyon magas hőmérsékletű - kontinens miatt.

Az egyes konkrét esetekben a szubtrópusi magasnyomású zónák sémája bonyolultabb. Ezért azt csak mint munkahipotézist tekinthetjük, melyre támaszkodva megkísérelhetünk megállapítani olyan törvényszerűségeket, melyek alkalmasak a légkör általános cirkulációjának további tanulmányozására.

Meg kell jegyeznünk, hogy míg az északi félgömbi magasnyomású óceáni területek kvázisztacionáriusak, addig a déli félgömbi szubtrópusi anticiklonoknál kissé más a helyzet. A magas nyomású déli területek általában mozgékonyabbak, s azokat jelentős és rövid időtartamú légnyomás ingadozások jellemzik. Különösen a dél-indiai anticiklon vándorlása szembetűnő az év folyamán. Míg az észak-csendes-óceáni anticiklon elmozdulása az év során  $18^{\circ}$  hosszúságot tesz ki, az észak-atlantié

16<sup>0</sup>-ot, a dél-atlantié 14<sup>0</sup>-ot, az új-zélandié 11<sup>0</sup>-ot, ugyanakkor a dél-indiai anticiklon 30<sup>0</sup> hosszúságnyt mozdul el (STEHNOVSKIJ, 1962). Ami viszont a dél-csendes-óceáni anticiklont illeti, az csaknem mozdulalan. Annak keletről nyugat felé való elmozdulása nem haladja meg az 5<sup>0</sup> hosszúságot. Valószínűleg itt (a Csendes-óceán déli felének keleti részében) egyéb okok mellett, a légtömegek az Andok hatalmas, meridionálisan elhelyezkedő hegygerincének jelenléte következtében állandóan torlódnak, s nyugati irányból észak felé kitérve anticiklonális cirkulációt idéznek elő.

A szubtrópusi anticiklonok központi részeinek közepes helyzete a földrajzi egyenlítőhöz képest aszimmetrikus, azonban a termikus Egyenlítőhöz s az egyenlítői alacsony nyomású sávhoz viszonyítva az csaknem szimmetrikus. Míg az északi félgömbön a legmagasabb évi közepes szélességmenti légnyomás értékek a 34<sup>0</sup> északi szélesség közelében figyelhetők meg, a déli félgömbön azok 4<sup>0</sup>-kal közelebb fekszenek az Egyenlítőhöz, vagyis kb. a 30<sup>0</sup> S szélességen találhatóak.

A két félgömbön a szubtrópusi magasnyomású zónák tengelyeiben a közepes szélességmenti légnyomás értékek egymáshoz közeliek, az év folyamán 1015 és 1020 hPa között ingadoznak.

A kontinensek fölött a szubtrópusok zónájában mind az északi, mind a déli félgömbön nagyobb évi nyomásváltozások figyelhetők meg; a magas nyomás télen, az alacsony nyomás nyáron lép föl. A légnyomás évi menete az óceánok fölötti szubtrópusi anticiklonokban kissé módosul. A magasnyomású óceáni szubtrópusi területek mindkét félgömbön az északi félgömbi nyár idején a legfejlettebbek. A szubtrópusi magasnyomású zó-



nák intenzitása egyidejűleg változik mind az északi, mind a déli félgömbön, azaz szinkronitás mutatkozik a maximális és minimális légnyomás fellépésében. A légnyomás maximumok a szubtrópusi magasnyomású zónák rendszerében, az északi és a déli félgömbön egyaránt július-augusztusban lépnek föl, a minimális nyomások pedig mindkét féltekén február-márciusban.

A légnyomás évi menete azonban némileg bonyolultabb képet mutat a szubtrópusi anticiklonokban. Először - a légnyomás évi menetében kettős hullám mutatkozik; másodszer - nem minden esetben figyelhető meg az északi és a déli félgömbök anticiklonjai között a légnyomás ingadozás fázisainak egybeesése. A légnyomás leginkább egyidejű változása az Atlanti-óceán északi és déli részén megy végbe. A Csendes-óceánon a szinkronitás gyengébb. Míg az összes szubtrópusi anticiklonban a fő légnyomás maximum július-augusztusra esik, a dél-csendes-óceáni anticiklonban ez októberben figyelhető meg. A dél-csendes-óceáni anticiklon légnyomás menetében a fázis elmozdulása és a többi anticiklon közötti szinkronitás lehetővé teszi az északi és a déli félgömbi magasnyomású zónák egyidejű kifejlődésében szerepet játszó alapvető erők és a rájuk rakódó kiegészítő faktorok elemzését. Így pl. a dél-csendes-óceáni anticiklonban fellépő maximum eltolódása (július-augusztusról októberre) kapcsolatban van a szóban forgó térségnek mind a fizikai-földrajzi sajátosságaival, mind a benne ható cirkulációs tényezőkkel. (Az Antarktisz fölött és annak körzetében kifejlődő folyamatok hatnak itt.) A légnyomás gyengén fejlett második maximuma e térségben márciusban mutatható ki, a fő légnyomás minimum pedig április-májusra esik.

c. A mérsékelt övek és a magasabb szélességek bárikus mezeje

Az északi és a déli félgömb mérsékelt övi szélességein a légnyomás élesen különbözik. Az északi félgömbön ez nagyobb változatossággal és jelentős változékonysággal tűnik ki. Mindez a kiterjedt, s az óceánok vízfelszíneivel váltakozó kontinensek jelenlétének a következménye, melyek egyik évszakra a másikkra a hőmérséklet jelentős újraeloszlásának feltételeit teremtik meg. A déli félgömbön, ahol a mérsékelt övben túlsúlyba kerül az egynemű vízfelszín, az izotermák zonális futása nagyon gyengén deformálódik, s a bárikus mező az év folyamán jelentéktelen mértékben változik.

Mint már korábban rámutattunk, az északi félgömb fölött, a mérsékelt övben három alapvető bárikus területet különíthetünk el: az izlandi és az aleuti minimumokat, valamint a belső-ázsiai maximumot.

Az ázsiai kontinens kiterjedt övezetei fölött a téli félévben a belső-ázsiai anticiklon az alapvető bárikus képződmény. Nyáron itt az ázsiai depresszió uralkodik. Mégis, a téli anticiklon kifejlődése annyira intenzív, hogy a közepes évi légnyomás értékekben a nyári depresszió nem tükröződik vissza.

Az anticiklon kialakulása augusztustól kezdődik, amikor az ázsiai kontinens központi övezetei fölött újra növekszik a légnyomás. Szeptember végére pedig az arktikus magasnyomású terület nyúlványa a belső-ázsiai anticiklonnal egy hatalmas bárikus képződménnyé egyesül. Ennek hatása egészen a Kárpátok gerincéig kiterjed. A belső-ázsiai anticiklon képződése cirkulációs feltételek hatására történik, viszont további erősödé-

sét már termikus tényezők határozzák meg. A szárazföld lehülése során az anticiklon centrumában a légnyomás emelkedik és az 1040 hPa (vagy még annál is nagyobb) maximumát januárban éri el. Az anticiklon kialakulására és lokalizálására nagy hatást gyakorolnak Kelet- és Közép-Ázsia fizikai-földrajzi sajátosságai. Az itteni hatalmas hegységrendszerek és völgykatlanok egész sora nemcsak a hideg légtömegek megtartását biztosítja, hanem azok további lehülését is elősegíti.

A belső-ázsiai anticiklon helyzete elég stabil, csupán áprilisban mozdul el az anticiklon erőteljesen ( $6^{\circ}$  hosszúsággal) nyugat felé. Ekkor kezd kirajzolódni az ázsiai depresszió. Az 1012 hPa-os izobár az aleuti depressziótól erősen kinyúlik nyugati irányba, májusban pedig Északkelet-Kína és a Szovjet-unió szomszédos övezetei fölött önálló alacsony nyomású terület képződik. A következő két nyári hónapban a légnyomás ezen övezetekben tovább csökken, az egész ázsiai kontinensen pedig gyakorlatilag uralkodóvá válik az alacsony légnyomás. Júniusban, júliusban és augusztusban ez az alacsony nyomású terület egyesül az elő-ázsiai (indiai) depresszióval, amely mintegy az előzőnek egy kimélyülése. Szeptemberben, amikor az elő-ázsiai depresszió meggyengül és Észak-Északkelet-Kína fölött kialakul a belső-ázsiai anticiklon gerince, az Amúr középső folyása fölött gyengén újraképződik egy izolált alacsony nyomású terület, mely egyesül az aleuti depresszióval. STEHNOVSKIJ (1962) térképei jól tükrözik ez utóbbi jelenséget, szemben a mieinkkel, melyeken az kissé elmosódott.

A távol-keleti depresszió tehát a tavaszi hónapokban nyilvánvalóan, ősszel kevésbé kifejezetten egyesül az aleuti,

nyáron pedig az elő-ázsiai depresszióval.

Észak-Amerika fölött a ciklonális és anticiklonális tevékenység az év során némileg gyengébb, mint Eurázsia fölött. Ez a szárazföld kisebb méretének, észak-déli irányú kiterjedésének és annak tulajdonítható, hogy a heggyerincek a nyugati peremén húzódnak. A téli anticiklogenezis annyira kompenzálja a nyári ciklonális folyamatokat, hogy a légnyomás közepes évi gradiensei nem nagyok és a közepes évi légnyomás értékek alapján semmilyen előjelű önálló bárikus képződmény nem különíthető el.

A téli anticiklon képződése Észak-Amerika mérsékelt övi szélességein szeptemberben kezdődik, amikor az USA délkeleti része fölött kialakul a szubtrópusi magasnyomású terület egyik nyúlványa. Októberben ezen övezetek fölött önálló anticiklon keletkezik. A leghatározottabb az anticiklon feltöltődése decemberben és januárban, amikor centrumában a légnyomás 1020 hPa fölé emelkedik.

Egyidejűleg Kanada északi része fölött kifejlődik egy téli monszunális anticiklon, nagyobb légnyomás gradiensekkel, viszont centruma a szárazföld fölött mindössze három hónapban figyelhető meg - januárban, februárban és márciusban. A nyári hónapokban termikus feltételek hatására depresszió képződik a Kordillerák fölött.

Az Atlanti- és a Csendes-óceán északi övezetei fölött az évi középértékek alapján alacsony nyomású területek rajzolódnak ki. Az izlandi minimum, melyet ciklontevékenység hoz létre a poláris front atlanti ágán, hatalmas területet ölel fel az Atlanti-óceán északi részén. Mivel Izlandtól északkelet-

re nincsenek orografikus gátak, s a ciklonok akadálytalanul haladhatnak ebben az irányban, az izlandi minimum a közepes légnyomás értékek térképén erősen kinyúlik északkelet felé, kiterjesztve hatását a Barents- és a Kara-tengerre, egészen a Tajmir-félszigetig.

Az aleuti minimumnak koncentrikusabbak az izobárjai, ugyanis a Kordillerák meridionálisan elhelyezkedő hegyláncai megakadályozzák a ciklontevékenység terjedését kelet felé. Az aleuti depresszió az Ohotski- és a Bering-tengertől északra elhelyezkedő poláris és arktikus front csendes-óceáni ágán, ciklontevékenység hatására képződik az ázsiai kontinens keleti része fölött.

Az aleuti és az izlandi ciklonok helyzete és intenzitása az év folyamán jelentősen változik. Legmélyebbek a leghidegebb hónapokban - januárban és februárban. Az év meleg szakában a depressziók erősen meggyengülnek. Május-júniusban az izlandi minimum ciklonteknővé alakul, az aleuti depresszió pedig július-augusztusban teljesen eltűnik.

A déli félgömbi mérsékelt övi szélességek közepes bárikus mezejét, mint már rámutattunk, némi egyhangúság jellemzi. E szélességek fölött az óceáni térségek túlsúlya (a felszín egyhangúsága) képezi a zonális légnyomás eloszlás feltételeit.

A  $35^{\circ}$  déli szélességtől délre az antarktiszi vizekig a légnyomás gyorsan csökken. Itt helyezkedik el az Antarktiszt övező alacsony nyomású sáv.

Az antarktiszi alacsony nyomású övezetben a zonalitás nagymértékben megbomlik a Ross-tenger fölött és a Falkland-szigetek térségében. E jelenséget meridionálisan fekvő hegy-

ségrendszer - a Graham-föld, a Patagóniai Kordillerák hegyvonulatai és a Viktória-föld magaslatai - idézik elő.

A Ross-tengertől keleti irányban az Antarktisz partvidéke mentén csaknem az egész év folyamán, a Mary Byrd-föld partjainál pedig minden hónapban egy önálló alacsony nyomású képződmény rajzolódik ki. Bár a Weddel-tenger is az aktív ciklontevékenység övezetéhez tartozik, itt mégis némileg magasabb a légnyomás. A Graham-föld és a Patagóniai Kordillerák meridionálisan elhelyezkedő hegyvidékei ugyanis lehetővé teszi a nyugatról és északnyugatról áthelyeződő ciklonok feltöltődését, s megszűnését a hegygerincek előtt, míg tőlük keletre új képződmények jönnek létre, melyek kimélyülnek, s a hegyvonulatoktól csekély távolságra határozott fejlődésnek indulnak. Eközben az antarktisi kontinens irányából gyakran nyúlnak ki légnyomási gerincek a Weddel-tenger nyugati része fölé. A rendelkezésünkre álló kevés adat azonban nem teszi lehetővé itt a bárikus mező képének további részletezését.

## 2. 2. 2. A HAVI KÖZEPEK SZÉLESSÉGENKÉNTI ÁTLAGAI

A  $10^0$  szélességenkénti évi középértékekben megjelenő nagy kiterjedésű légnyomási képződmények, úgymint az északi félgömbi poláris magasnyomású terület, a szubpoláris alacsony nyomású barázdák, a szubtrópusi magasnyomású övezetek és az egyenlítői alacsony nyomású sáv majdnem minden havi átlagban is kimutathatók, csak kiterjedésük, intenzitásuk és helyzetük különböző (3. ábra, 4. táblázat).

Az egyenlítői alacsony nyomású sáv átlagos középvonala - így a trópuson belüli konvergencia zónáé (ITCZ) is - az északi félgömbön van. Ez annak tulajdonítható, hogy e sáv április és október között, de különösen a május-szeptember közti időszakban magasabb szélességek fölé nyúlik az északi féltekén, mint az év többi részében a déli félgömbön. A mi adataink alapján e sávra ennyit állapíthatunk meg. Jóval sűrűbb mintavétel (tehát pl. rácspontokban vett vagy rácspontokra átlagolt közepes tengerszinti légnyomás értékek hosszú megfigyelési sorozatai (pl. KAUFELD, 1972)) alapján végzett elemzés az egyenlítői alacsony nyomású barázdáról alkotott ismereteinket pontosíthatja. Eszerint a barázda az északi félteke telén egy az Egyenlítőtől északra, s egy attól délre fekvő ágra bomlik. Közülük az északi ágban alacsonyabb a nyomás; a déli viszont nehezebben ismerhető fel. Az északi alacsony nyomású sáv az északi félteke nyarán a  $15^{\circ}$  N, az északi félteke telén az  $1^{\circ}$  N szélességen van és az év folyamán közöttük vándorol. A déli másodlagos barázda az északi félgömb nyarán a  $7^{\circ}$  S, az északi félgömb telén a  $12^{\circ}$  S szélességen található. Az Egyenlítőtől délre a nagyobb vízborítottság miatt kevésbé vándorol a déli ág, mint az északi. Az alacsony nyomású barázdák intenzitás ingadozásai csekélyek, szabálytalanok, s nem tesznek ki többet, mint 2 hPa.

Már nagyobb évszakos intenzitás különbségeknek van kitéve az északi félgömbi szubtrópusi magasnyomású övezet. Ez az északi félteke téli fél évében (október-március között), különösen a téli évszakban (december, január, február) jól fejlett és felülmúlja a déli szubtrópusi magasnyomású övezetet

kiterjedésben és intenzitásban is. Az északi félgömb nyári félévében (április-szeptember között) és főleg nyáron a déli félteke szubtrópusi magasnyomású övezete a fejlettebb. Az északi félgömbön késő nyári legészakibb helyzetétől ( $42^{\circ}$  N) a téli  $28^{\circ}$  N szélességig vándorol. Ez a  $14^{\circ}$  szélességmenti távolság pontosan annyi, mint amennyivel az egyenlítői fő alacsony nyomású sáv változtatja helyzetét az év során. A déli szubtrópusi magasnyomású öv a Nap járásával szintén vándorol. Az északi félgömb telén a  $35^{\circ}$  S szélességen van, az északi félteke nyarán pedig a  $27^{\circ}$  S szélességen található. A szubtrópusi magasnyomású öv az évi középértékek alapján az északi félgömbön magasabb földrajzi szélességeken mutatkozik, nagyobb a térbeli kiterjedése, viszont - a mi számításaink szerint - kevésbé fejlett és kisebb a változékonysága, mint a déli féltekén. A szubtrópusi magasnyomású övek felől az egyenlítői alacsony nyomású sáv irányába a legerősebb légnyomás csökkenés - az előzőek szerint - az északi félgömbön nyáron és őszelön (június-szeptember között), a déli félgömbön pedig a nyárutón és ősszel (február-május között) lép föl.

A légnyomás  $10^{\circ}$  szélességenkénti középértékeinek földgömbi menetében a legfeltűnőbb jelenség a légnyomás markáns csökkenése a déli féltekén a szubtrópusi magasnyomású övezet és a szubpoláris alacsony nyomású barázda között. S ez nemcsak az évi közepek, hanem a havi átlagértékek földgömbi eloszlásában is megnyilvánul (3. ábra). A déli szubpoláris alacsony nyomású barázda - mely adataink szerint a  $60-70^{\circ}$  S szélességek között található - alig mutat évszakos légnyomás ingadozásokat. Tavasszal (szeptember-november között)



(3. i. j. k. ábra) itt a légnyomás csökken, majd a déli félteke nyarán (január) (3. a. ábra) egy lokális minimumot ér el, aztán havonkénti menete mintegy egyenletes marad és maximumát télen (június) (3. f. ábra) veszi föl. Az északi féltekén a szárazföldek és az óceánok eloszlása alapján nem fejlődhet ki olyan egységes és intenzív szubpoláris alacsony nyomású barázda, mint a déli félgömbön. A kontinensek és az óceánok inverz évi hőmérséklet- és légnyomás menetet mutatnak: télen a kontinensek fölött magasabb légnyomás uralkodik, a szomszédos óceánokon erőteljes ciklontevékenység van. Nyáron viszont a szárazföldek fölött alacsonyabb a légnyomás, mint az óceánok fölött. Mindezek a különbségek eltűnnek a szélességi körök, illetve a szélességmenti sávok szerinti közepelésnél. Fennmarad utána egy vékony alacsony nyomású barázda kb. a  $60-70^{\circ}$  N szélességek között, mely nyáron és ősszel északabbra helyeződik, s tavasszal dél felé húzódik az ázsiai poláris magasnyomású képződmény hatására. Ennélfogva majdnem eltűnik.

A legkevésbé állandó globális légnyomási képződmény az északi félgömbi poláris magasnyomás képződménye. Bár évi középértékben itt magas légnyomás uralkodik, a nyári hónapokban azonban alacsony a nyomás. Azután a térség feltöltődik, s különösen a télutón (február, március) összeköttetésbe kerül az ázsiai magasnyomású területtel, hatalmas légnyomási gerincet képezve.

A nagyjából az un. szoláris klimaövek (trópusi, mérsékelt, poláris) szerinti  $-30^{\circ}$  szélességenként képzett - havi átlagok is jól tükrözik a globális légnyomás eloszlás idő-

beli változásait, sajátosságait (4. ábra). A 4. ábra alapján a légnyomásnak a  $60-70^{\circ}$  S szélességek közötti jellegzetes csökkenése mellett - mely minden egyes hónapban megfigyelhető - a következőket állapíthatjuk meg. Az északi félteke telén ott minden egyes  $30^{\circ}$  szélességenkénti övben magasabb a légnyomás a déli félgömbiekhez képest. A déli félgömb telén ugyanez viszont nem állítható. Legegyenletesebb a légnyomás eloszlás az átmeneti hónapokban - de különösen márciusban (4. c. ábra) és októberben (4. j. ábra). Az északi féltekén a téli félévben a  $30-60^{\circ}$  N szélességek között legnagyobb a légnyomás. Ez elsősorban a szárazföldek itteni jelentős arányának, s fölöttük a légnyomás ismert évi menetének tulajdonítható. A déli félgömbön a mérsékelt öv fölött csupán az év első harmadában tapasztalható légnyomás maximum. A téli félteke trópusi övében magasabb a légnyomás, mint a nyáriéban.

A havi közepek szélességenkénti átlagai szemléletesen tükröződnek a zonálisan átlagolt tengerszinti légnyomás szélesség-idő szelvényében (5. ábra), amelyről a következők állapíthatók meg.

- Az északi félgömb poláris térségeiben a tengerszinti légnyomás áprilisban éri el maximumát; legalacsonyabb értékeit pedig nyáron és őszelön veszi föl.

- Az északi félgömb szubtrópusi és közepes szélességein, valamint a déli félteke szubtrópusi szélességein a maximum télen következik be.

- A tengerszinti légnyomásnak nagyon csekély évszakos változása van az egyenlítői területeken. A trópusi övben a legalacsonyabb légnyomás területei jól tükrözik a legmele-

gebb szélességi kör (az un. termikus egyenlítő) évi elmozdulását.

- A déli félgömb közepes és magas szélességein az évi menetet féléves oszcilláció jellemzi.

Az általános légkörzés szempontjából döntő tényező a tengerszinti légnyomás meridián menti gradiensének alakulása (6. ábra). Az 5. ábra izobárjainak sűrűsége már érzékelteti a légnyomási kontraszt éven belüli és földrajzi szélesség szerinti alakulását, ennél azonban még szemléletesebb képet kapunk, ha a gradiens értékeit közvetlenül ábrázoljuk. Meghatároztuk ezért két szomszédos  $10^{\circ}$  szélességű sáv tengerszinti légnyomása közötti különbséget, s azt 1 meridiánfok távolságra vonatkoztattuk. Pl. a  $90-80^{\circ}$  N szélességek között júliusban a tengerszinti légnyomás 1014,2 hPa, a  $80-70^{\circ}$  N szélességek között pedig 1011,5 hPa (4. táblázat). A légnyomás különbség észak-déli irányban 2,7 hPa, ami 10 meridiánfok távolságra vonatkozik. Az 1 meridiánfokra vonatkozó gradiens ezért  $0,27 \approx 0,3$  hPa nagyságú, s ezt az értéket a két szomszédos szélességmenti sáv közötti meridionális távolság középvonalára, tehát a  $80^{\circ}$  N szélességre vonatkoztattuk. Ha a tengerszinti légnyomás észak-déli irányban csökken, a gradiens értelemszerűen negatív előjelű lesz.

A meridionális légnyomási gradiens értékeiből szerkesztett izopléták alapján (6. ábra) jól látható, hogy a legélesebb gradiensek a déli félteke közepes, illetve szubpoláris szélességei fölött alakulnak ki, s fennmaradnak az egész év folyamán. Említésre méltók még az északi félgömb arktikus területein ősszel mutatkozó, valamint az Antarktiszén február-

ban és szeptember körül föllépő, nagyjából féléves periódusú határozott gradiensek.

A tengerszinti légnyomás havi változásai első megközelítésben képet adnak a tömegátrendeződés irányáról,  $10^0$  szélességenként (5. táblázat). Az 5. táblázat 1. oszlopának 1. eleme azt jelenti, hogy a  $90-80^0$  N szélességek között januárban 1,1 hPa-lal növekedett a tengerszinti légnyomás a decemberihez képest. Az északi félteke arktikus és poláris öveiben az év 1. negyedéig nő, azt követően - kevésbé jellegzetesen bár, de - csökken a légnyomás. A déli félteke hasonló öveiben a tengerszinti légnyomás évi menete előzővel nagyjából ellentétes. Az északi félgömbön a poláris övtől az Egyenlítőig terjedő térség légnyomása az év 1. felében csökken, a 2. felében nő. A déli félgömb hasonló területein fordított a kép. Az északi féltekén az év első felében csökken, a második felében nő a tengerszinti légnyomás - a déli féltekén viszont. Az 5. táblázat eredményei ilymódon összhangban vannak a tengerszinti légnyomás havi középértékeinek, illetve azok meridián menti gradienseinek évi változását bemutató 5. és 6. ábrák következtetéseivel.

## 2. 2. 3. A HAVI KÖZEPEK FÉLGÖMBI ÉS GLOBÁLIS ÁTLAGAI

Állomásonként a vizsgált időszakra (1951-1980) vonatkozó havi és évi átlagok alapján nemcsak a tengerszinti légnyomás havi és évi középértékeit határoztuk meg  $10^0$  szélességenként, hanem annak félgömbi és globális átlagait is (4. táb-

lázat). Mivel a  $70-80^{\circ}$  S és a  $80-90^{\circ}$  S szélességek között nem találtunk megszakítatlan megfigyelési sorozattal rendelkező állomásokat, és nem állnak rendelkezésre az antarktiszi térség részletes havi közepes tengerszinti légnyomás térképei még az 1958-1980 közötti 23 éves időszakból sem, ezért e sávokban a havi és évi középértékeket PFLUGBEIL (1967) adatai alapján számítottuk. A félgömbi és globális átlagok meghatározásához szükséges súlytényezőket az egyes  $10^{\circ}$  szélességenkénti földövek területével arányosan, az alábbi formula segítségével kaptuk meg:

$$s_i = 2\pi R^2 (\sin \varphi_{i+1} - \sin \varphi_i) / 4\pi R^2$$

ahol  $\varphi_{i+1} > \varphi_i$ , és  $R (= 6\,378\,388 \text{ m})$  a Föld (egyenlítői) sugara.

A 4. táblázat szerint megállapítható, hogy a havi középértékeknek az északi és a déli félgömbön, valamint - látszólag meglepő módon - az egész Földön is kifejezett évi menete van. A minimum nyáron, a maximum télen figyelhető meg mindkét félgömbön. A globális minimum az északi félteke nyarán, a maximum az északi félgömb telén (augusztusban, illetve januárban) következik be. Tehát a havi középértékek évi menete szinkronitást mutat a földgömbön és az északi féltekén. Az évi menet amplitúdója  $3,9 \text{ hPa}$  az északi félgömbön;  $3,3 \text{ hPa}$  a déli féltekén és  $0,5 \text{ hPa}$  a Földön. Mindemellett a havi középértékek átlagosan jóval ( $4,4 \text{ hPa}$ -al) magasabbak az északi félgömbön a délihez képest; olyannyira, hogy az északi féltekén azok minimuma magasabb, mint a déli félgömbi maximum. Felmerül a kérdés: ha számításaink helyesek, mi lehet e kü-

lönbség oka? A legvalószínűbb magyarázat a következő. A 20-70° szélességek között, valamint hemiszférikus átlagban is a 10°-os sávonkénti átlagos tengerszint feletti magasság nagyobb az északi félgömbön, s így a tengerszinti redukció során a déli félgömbihez képest nagyobb fiktív levegőtömeg adódik itt a felszíni légnyomáshoz, s annak sűrűségváltozásai számottevően módosítják a közepes tengerszinti légnyomást. Ehhez járul még az, hogy az északi féltekén nagyobb a levegő vízgőztartalma, mint a délin - amire a 2. 3. 1. fejezetben részletesebben kitérünk.

A tengerszinti légnyomás általunk számított hemiszférikus és globális középértékei - az északi félgömböt kivéve - igen jó egyezést mutatnak egyéb szerzők adataiból kapott eredményekkel (6. táblázat).

A tengerszinti légnyomás évi menete az északi és a déli félgömbön egymás tükörképe (7. a. ábra). Legkisebb a légnyomás különbség a két félteke között az északi félgömb nyarán (0,3 - 1 hPa), legnagyobb pedig annak telén (7,2 - 7,8 hPa). E jelentékeny ingás a fentebb említett okokra vezethető vissza.

Az elkészült földgömbi izobártérképek arra is módot nyújtanak, hogy külön-külön megvizsgáljuk a tengerszinti légnyomás évi alakulását az óceáni és szárazföldi területeken. E vizsgálatot csak azon 10° szélességenkénti sávokra terjesztettük ki, ahol a szárazföldek aránya legalább 30 %, ugyanakkor az óceáni felszín is meghaladja a 30 %-ot. Így az elemzést a 70° N - 20° N szélességek közötti területre végeztük el. A szárazföldi állomások légnyomás adatai tengerszintre korri-

gáltak. A havi közepek évi menete a két felszín fölött egymásnak csaknem tükörképe (7. b. ábra). Óceánfelszín fölött jóval kiegyenlítettőbb a légnyomás - április-májusi maximummal és december-januári minimummal. Szárazföldi felszínen erős az évi ingás - a légnyomás legmagasabb havi átlagai január-februárra, a legalacsonyabbak július-augusztusra esnek.

#### 2. 2. 4. A HAVI ÁTLAGMEZŐK ÖSSZEHAONLÍTÁSA MÁR SZERZŐK ADATAIVAL

E pontban összehasonlítjuk GORCZYNSKI (1917), von HANN és SÜRING (1939), CLAUSS (1953), VOWINCKEL (1955a), STEHNOVSKIJ (1962), PFLUGBEIL (1967) és SPIRINA (1970) 10<sup>0</sup> szélességenkénti közepes havi tengerszinti légnyomás értékeit, valamint (a leglényegesebb eltéréseket kiemelve) GORCZYNSKI (1917) és STEHNOVSKIJ (1962) közepes havi tengerszinti légnyomási mezőit - a mieinkkel (7. táblázat).

Általánosságban leszögezhetjük, hogy a mi értékeink az egyes szerzőkéhez képest alacsonyabbak, kivéve a 80-90<sup>0</sup> N, a 40-50<sup>0</sup> N és az 50-60<sup>0</sup> S szélességek közötti övezeteket. A legnagyobb eltérések a 20-30<sup>0</sup> N szélességek közötti zónában találhatóak, ahol a mi havi középértékeink átlagosan 2-3 hPa-lal kisebbek a többi szerzőéinél. A 80-90<sup>0</sup> N szélességek között CLAUSS (1953) és PFLUGBEIL (1967) adatai nem mutatnak különbséget, a többi szerzőnél viszont itt a havi középértékek kb. 2-3 hPa-lal alacsonyabbak a mieinkhez képest. Az

50-60<sup>0</sup> S szélességek közötti sávban csupán von HANN és SÜRING (1939), VOWINCKEL (1955a), valamint PFLUGBEIL (1967) adatai számottevően kisebbek (átlagosan 2-3 hPa-lal). A 60-70<sup>0</sup> S szélességek között pedig már csak GORCZYNSKI (1917) havi középértékei térnek el jelentősen a mieinktől (kb. 4-5 hPa-lal nagyobbak). Tehát összességében az 50-60<sup>0</sup> S szélességek között az egész év folyamán a mi havi középértékeink magasabbak, a 60-70<sup>0</sup> S szélességek között pedig alacsonyabbak a többi szerzőéhez képest. S mivel az 50-70<sup>0</sup> S szélességek között a tengerszinten, az ún. "szub-antarktikus" alacsony nyomású sáv felé haladva csökken a légnyomás, így ezen szélességek zónájában a mi havi középértékeink alapján nagyobb horizontális bárikus gradiensek adódnak, mint az összes többi szerző adatai szerint. Különösen GORCZYNSKI-éhoz (1917) képest jóval nagyobbak a mi gradienseink.

A nagyobb különbség GORCZYNSKI (1917) és a mi adataink között valószínűleg abból fakad, hogy ő nem teljesen rendszerezett, régi adatok alapján dolgozott, s (különösen a déli félteke poláris területeiről) rendkívül szegényes anyag állt rendelkezésére. von HANN és SÜRING (1939) épp emiatt csupán a 90<sup>0</sup> N - 50<sup>0</sup> S közötti szélességekre határozták meg a tengerszinti légnyomás havi középértékeit, a fennmaradó övezetekre MEINARDUS (1929, 1938) becsléseit tekintették mérvadónak. Azonban az újabb, részletesebb adatbázis alapján végzett pontosabb számítások tükrében e becslések számottevően pontosítandók.

Itt megjegyezzük, hogy a tengerszinti légnyomás álta-



lunk kapott  $10^0$  szélességenkénti havi középértékeit és havi mezőit a többi szerzőével összehasonlítva, a mutatkozó különbségek nem feltétlenül tekinthetők minden esetben valószínűsáknak. Hiszen a mintavételi hálózat sűrűsége, a mintavétel szempontjai (rácspontokra interpolált, vagy adott földrajzi koordinátákban mért napi, vagy havi középértékek) s nem utolsósorban a vonatkozási időszakok, s azok tartamának eltérései (a feldolgozás módszereinek különbözőségét most figyelmen kívül hagyva) olykor jelentősen módosíthatják az említett havi középértékeket, s a tengerszinti légnyomási mező földgömbi képét. Táblázatosan közöljük a dolgozatunkban idézett szerzők tengerszinti légnyomás vizsgálatainak mintavételi paramétereit (8. táblázat).

A tengerszinti légnyomás általunk kapott havi közepes félgömbi értékei valamivel kisebbek, mint a többi szerző által számítottak. A déli félgömbön - úgy tűnik - számításaink jól közelítik a mértékadónak tekinthető tengerszinti légnyomást (TRENBERTH, 1981), az északin viszont némileg alacsonyabb értéket kaptunk (6. táblázat).

A  $10^0$  szélességenkénti havi középértékek összevetésekor említett különbségek kirajzolódnak a közepes havi tengerszinti légnyomási mezőkben is GORCZYNSKI (1917), STEHNOVSKIJ (1962) és a mi térképeink között. Előrebocsátjuk, hogy az említett szerzők (GORCZYNSKI (1917) legalábbis a  $90^0$  N -  $50^0$  S szélességek között) eltérő, de a mieinknél jóval sűrűbb mintavétel alapján készítették térképeiket, s az itt említendő különbségek is jórészt erre vezethetők vissza.

Pl. januárban STEHNOVSKIJ (1962) térképein, s a miein-

ken is az aleuti depresszió központi területe elmozdult nyugat felé, s a légnyomás a központjában - csupán STEHNOVSKIJ-nál (1962) - GORCZYNSKI (1917) térképeihez képest 3-4 hPa-lal alacsonyabb (júliusban is). A belső-ázsiai (szibériai) anticiklon fő centrumának helyzetét STEHNOVSKIJ (1962) pontosította, amivel a mi térképeink is jó egyezést mutatnak. Ugyanő először mutatott ki egy másodlagos centrumot az ojmákon<sup>1</sup>i hidegpólus fölött, amit a mi térképeinken a bárikus mező északkeleti irányú kiöblösödése jelez. Az északi félgömbi szubtrópusi magasnyomású övben, elsősorban az itt elhelyezkedő anticiklonok központjában és azok déli peremén a mi térképeinken kisebb értékek szerepelnek. Ez egyenes következménye annak a már említett ténynek, hogy a 20-30° N szélességek közötti zónában a mi havi középértékeink átlagosan 2-3 hPa-lal alacsonyabbak. GORCZYNSKI (1917) térképein a Dél-Amerika fölötti nyári depresszió egyáltalán nem alakult ki a bárikus mezőben, míg STEHNOVSKIJ (1962) adatai, s a mieink is ott jól kifejezett depressziót mutatnak. STEHNOVSKIJ (1962) térképei részletesebbek, s így pontosabbak; a csekély légnyomás különbségek rajtuk jobban tükröződnek, mint GORCZYNSKI-éin (1917) és a mieinken. A mi térképeink - a rendelkezésre álló adatbázis alapján - a közepes havi tengerszinti légnyomási mezők lényeges sajátosságait emelik ki.

## 2. 2. 5. A HAVI KÖZEPEK SZÓRÁSMEZŐI

Az éghajlati elemek változékonyságának térbeli szerkezete különböző légköri jelenségek eredménye. A változékonyságot jellemző statisztikai paraméterek (pl. a szórás - lásd: Függelék) globális eloszlásának tanulmányozása ezért a klimatológia szerves részét képezi.

A tengerszinti légnyomás havi vagy évszakos átlagainak szórástérképeit az alábbi publikációk tartalmazzák. SCHUMANN és VAN ROOY (1951), északi félgömb, 39 év; CATON és CUMING (1978), északi félgömb, 32 év; BLACKMON et al. (1979), északi félgömb, 11 év; PÉCZELY (1980), északi és déli félgömb, 28 év; TRENBERTH és PAOLINO (1981), északi félgömb, 53 év; GODBOLE és SHUKLA (1981), északi és déli félgömb, 16 év; VAN LOON és MADDEN (1983), északi félgömb, 80 év. Globális skálán PÉCZELY (1980) február és augusztus hónapok, GODBOLE és SHUKLA (1981) pedig január és július hónapok szórás térképeit közölte.

KAUFELD (1972) megadja a tengerszinti légnyomás zonálishan átlagolt szórásának meridionális profiljait havonta az északi és a déli félgömbön; TALJAARD (1967) ugyanezt évszakonként a déli félgömbön, továbbá ő még térképezi a napi tengerszinti légnyomás évszakos szórásait a  $15^{\circ}$  S-től délre. KAUFELD és RUDLOFF (1972) havonta közlik  $5^{\circ}$ -onként a tengerszinti légnyomási mező szórás értékeit a  $70^{\circ}$  N -  $70^{\circ}$  S szélességek között és negyedévenként megadják a szórás földgömbi térképeit. Utóbbi három tanulmány adatbázisát a Nemzetközi Geofizikai Év (1957. július 1. - 1958. december 31., 18 hónap) napi közepes tengerszinti légnyomásainak rácspontokra interpolált

értékei képezik.

WESTERHOLT (1971) a felszíni légnyomás havi átlagainak szórását elemzi az északi félgömbön.

Ha e publikációkat összehasonlítjuk, azonnal nyilvánvalóvá válik, hogy a tengerszinti légnyomás szórása távolról sem állandó, - azt a kiválasztott periódus időpontja s annak tartama is befolyásolja. Pl. VAN LOON és MADDEN (1983) megállapította, hogy egy hosszabb időszak (1901-1980) részperiódusaiban a tengerszinti légnyomás januári szórása szignifikáns változásokat mutat az izlandi és az aleuti alacsony légnyomású akciócentrumok helyzetével és intenzitásával összefüggésben.

A légcirkuláció sokéves változásai meghatározzák a globális légnyomási mező havi közepeinek alakulását, átlagukat és azok szórását is. A havi szórás térképek lehetővé teszik, hogy meghatározzuk a tengerszinti légnyomási mező térbeli változékonyságát és megállapítsuk az időjárás jellegének változásait havonta (8. ábra). A 2. 2. 1. pontban alkalmazott gondolatmenethez hasonlóan, a bárikus mező szórását nem írjuk le minden hónapban, hanem elsősorban az egyes évszakok alapvető sajátosságait emeljük ki.

Az északi félgömb telén (december, január, február) (8. 1. a. b. ábra) a legnagyobb szórás értékek ( $\sigma > 8$  hPa) Ázsia északi peremén, a Čelûskin-fok térségében, valamint az észak-atlanti és az észak-csendes-óceáni szubpoláris alacsony nyomású akciócentrumok (Izland, Aleuti-szk.) területén találhatók.

Ázsia északi részén a légnyomás változékonysága decem-

berben és februárban erőteljesebb a januárinál. E hónapokban a  $\sigma > 8$  hPa-os szórás izovonalak (izoszórás görbék) dél felé hatolva magukba foglalják a Tajmir-félszigetet és a Nyugat-Szibériai-Alföld északi részét is. A szubpoláris szórásmaximumok ebben az évszakban - különösen januárban és februárban - a legerősebbek. Közülük az atlanti-óceáni leggyakrabban Írországtól nyugatra fordul elő, ahol egy maximum az év minden egyes hónapjában kimutatható. A csendes-óceáni szórásmaximum az Ohotski-tenger keleti részét is magába foglalja. Centruma havonta  $10^{\circ}$  szélességgel hatol déli irányba a decemberi  $60^{\circ}$ -tól a februári  $40^{\circ}$  szélességig. Míg az izlandi és az aleuti barometrikus minimumok területei és Ázsia északi részén a leggyakoribb hidegbetörések térsége - azok központi részei felé haladva növekvő értékű izoszórás görbék segítségével - jól körülhatárolhatók, az ugyancsak télen legkarakterisztikusabb belső-ázsiai és az Észak-Amerika mérsékelt övi szélességei fölött képződő anticiklonok területein az izoszórás görbék divergálnak olymódon, hogy a kontinensek belsejében észak felé haladva egyre erőteljesebben kiöblösödnek. Ez utóbbiak szórásminimumokat jelölnek meg a Kanadai szigetvilág és a Beaufort-tenger fölött, valamint az ázsiai kontinens északkeleti részén. Az izoszórás görbéknek igen erős gradiense alakul ki az Azori-szigetek és az Ibériai-félsziget között. Európában az izoszórás görbék kelet-északkelet felé haladva távolodnak egymástól. A trópusi övben az északi határterületen, s a télutón (február) (8. b. ábra) észlelhetők a legnagyobb szórás értékek az egész év folyamán ( $\sigma \approx 5-6$  hPa).

A december-február közötti időszak a déli félgömbi

nyár. Ekkor a legkisebb itt a légnyomás változékonysága. Az izoszórás görbék futása közel zonális. A kontinensek fölött képződő fejlett termikus depressziók hatására ott dél felé kissé kiöblösödnek.

Március, április, május (8. c. d. e. ábra) - átmeneti hónapok. A téli évszakra jellemző szórásmező márciusban és áprilisban alapjaiban megmarad az északi félgömbön. A nyári szórásmező felépülése májusban kezdődik. A minimális szórások térsége ( $\sigma < 1$  hPa) márciusban veszi föl legdélibb helyzetét. Területének nagyobbik része ekkor átnyúlik a déli félgömbre. Az izoszórás görbék zonalitása ebben az évszakban a legkevésbé zavart a déli féltekén. A téli szórásmező itt szintén májusban kezd kialakulni, amit az izoszórás görbék sűrűsödése és az izoszórás gradiensek növekedése jelez.

Az északi félgömbi nyár (június, július, augusztus) (8. f. g. h. ábra) folyamán a globális szórásmező a leghomogénebb képet a legkisebb szórás értékekkel júniusban mutatja. Júliusban és augusztusban mindkét féltekén - különösen a délin - növekszik a meridionális szórás gradiens. Hiszen ez az időszak egyúttal a déli félgömbi tél, s ekkor itt a szórásmező maximális értékei éppen júliusban és augusztusban figyelhetők meg ( $\sigma \approx 6-7$  hPa), mégpedig az Antarktisztól északra fekvő óceáni területek fölött, a szubpoláris régióban. Ugyanakkor viszonylag kicsi szórás értékek fordulnak elő az alacsony nyomású hatásközpontok területén, az északi félgömbön. Bár a közepes havi légnyomás eloszlás térképein az egész nyár folyamán eltűnik az aleuti depresszió, ott a légnyomásnak mégis valamelyest nagyobb a változékonysága, melyet a te-

rületét közrefogó izoszórák görbék jeleznek. Augusztusban ez a változékonyság tovább mérséklődik, ami egyrészt az egész nyáron fejlett észak-csendes-óceáni szubtrópusi magasnyomású akciócentrum növekvő befolyásának, másrészt a gyéresebb sarki hidegbetöréseknek tulajdonítható. Az északi féltekén az ázsiai és az észak-amerikai termikus depressziók hatására a kontinenseken az alacsony szórású területek messze észak felé nyomulnak. A minimális szórások területe júliusban éri el a legészakibb helyzetét. A  $30^{\circ}$  N szélesség közelében az 1 hPa-os izoszórák görbe az indiai monszuntevékenység eredményeként a jelzett térségben mutatja a legnagyobb azonaritást. Erősen elhajlik az Egyenlítő felé, ami az említett területen a szórás számottevő növekedését mutatja. Az indiai monszuntevékenység júliusban a legerősebb, olyannyira, hogy akkor a  $20-30^{\circ}$  N szélességek közötti sáv átlagában egy lokális szórásmaximumot idéz elő.

Az őszi évszakban (szeptember, október, november) (8. i. j. k. ábra) az északi félgömbön megkezdődik a felszín lehülése, s a kontinensek fölött magasnyomású termikus anticiklonok kialakulása. A szeptemberi szórástérkép még a nyári hónapokéra emlékeztet, az októberi és a novemberi azonban már a téli helyzetre jellemző. A déli félgömbön, ahol ekkor tavasz van, a meridionális izoszórák gradiense hónapról-hónapra csökken, s a szárazföldek fölött kifejlődő és a fokozatosan dél felé húzó termikus depressziók hatására az izoszórák görbék is ebbe az irányba hajlanak el - e területeken kisebb szórás értékeket jeleznek.

A légnyomás alacsony és magas szórás értékeinek fő éghajlati területei

a. Az egyenlítői alacsony nyomású sáv

a trópuson belüli konvergencia zónát (ITCZ) testesíti meg a bárikus mezőben. Itt található a globális légnyomási mező legkisebb szórású térségei, melyek az ITCZ elmozdulását követik. Az északi félgömb telén kissé délre húzódnak az Egyenlítőtől, az északi félteke nyarán pedig erőteljesebben észak felé vándorolnak. A szórás értékek minden egyes hónapban 1 hPa-nál kisebbek, a szórásminimumok kizárólag az Egyenlítő közelében és elsősorban az óceánok fölött fordulnak elő. A  $10^{\circ}$  N -  $10^{\circ}$  S szélességek közötti sáv - a február-április közötti időszak kivételével - az északi félgömbön mutat kisebb szórás értékeket. Ez azzal van összefüggésben, hogy a termikus egyenlítő, s a vele nagyjából egybeeső ITCZ átlagos helyzete az északi félgömbön található.

b. A magas légnyomású szubtrópusi zónák

Az egyenlítői depresszió mindkét oldalán a trópusok határain túlra nyúlnak. A trópusok túlnyomó részén a légnyomás szórása 2 hPa alatti az egész év folyamán, kivéve a trópusi viharok területeit. A trópusok határterületein pedig a  $30^{\circ}$  szélességek közelében télen 5-6 hPa-t is elérhet - elsősorban az északi félgömbön. Az izoszórás görbék zonális futása a déli szubtrópusokon csaknem zavartalan, az északi félgömbön azt a felszín ahomogenitásai nagyobb mértékben módosítják.

c. A mérsékelt övek és a magasabb szélességek zónái

A kontinenseken a nyári és a téli időszakban kialakuló termikus eredetű légnyomási képződmények területén alacsony



szórás értékek találhatóak. Ezt mutatja, hogy az izoszórás görbék a magasabb szélességek felé kiöblösödnek. A déli féltekén ez a jelenség a szárazföldek kisebb aránya és csekélyebb kiterjedése miatt ugyan kevésbé jellegzetes, de minden egyes hónap szórástérképén itt is megfigyelhető. A légnyomás időbeli változékonysága a Földön legnagyobb a szubpoláris alacsony nyomású térségekben a tél folyamán. Ezek az észak-atlanti- és az észak-csendes-óceáni depresszió területei; a déli félgömbön pedig az összefüggő szubpoláris alacsony nyomású sáv. Tehát a szubpoláris szórásmaximum mindig óceánok fölött alakul ki, 9-10 hPa körüli maximumokkal az északi és 6-7 hPa körüli maximumokkal a déli féltekén. Utóbbin, ahol - szemben az északi félgömbbel - a szórásmező évszakos változékonysága jóval kisebb, e maximumok csaknem az egész év folyamán két különálló szórásmaximum térség körül csoportosulnak, nevezetesen: a Macquarie-szigetektől délnyugatra, illetve a Dél-Csendes-óceán fölött. A 150<sup>o</sup> keleti hosszúságnál pedig kifejezett minimumuk van. A déli poláris zónában az izoszórás görbék az Antarktisz körvonalait követik. Bár a kontinens fölött szórásminimum van, azonban a meglehetősen ritka állomáshálózat rövid megfigyelési sorozatai e minimum helyzetének csak közelítő meghatározását teszik lehetővé.

Az északi poláris zónában a már említett - a Kanadai szigetvilág és a Beaufort-tenger fölött található - szórásminimumok mellett kizárólag télen, a Kelet-Szibériai-tenger fölött viszont mindig erős maximumok tapasztalhatók.

## 2. 2. 6. A HAVI KÖZEPEK SZÓRÁSAINAK SZÉLESSÉGENKÉNTI ÁTLAGAI

A havi közepek szórása földövenként jellegzetes képet mutat (9. táblázat; 9., 10. ábra). A vizsgált állomások többségében a maximális szórások a téli hónapokban lépnek föl, míg a minimálisak a nyári hónapok folyamán - a havi középhőmérsékletek szórásának évi menetével összhangban (PÉCZELY, 1974a).

A szórás  $10^{\circ}$  szélességenkénti eloszlásának alapvető sajátossága a Földön, hogy az a trópusi területektől a poláris térségekig növekszik (9. táblázat, 9. ábra). A trópusi övben (legalábbis a  $30^{\circ}$  N -  $20^{\circ}$  S szélességek között) a szórás jobban jellemzi az északi félgömbi állapotokat a déli félgömbiekhez képest, továbbá az Egyenlítő közelében (elsősorban a  $10^{\circ}$  N -  $10^{\circ}$  S szélességek között) - ahol a szórásnak csekély amplitúdójú évi menete van - a szabálytalan és évszakos változásoknak ugyanakkora a nagyságrendjük. A szórás a magasabb szélességek felé haladva erősebben változik az északi, mint a déli félgömbön. A szélességmenti változás itt egészen szignifikáns - a szubpoláris szélességeken a légnyomás havi középértékeinek szórása 4-7-szerese az Egyenlítő közelében tapasztalt szórás értékeknek. Az északi félgömbön a maximális szórás értékek ( $\bar{\sigma} > 6$  hPa) decemberben, januárban és februárban (9. l. a. b. ábra) lépnek föl - sőt még a március (9. c. ábra) is ide sorolható, míg a déli félgömbön júliusban és augusztusban (9. g. h. ábra); tehát mindkét félgömbön a téli évszak folyamán. Nyáron az északi féltekén (9. f. g. h. ábra) egy további szórásmaximum található a  $30^{\circ}$  N szélesség közelében, melyet

az indiai monszuntevékenység hoz létre. Ez áprilisban kezdődik és szeptemberig hat. KAUFELD (1972) vizsgálatai szerint júniustól augusztusig intenzitásban felülmúlja az északi szubpoláris maximumot, a mi adatainkban azonban csupán egy lokális szórásmaximumként jelenik meg, és csak júliusban (9. g. ábra).

Az északi félgömb közepes és magasabb szélességein a minimális szórás nagyon jellegzetesen mutatkozik - a nyári hónapok (június, július, augusztus) (9. f. g. h. ábra) során tapasztalható, míg a déli félgömbön az inkább a nyár végére (február) (9. b. ábra), s főként az ősz elejére (március) (9. c. ábra) tolódik. Az évszakos különbségek kifejezettebbek az északi, mint a déli féltekén, ahol a rendszertelen változások nagyobbak (9. ábra).

A havi átlagok  $30^{\circ}$  szélességenkénti szórásai rávilágítanak a szoláris klimaövek légnyomás változékonyságának markáns vonásaira (10. ábra). Eszerint az északi trópusokon az év minden egyes hónapjában alacsonyabb a légnyomás szórása, mint a délin. Ez annak tudható be, hogy a termikus egyenlítő, s a vele nagyjából egybeeső ITCZ átlagos helyzete - ahol a legalacsonyabb szórás értékek tapasztalhatók az egész év folyamán - az északi félgömbön található. A téli félteke poláris és mérsékelt öveiben nagyobb a szórás, mint a nyáriéiban, s a mérsékelt övek szórása mindig a trópusi és a poláris övek szórás értékei közé esik.

Tehát a közepes havi tengerszinti légnyomás szórása nagyobb télen és kisebb nyáron, továbbá a szórás átlagosan nagyobb az északi félgömbön.

Eredményeink összhangban vannak KAUFELD (1972) megállapításaival és PÉCZELY-nek (1980) csupán két hónap (február, augusztus) adatai alapján a tengerszinti légnyomás globális szórására vonatkozó következtetéseivel.

## 2. 2. 7. A HAVI KÖZEPEK SZÓRÁSAINAK FÉLGÖMBI ÉS GLOBÁLIS ÁTLAGAI

A vizsgált időszak (1951-1980) adatai alapján a tengerszinti légnyomás havi és évi közepeinek  $10^{\circ}$  szélességenkénti szórás értékei mellett meghatároztuk azok félgömbi és globális átlagait is (9. táblázat). Mivel a  $70-80^{\circ}$  S és a  $80-90^{\circ}$  S szélességek között nem találtunk megszakítatlan megfigyelési sorozattal rendelkező állomásokat - amire már a 2. 2. 3. fejezetben is utaltunk - számításainknál e sávokat nem vettük figyelembe.

A két félgömbön a tengerszinti légnyomás szórásának évi menete egymásnak tükörképe (11. a. ábra). Jellemzője a nyári minimum és téli maximum. A déli féltekén az évi menet kiegyenlítettebb a felszín kisebb ahomogenitása miatt. (A szórás évi ingása itt alig harmada az északi félgömbnek.) A globális minimum az északi félteke nyarán, a maximum annak telén (júniusban, illetve januárban) lép föl. Tehát a havi szórás értékek évi menete szinkronitást mutat a Földön és az északi félgömbön. Az évi menet amplitúdója  $1,61$  hPa az északi féltekén,  $0,66$  hPa a déli félgömbön és  $0,62$  hPa a Földön.

A fentiek alapján a havi közepek és szórások félgömbi

és globális átlagainak évi menete hasonló jellemvonásokkal rendelkezik.

A szórás évi menetének egyik legjellemzőbb sajátossága, hogy óceánfelszín fölött az mindig nagyobb (11. b. ábra). Ez alapvetően annak tulajdonítható, hogy a tengerszinti légnyomás nagyfokú változékonyságával jellemezhető akciócentrumok (izlandi, illetve aleuti) éppen óceánfelszínek fölött találhatóak a vizsgált térségben (a  $70^{\circ}$  N -  $20^{\circ}$  N szélességek között). A szórások évi menete a két felszínforma fölött - szemben a havi közepekével - hasonló. Legnagyobb köztük a különbség januárban, amikor az említett akciócentrumok a legintenzívebbek az óceánok fölött, a szárazföldek jelentős része pedig termikus anticiklon hatása alá kerül. A legcsekélyebb eltérés szeptember-októberben tapasztalható, amikor a kétféle felszín fölött a légnyomás különbség kiegyenlítődik.

## 2. 2. 8. A HAVI ÁTLAGMEZŐK KORRELÁCIÓS FÜGGVÉNYEI

A bárikus mező korrelációs függvényeit sokan tanulmányozták már, főként meteorológiai mezők objektív analízisekor használatos optimális interpolációs feladatok megoldásával kapcsolatban.

A bárikus mező korrelációs függvényeinek és statisztikai szerkezetének tanulmányozásakor általában feltételezik a vizsgált mezők homogenitását és izotropitását (pl. GRUZA és KAZNAČEEVA, 1968). Rögzített  $M_0$  és változó M pontok esetén ha  $M_0$  és az M pontok közötti térbeli korrelációs függvény

ném függ az  $M_0$  pont koordinátáitól, akkor az adott mező homogén, s ha még lecsengése minden irányban azonos, akkor a mező egyúttal izotróp is (lásd: Függelék).

E fejezetben csupán térbeli korrelációkat számolunk, időbelieket nem, ugyanis az időbeli korreláltságot részben a tengerszinti légnyomási mező természetes ortogonális összetevőkre való felbontásakor kapott együttható idősorok (3. 2. 3. fejezet), részben a periódusvizsgálat (4. 2. 2. fejezet) bizonyos fokig lefedik.

Annak megállapítására, hogy a tengerszinti légnyomási mező tekinthető-e homogén izotrópnek, megvizsgáltuk annak havi korrelációs függvényeit. E célból az északi félgömbön Észak-Amerika és Eurázsia, valamint az óceáni medencék területén 4, a déli féltekén pedig 2 szektort különítettünk el. A szektoronkénti rögzített állomásokat tetszőlegesen választottuk ki. Ezek térképi sorszámukkal és koordinátaikkal a következők: 60. WINNIPEG,  $49^{\circ}54'N$ ,  $97^{\circ}15'W$ ; 65. D (hajó),  $44^{\circ}00'N$ ,  $41^{\circ}00'W$ ; 48. KIEV,  $50^{\circ}24'N$ ,  $30^{\circ}27'E$ ; 108. V (hajó),  $34^{\circ}00'N$ ,  $164^{\circ}00'E$ ; 201. ASUNCION,  $25^{\circ}16'S$ ,  $57^{\circ}38'W$ ; 210. ALICE SPRINGS,  $23^{\circ}48'S$ ,  $133^{\circ}53'E$  (1. ábra, 1. táblázat). A rögzített állomások (ezentúl: pólusok) körül vizsgáltuk a korrelációk lecsengését egészen a 0 izokorrelációs görbékig.

A havi közepes tengerszinti légnyomási mezők korrelációs függvényei alapján (12. ábra) a következőket állapíthatjuk meg. Főként KIEV és ALICE SPRINGS pólusok közvetlen környezetében csaknem minden egyes havi mezőben (a többiekénél jóval ritkábban) lokálisan izotróp területek találhatóak. Általában azonban az izokorrelációs görbék a meridián mentén jelentősen

kinyúlnak, illetve ellaposodnak - elliptikus alakúak az egyes havi mezők anizotropitásának következményeként. Az izokorre-lációk lecsengése pólusonként és havonta igen eltérő. Követ-kezőképp az egyes havi bárikus mezők nem homogének. Összességében tehát a havi közepes tengerszinti légnyomási mezők nem homogének és anizotrópok. A homogén izotropitás feltételezése meglehetősen durva közelítésnek tekinthető.

Az egyes pólusokhoz tartozó izokorrelációs görbék egyúttal jól szemléltetik - különösen az északi félgömbön - a téli arktikus magasnyomású térség és az Észak-Amerika fölötti bári- kus mező szoros kapcsolatát, tavasszal a sarki anticiklon fel- bomlásával a mérsékelt övi szélességek fokozódó zonalitását, valamint ősszel a szárazföldi és óceáni felszínek fölött a légnyomás különbség kiegyenlítődé- sét.

Megvizsgáltuk, hogy ezen fejezet következtetései mennyi- ben érvényesek a légnyomási mező legkarakterisztikusabb térsé- geire, a légnyomási akciócentrumok területére? Az egyes cent- rumok reprezentatív állomásai térképi sorszámukkal és koordi- nátaikkal a következők: izlandi alacsony nyomású - 23. STYKKISHOLM,  $65^{\circ}05'N$ ,  $22^{\circ}46'W$ ; belső-ázsiai magasnyomású - IRKUTSK,  $52^{\circ}16'N$ ,  $104^{\circ}19'E$ ; aleuti alacsony nyomású - 57. ST. PAUL,  $57^{\circ}09'N$ ,  $170^{\circ}13'W$ ; azori magasnyomású - 92. PONTA DELGADA,  $37^{\circ}45'N$ ,  $25^{\circ}40'W$ ; észak-csendes-óceáni magasnyomású - 109. HONOLULU,  $21^{\circ}21'N$ ,  $157^{\circ}56'W$ ; dél-csendes-óceáni magas- nyomású - 198. c (interpolált),  $30^{\circ}00'S$ ,  $100^{\circ}00'W$ ; dél-atlan- ti óceáni magasnyomású - 203. d (interpolált),  $30^{\circ}00'S$ ,  $10^{\circ}00'W$ ; indiai-óceáni magasnyomású - 208. e (interpolált),  $30^{\circ}00'S$ ,  $90^{\circ}00'E$  (1. ábra, 1. táblázat).

Ezen állomásokat rögzítve, általánosságban megállapíthatjuk, hogy körülöttük az izokorrelációs görbék lefutása még deformáltabb, mint előző esetben. Tehát a légnyomási mező fokozottan ahomogén és anizotróp az akciócentrumok térségében (13. ábra).

Az izlandi alacsony nyomású központ hatásterülete a legnagyobb, mely az év jelentős részében kiterjed az egész arktikus övre, s legszorosabb a kapcsolata egész éven át a Grönland és a Kanadai szigetvilág fölötti területekkel. A belső-ázsiai magasnyomású centrum október kivételével az egész téli félévben jól fejlett (13. k. l. a. b. c. ábra), és az év első három hónapjában kiterjed a keleti félteke arktikus térségeire is (13. a. b. c. ábra). Az azori maximum november kivételével kisebb területre hat, mint az észak-csendes-óceáni. Az északi félgömb óceáni medencéiben a barometrikus minimumoknak egész évben jóval markánsabb a kapcsolatrendszerük, mint magas nyomású megfelelőiknek. A déli félteke szubtrópusi magasnyomású akciócentrumai közül úgy tűnik, hogy a délcsendes-óceáni a legfejlettebb és a legstabilabb (13. ábra).

## 2. 3. A FELSZÍNI LÉGNYOMÁSI MEZŐ JELLEMZŐI

### 2. 3. 1. A HAVI KÖZEPEK FÉLGÖMBI ÉS GLOBÁLIS ÁTLAGAI

A felszíni légnyomásnak, s ugyanúgy a légkör tömegének meghatározásakor meglehetősen kritikus paraméter a közepes tengerszint fölötti magasság. Erre vonatkozóan bemutatunk né-



hány becslést a hemiszférikus és globális felszíni magasságokra:

	északi félgömb	déli félgömb	Föld	
KOSSINNA (1933)	300	210	256	m
PÉCZELY (1979)	284	216	250	
TRENBERTH (1987, személyes közlés)	275,3	194,5	234,9	
USA Haditengerészete (TRENBERTH, 1987, személyes közlés)	283,7	193,0	238,3	

Az USA Haditengerészeténél kidolgozott eljárással kapott közepes felszíni magasság értékek tekinthetők ma a legpontosabbnak (TRENBERTH, 1987, személyes közlés). A különböző magasság adatok alapján (ugyanazon tengerszinti légnyomási mezőből) általunk számított felszíni légnyomások jelentős különbségeket mutatnak (10. táblázat). A felszíni átszámításhoz (lásd: Függelék) a  $10^0$  szélességenkénti földövek közepes tengerszint fölötti magasság értékeit vettük alapul. Eredményeink közül a továbbiakban a  $\sigma$  jelűeket elemezzük részletesen (10., 11. a. táblázat), és használjuk föl a légkör tömegének meghatározásához. A felszíni átszámításnál itt alkalmazott magasság adatokkal számolt TRENBERTH (1981) is (TRENBERTH, 1987, személyes közlés).

Felszíni légnyomásaink a többi szerző adataiból kapott értékekhez képest csekély mértékben bár, de általában alacsonyabbak (10. táblázat). TRENBERTH (1981) eredményeihez viszo-

nyítva - melyek mértékadóknak tekinthetők - a mi felszíni légnyomásaink 2,4-2,5 hPa-lal kisebbek. Ez a különbség ugyan jóval nagyobb, mint amilyeneket a tengerszinti légnyomások összevetésekor tapasztaltunk, azonban - figyelembe véve, hogy a többi szerzőéhez viszonyítva rendkívül gyér állomás-hálózat adatai alapján dolgoztunk, s hogy jóllehet törekedtünk az állomások egyenletes térbeli eloszlására, ez objektív okok folytán (óceánok nagy aránya, 23 évnél rövidebb megfigyelési sorozatok) teljes mértékben nem sikerült - felszíni légnyomás értékeink igen jól közelítik TRENBERTH (1981) eredményeit.

A felszíni légnyomás hemiszférikus és globális átlagai-nak az északi és a déli félgömbön markáns, a Földön kevésbé jellegzetes évi menete van. A minimum nyáron, a maximum télen figyelhető meg mindkét félgömbön. A globális minimum adatainkban az északi félteke tavaszán, a maximum annak nyarán (június-július) és telén (december-január) következik be. Az évi menet amplitúdója 1,8 hPa az északi félgömbön; 1,9 hPa a déli félgömbön és mindössze 0,2 hPa a Földön (11. a. táblázat). A tengerszinti légnyomásokkal összehasonlítva (4. táblázat), a felszínen a félgömbök közötti évi ciklus amplitúdója nagymértékben csökken. Ez nyilvánvalóan arra vezethető vissza, hogy tengerszinten a felszínről történő redukció során a felszín alatti fiktív levegőtömegnek az éven belüli felszínhőmérséklettől függő sűrűségváltozásai megnövelik ott a félgömbök közötti évi menet amplitúdóját. A felszínen ez a hatás megszűnik. Viszont megmarad a vízgőz bepárolgása, mely adataink alap-

ján (11. a. táblázat) 0,2 hPa-os évi ciklust ad.

Bár e dolgozatnak nem célja a vízgőz globális eloszlásának tanulmányozása, egy kérdésre azért kitérünk. A déli félgömbön, ahol sokkal több a vízfelszín, a légkör miért tartalmaz kevesebb vízgőzt? A magyarázat az északi félgömb nagyobb hőmérsékleti kontinentalitásán, s így az ottani légkör vízszállító képességén alapszik. Bármely szélességet is tekintjük, a relatív nedvesség valóban nagyobb a déli félgömbön - kivéve az Antarktiszt - viszont a harmatpont hőmérsékletek általában alacsonyabbak, különösen a nyári évszakban. A 40° szélességektől a pólusok felé haladva a nyári hőmérsékletek az északi félgömbön 5-30°C-kal magasabbak, mint a délin (PÉCZELY, 1985). Úgy tűnik, hogy a légkör vízkészletét elsősorban a szárazföldi evapotranszpiráció szabályozza, az óceánok párologtatása ennél kisebb súlyú tényező. Következtetéseink összhangban vannak RÁKÓCZI (1979) és PÉCZELY (1983) ezirányú vizsgálataival.

A felszíni légnyomás 4,5° szélességenkénti középértékeit a jelenleg legpontosabbnak tekinthető felszíni magasság adatok alapján határoztuk meg (11. b. táblázat). Ezeket ha a 10° szélességenkénti felszíni légnyomásokkal (11. a. táblázat) összevetjük, az északi félgömbön csekély (0,3 hPa), a délin már jelentős (4,0 hPa) különbséget találunk. Azonban a kétféle számítás során a hemiszférikus és globális átlagok évi menetének amplitúdói hasonló nagyságrendűek és a szélsőértékek időpontjai nagyjából egybeesnek.

### 2. 3. 2. A HAVI ÁTLAGMEZŐK ÖSSZEHASONLÍTÁSA MÁS SZERZŐK ADATAIVAL

Mivel a különböző tengerszinti adatforrások felszíni átszámítása ugyanazon módszerrel és ugyanazon felszíni magasságokra történt, a közepes felszíni légnyomási mezők összevetése a 2. 2. 4. fejezetben kapott eredményekkel összhangban van. Így az itteni elemzéseket mellőzzük, viszont táblázatosan bemutatjuk az egyes szerzők tengerszinti légnyomás adatai alapján általunk számított havi és évi közepes felszíni légnyomás értékeket, földövenként (12. táblázat).

### 2. 4. A LÉGKÖR TÖMEGELOSZLÁSA

Az első kísérlet a légkör tömegének meghatározásához MASCART (1892) nevéhez fűződik. Ő azonban túlságosan belemerült a probléma komplexitásába, viszont megbecsült néhány paramétert, melyek VERNIANI (1966) szerint kissé magas értéket,  $\approx 6 \cdot 10^{21}$  g-t adnak a légkör tömegére. EKHOLM (1902) számottevően pontosította a szükséges paramétereket és a tömegre a jelenleg elfogadhatónak tekintett értékhez ( $5,137 \cdot 10^{21}$  g; TRENBERTH, 1981) egészen közeli becslést adott. Vizsgálataihoz FERRELL (1877) légnyomás adatait vette alapul. Más szerzők (von HANN, 1926); HUMPHREYS, 1929, 1940; FOWLE, 1934; von HANN és SÜRING, 1943) a nyomás adatokat részleteiben egyáltalán nem vették figyelembe, hanem egyszerűen 740 Hgmm felszíni légnyomást tételeztek föl. SHAW (1936); BELINSKIJ (1948) és FORSYTHE (1959) nem közöltek sem félgömbi, sem globális

adatokat, hanem egyszerűen megállapítottak egy értéket a légkör tömegére, annak eredetére való bármiféle utalás nélkül. VERNIANI (1966) a légkör tömegének becsléséhez a MINTZ és DEAN (1952) által megadott globális tengerszinti légnyomási közepet használta föl. JENNE et al. (1974) a déli félgömbre számított tömeget TALJAARD et al. (1969) atlaszának adatai alapján. VERNIANI (1966) részletesen elemzi a tömeg kiszámításának néhány aspektusát, de csupán globális tengerszinti és felszíni légnyomási közepet használ, s ezáltal figyelmen kívül hagyja azokat a hatásokat, melyek a légnyomás, a földrajzi sajátosságok és a gravitáció földövenkénti eloszlásából származnak. SIDORENKOV és STEHNOVSKIJ (1971) megkísérelt túljutni ezen hiányosságokon, azonban a gravitációs eredetű változásokat helytelenül állapították meg. JENNE et al. (1974) sem vette figyelembe a gravitáció változásaival járó korrekciókat. TRENBERTH (1981) a tömeg számításához az északi félgömbön CRUTCHER és MESERVE (1970), a délin TALJAARD et al. (1969) adatait használta föl. Az említett korrekciókat helyesen alkalmazta, s a légkör tömegére általa kapott érték - jelen ismereteink szerint - a legpontosabbnak tekinthető. Ami adataink alapján számított tömeg (a légkör tömegének meghatározása - lásd: Függelék) igen jól közelíti ezt az értéket. Az említett szerzők mellett közöljük egyéb források számítási eredményeit is (13. táblázat).

## 2. 4. 1. A TÖMEG SZÉLESSÉGENKÉNTI ÁTLAGAI

A tömegeloszlás aspektusait már számos kutató elemezte. Ebben különösen jelentős SHAW (1936) szerepe, aki fölismerete, hogy a félgömbök között a tömeg nagyfokú átrendeződése megy végbe. GORDON (1953) szintén tanulmányozta a tömeg konvergenciájának és divergenciájának globális rendszereit és közölte az évszakos izallobárokát. STEHNOVSKIJ (1962) vizsgálta a szélességek közötti tömegcsere és a félgömbök közötti tömegátvitel kérdését havonta. SIDORENKOV és STEHNOVSKIJ (1971) hangsúlyozták a félgömbök közötti cserék fontosságát. TRENBERTH és CHRISTY (1985a; 1985b) a tömeg átrendeződésének évközi ingadozásait elemezték mindkét félgömbön, továbbá az évközi zonális közepes tömegeloszlás 3 típusát állapították meg, melyek föllelhetők mindegyik évszakban.

A légkör tömegének földövek szerinti eloszlását, valamint hemiszférikus és globális középértékeit a 14. táblázat tartalmazza. A táblázat értelmezése a következő. A légkör tömege a Földön, pl. januárban  $51,141 \text{ E}20 \text{ g} = 51,141 \cdot 10^{20} \text{ g}$ . Adataink alapján a légkör tömege  $5,114 \cdot 10^{21} \text{ g}$ . A tengerszinti, illetve a felszíni légnyomáshoz hasonlóan a légkör tömegének is jellegzetes évi menete van. A minimum nyáron, a maximum télen lép föl mindkét féltekén. Az évi menet a földgömbön hasonlít a felszíni légnyomáséhoz - ami várható is volt. A globális minimum adatainkban az északi félteke tavaszán (március-április), a maximum annak nyarán (július) és telén (december-január) következik be. A tömeg évi ciklusának az amplitúdója  $4,7 \cdot 10^{18} \text{ g}$  az északi féltekén;  $4,8 \cdot 10^{18} \text{ g}$  a délin; glo-

bálisan pedig  $1,5 \cdot 10^{18}$  g. TRENBERTH-nél (1981) utóbbi érték  $1,1 \cdot 10^{18}$  g.

A tömegeloszlás havi változásai földövenként jellegzetes évi menetet mutatnak (15. táblázat, 14. ábra). Az északi és a déli félteke szubtrópusi területein karakterisztikus a tömeg felhalmozódásának és eláramlásának évi ciklusa. Az északi szubtrópusokon különösen intenzív a tömeg őszi felhalmozódása. A déli félgömbön a tömegeloszlás évi ciklusa jóval nagyobb az Antarktisz fölött, mint a szubtrópusi területeken. Ennek része ott a légnyomás rendkívül erőteljes növekedése szeptembertől decemberig (amit SCHWERDTFEGGER (1967) is megállapított), mely a felszíni sekély termikus anticiklon igen gyors megerősödésében tükröződik. A 15. táblázat és a 14. ábra alapján világos, hogy a déli félteke szubtrópusi területein a tömeg eloszlásában fellépő változások jelentős hányada a  $60^{\circ}$  S-től délre kompenzálódik. Még így is úgy tűnik, hogy számottevő félgömbök közötti tömegáramlás van (14. táblázat), melynek értéke  $\approx 4,8 \cdot 10^{18}$  g (TRENBERTH-nél (1981)  $4 \cdot 10^{18}$  g), amire már fentebb utaltunk. Ez területi átlagban kb. 1,9 hPa-os változásnak felel meg.

A félgömbök közötti (légköri vízgőztől mentes) tiszta tömegáramlás a fölmelegedés évi ciklusából származik. Pl. tegyük fel, hogy a közepes nyomások és hőmérsékletek csaknem egyenlők a két félgömbön. Az északi félteke légköre a melegedés során kiterjedne a nyár kezdetével, míg a déli félgömbi légkör összehúzódna. Ez nyomásgradienst hoz létre a felső szinteken, és a levegőnek ott északról dél felé való áramlását

eredményezi. Ekkor az északi félgömbön bekövetkező tömegvesztés és légnyomás csökkenés visszaáramlást idéz elő az alacsony szinteken. Tehát egy termikus eredetű meridionális cella képződik, úgy hogy tiszta tömegáramlás figyelhető meg a téli félgömbre. Az egyensúly hiánya a felső szintek áramlásából származik, mely felülmúlja az alacsony szinteken történő visszaáramlást.

#### 2. 4. 2. A TÖMEGELOSZLÁS ÖSSZEHASONLÍTÁSA MÁS SZERZŐK ADATAIVAL

Meghatároztuk a mi adatainkból és egyéb szerzők (GORCZYNSKI, 1917; CLAUSS, 1953; VOWINCKEL, 1955a, 1955b; STEHNOVSKIJ, 1962; PFLUGBEIL, 1967; SPIRINA, 1970 és KAUFELD, 1972) adatbázisa alapján számított tömeg földövenkénti különbségeit (16. táblázat). Általánosságban megállapíthatjuk, hogy a tömeg általunk számított havi és évi értékei, így a hemiszférikus és a globális középértékek is alacsonyabbak mindegyik összehasonlításban. Egészen jó egyezést csupán a  $90-80^{\circ}$  N, a  $80-70^{\circ}$  N és a  $60-50^{\circ}$  N szélességek között tapasztalhatunk. A mi eredményeink az  $50-40^{\circ}$  N közötti sávban egyértelműen magasabbak a többiekénél; a  $40-50^{\circ}$  S, az  $50-60^{\circ}$  S és a  $60-70^{\circ}$  S szélességek között pedig csupán néhány szerző megfelelő adatait múlják felül. Számításaink legkevesbé a  $20-30^{\circ}$  N szélességek sávjában közelítik meg az említett szerzők értékeit, és legnagyobb mértékben - bár az előzőnél kisebb eltérésekkel - az  $50-60^{\circ}$  S szélességek zónájában haladják meg azokat.



Ítteni eredményeink lényegében összhangban vannak a 2. 1. 3. fejezetben tett következtetésekkel, hiszen számításainkhoz a tengerszinti légnyomás ott egybevetett havi és évi középértékeit vettük alapul.

## 2. 5. HIVATKOZÁSOK

- ALLEN, C. W., 1963: *Astrophysical Quantities*. 2nd ed., The Athlone Press, London
- ASNANI, G. C. és VERMA, R. K., 1975: Semiannual oscillation of constant pressure surfaces /1000-100 mb/ in the Northern Hemisphere. *Indian Journal of Meteorology, Hydrology and Geophysics*. 26/3/, 350-354.
- AUJESZKY, L., 1957: *A légkör fizikája*. Budapest
- BELINSKIJ, V. A., 1948: *Dynamic Meteorology*. State Publishing House of Technical-Theoretical Literature. Moscow
- BLACKMON, L. M.; MADDEN, R. A.; WALLACE, J. M. és GUTZLER, D. S., 1979: Geographical variations in the vertical structure of geopotential height fluctuations. *Journal of Atmos. Sci.*, 36., 2450-2466.
- BLASING, T. J., 1981: Characteristic anomaly patterns of summer sea-level pressure for the Northern Hemisphere. *Tellus*, 33/5/, 420-437.
- BUCHAN, A., 1869: The mean pressure of the atmosphere and the prevailing winds over the globe, for the months and the year, 2., *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 25., 575-637.
- CATON, F. G. és CUMING, M. J., 1978: Monthly mean and standard deviation fields of sea level pressure and surface wind for the Northern Hemisphere. *Meteorology International*, Inc. Monterey, C. A., Technical Report, Contract N 62271-78-M-1644, 18 p.
- CHEN, W. Y., 1982: Assessment of Southern Oscillation sea level pressure indices. *Mon. Wea. Rev.*, 110., 800-807.
- CHRISTY, J. R. és TRENBERTH, K. E., 1985: Hemispheric interannual fluctuations in the distribution of atmospheric mass. *J. Geophys. Res.*, vol. 90., No. D5., 8053-8065.
- CLAUSS, J., 1953: Normalwerte des Luftdrucks auf der Nordhemisphäre für die Periode 1900-1939. *Meteor. Abh.*, Freie Univ., Berlin, 2., Nr. 1.
- CRUTCHER, H. L. és MESERVE, J. M., 1970: Selected level heights, temperatures and dew points for the Northern Hemisphere, *NAVAIR 50-IC-52 rev.*, Naval Oper., Washington D. C.
- DUBKIN, I. A. és RYŽAKOV, L. U., 1966: Osobennosti statističeskoj struktury dekadnogo davleniâ na nekotoryh stancijah severnogo polušariâ. *Trudy, A. A. N. I. I.*, 277., 34-43.
- EKHOLM, N., 1902: Über die höhe der homogenen atmosphäre und die masse der atmosphäre. *Meteorol. Zeit.*, 19., 249-260.
- FERREL, W., 1877: *Meteorological Researches for the Use of the Coast Pilot*. 1., U. S. Govt. Printing Office, Washington D. C.
- FORSYTHE, W. E., 1959: *Smithsonian Physical Tables*. 9th ed., Smithsonian Institution, Washington D. C.
- FOWLE, F. E., 1934: *Smithsonian Physical Tables*, 8th ed., Smithsonian Institution, Washington, D. C.
- GODBOLE, R. V. és SHUKLA, J., 1981: Global analysis of January and July sea level pressure. *NASA Tech. Memo. 82097*. Goddard Space Flight Center, 11 p. + maps and figures

- GORCZYNSKI, W., 1917: O ciśnieniu powietrza w Polsce i w Europie. /Pression atmospherique en Pologne et en Europe./ Warszawa
- GORDON, A. H., 1953: Seasonal changes in the mean pressure distribution over the world and some inferences about the general circulation. Bull. Amer. Meteor. Soc., 34., 357-367.
- GRUZA, G. V. és KAZNACEEVA, V. D., 1968: Statističeskaâ struktura baričeskogo polâ severnogo polušariâ. Trudy, S. A. R. N. I. G. M. I., 38/53.
- GUO, QI-YUN, 1981: Comparative studies about general circulations in Northern and Southern Hemispheres in relation to the sea level pressure harmonics. Acta Meteorologica Sinica, Beijing, 39., 298-310.
- GUO, QI-YUN és XIE, WEI-MING, 1979: Circulation in the Northern and Southern Hemispheres and the monsoons over Eastern Asia. Acta Meteorologica Sinica, Beijing, 37., 86-95.
- HANZAWA, M., 1958: Studies on the inter-relationship between the sea and the atmosphere. Pt. 3., Oceanographical Magazine, Tokyo, 10. 91-96.
- HUMPHREYS, W. J., 1929: Physics of the Air. 2nd ed., McGraw-Hill Book Company, New York
- HUMPHREYS, W. J., 1940: Physics of the Air. 3rd ed., McGraw-Hill Book Company, New York
- HUTCHINSON, G. E., 1954: The biochemistry of the terrestrial atmosphere. In: The Earth as a Planet. Edited by KUIPER, G. P., The University of Chicago Press, p. 371.
- JENNE, R. L.; CRUTCHER, H. L.; VAN LOON, H. és TALJAARD, J. J., 1974: A selected climatology of the Southern Hemisphere: Computer methods and data availability, Tech. Note NCAR-TN/STR-92, Nat. Center for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- KAUFELD, L., 1972: Das globale Luftdruckfeld in Seehöhe. Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Bd. 17., Nr. 129., Offenbach a. M.
- KAUFELD, L., 1973: Globale Luftdruckschwankungen und die südhemisphärische Westdrift. Annalen der Meteorologie. Nr. 6. Offenbach a. M.
- KAUFELD, L. és RUDLOFF, W., 1972; Streuungskarten des Luftdrucks in Seehöhe für die sechs Vierteljahre des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/1958. Einzelveröffentlichungen, Nr. 79., Seewetteramt, Hamburg, 31-39.
- KLEIBER, J., 1887: Periodische schwankungen der atmosphäre zwischen beiden halbkugeln der Erde. Meteorol. Zeit., 4., 11-14.
- KONONOVA, N. K. és MAKRA, L., 1982: Otráženie makrocirkulâcionnyh processov severnogo polušariâ v sinoptičeskih processah nad Vengriej. Materialy meteorologičeskijh issledovanij. Meždudomstvennyj Geofizičeskij Komitet pri Prezidiume Akademii Nauk S. S. S. R. Moskva, No. 6., 105-108.
- KOSSINNA, E., 1933: Die Erdoberfläche. In: Handbuch der Geophysik. vol. 2., edited by Gutenberg, B., Borntraeger, Berlin, 869-954.
- KOVROVA, A. M., 1976: Novye karty srednemesâčnogo davleniâ vozduha v Arktike. Trudy, A. A. N. I. I., 328., 22-43.

- LAMB, H. H.; COLLISON, P. és RATCLIFFE, R. A. S., 1973: Northern Hemisphere monthly and annual mean-sea-level pressure distribution for 1951-1966, and changes of pressure and temperature compared with those of 1900-39. *Geophys. Mem.*, No. 118.
- MADDEN, R. A., 1976: Estimates of the Natural Variability of Time-averaged Sea-Level Pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 104., 942-952.
- MAKRA, L., 1983: Egyidejű havonkénti hőmérséklet- és csapadék anomáliák kategóriái és néhány statisztikai jellemzőjük Magyarországon. *Időjárás*, 87., 214-220.
- MASCART, E., 1892: Sur la masse de l'atmosphère, in *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances. Académie des Sciences, Paris*, 93-99.
- MEINARDUS, W., 1929: Die Luftdruckverhältnisse und ihre Wandlungen südlich von 30 Breite. *Meteor. Zeit.*, Brunswick, 46.
- MEINARDUS, W., 1938: Klimakunde der Antarktis. In: *Handbuch der Klimatologie. Bd., IV., Teil U.*, Berlin
- MINTZ, Y. és DEAN, G., 1952: The observed mean field of motion of the atmosphere. *Geophys. Res. Paper*, 17., Air Force Cambridge Res., Lab., Bedford, Mass.
- PÉCZELY, G., 1974a: Variability of Monthly and Annual Mean Temperatures on the Earth. *Időjárás*, 78., 202-209.
- PÉCZELY, G., 1979: Éghajlat. Tankönyvkiadó, Budapest
- PÉCZELY, G., 1980: Temporal variability of monthly mean pressure values on the Earth. *Acta Clim. Univ. Szegediensis*, Tom. XVI-XVII., Fasc. 1-4., 3-10.
- PÉCZELY, G., 1983: A légkör vízgőzkészletének földgömbi rendszere. *Időjárás*, 87., 181-162.
- PÉCZELY, G., 1985: A hőmérséklet havonkénti övezetes átlaga. *Földrajzi Közlemények, Új Folyam, XXXIII./CIV./*, 1., 20-25.
- PFLUGBEIL, C., 1967: Hemisphärische und globale Luftdruckbilanzen. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Bd. 14., Nr. 104.*, Offenbach a. M.
- RÁKÓCZI, F., 1974: Annual Variations of Temperature and Pressure on the Northern Hemisphere. *Időjárás*, 78., 300-301.
- RÁKÓCZI, F., 1979: Aeroclimatology of the Earth's Atmosphere. I. Humidity, II. Temperature. *Időjárás*, 83., 79-93.
- RÁKÓCZI, F., 1980: Aeroclimatology of the Earth's Atmosphere. III. Atmospheric pressure and geopotential. *Időjárás*, 84., 21-30.
- ROMANOV, Ū. A., 1970: O svâzy polugodovyh kolebanij davleniâ i vetra s sezonnyimi smešeniâmi baričeskih sistem. *Meteorologijâ i Gidrologijâ*, No. 10. 78-83.
- RUDLOFF, W., 1970: Measurable seasonal variations in the total mass of the atmosphere. In: *Symposium on Tropical Meteorology, Univ. of Hawai, Honolulu. Proceedings. Section N-III.*, American Meteorological Society, 5 p.
- SCHOVE, D. J., 1961: The major pressure oscillation 1875 to 1960. *Geofisico pura e Applicata*, Milan, 49., 255-263.

- SCHUMANN, T. E. W. és VAN ROOY, M. P., 1951: Analysis of the standard deviation of atmospheric pressure over the Northern Hemisphere. W. B. 5/51-500, Weather Bureau, Pretoria, South Africa, 21 p. + maps
- SCHWERDTFEGER, W., 1967: Annual and semiannual changes of atmospheric mass over Antarctica. J. Geophys. Res., 72., 3543-3547.
- SHAW, N., 1936: Manual of Meteorology. vol. 2., Comparative Meteorology, 2nd ed., Cambridge University Press, London
- SIDORENKOV, N. S. és STEHNOVSKIJ, D. I., 1971: Obsââ massa atmosfery i eë sezonnoe pereraspredelenie. Fiz. Atm. i Okeana, Tom.VII., No. 9., 972-982.
- SOHRINA, R. F.; ĆELPANOVA, O. M. és ĆAROVA, V. A., 1959: Davlenie vozduha, temperatura vozduha i atmosferyne osadki severnogo poluřariâ. Gidrometeoizdat, Leningrad, 473 p.
- SPIRINA, L. P., 1970: Širotnye atmosferyne davleniâ i temperatura severnogo poluřariâ. Trudy, 660., vyp. 258., 119-123.
- STEHNOVSKIJ, D. I., 1961: Srednie mesâcnye polâ davleniâ Űznogo poluřariâ. In: Konferenciâ po Itogam M. G. G. /1960/ i meteorologičeskogo izuĉeniâ Antarktidy /1959/. Materialy Konferencii. Moskva, 304-311.
- STEHNOVSKIJ, D. I., 1962: Bariĉeskoe pole zemnogo řara: osnovnye harakteristiki i nekotorye voprosy atmosfernoj cirkulâcii. Ed: Minina, L. S., Gidrometeoizdat, Moskva, 145 p.
- TALJAARD, J. J., 1967: Standard deviation of daily sea-level pressure and 500 mb height over the Southern Hemisphere during the I. G. Y., South Africa, Weather Bureau, Notos, 15/ 1/4 /, 29-36.
- TALJAARD, J. J.; VAN LOON, H.; CRUTCHER, H. L. és JANE, R. L., 1969: Climate of the upper air. Southern Hemisphere. Vol. 1., Washington
- TRENBERTH, K. E., 1981: Seasonal variations in global sea level pressure and the total mass of the atmosphere. J. Geophys. Res., 86., 5238-5246.
- TRENBERTH, K. E. és CHRISTY, J. R., 1985: Global fluctuations in the distribution of atmospheric mass. J. Geophys. Res., vol. 90. No. D5., 8042-8052.
- TRENBERTH, K. E. és PAOLINO, D. A., 1980: Northern Hemisphere sea level pressure data set: trends, errors and discontinuities. Mon. Wea. Rev., 108., 855-872.
- TRENBERTH, K. E. és PAOLINO, D. A., 1981: Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the Northern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., 109., 1169-1189.
- TVERSKOJ, P. N., 1962: Kurs meteorologii. Leningrad
- VAN LOON, H., 1961: Charts of average 500 mb absolute topography and sea-level pressure in the Southern Hemisphere in January, April, July and October. South Africa, Weather Bureau, Notos 10/ 1/4 /, 105-112.
- VAN LOON, H. és MADDEN, R. A., 1983: Interannual variations of mean monthly sea-level pressure in January. Journal of Climate and Applied Meteorology, 22., 687-692.

- VAN LOON, H. és ROGERS, J. C., 1984: Interannual variations in the half-yearly cycle of pressure gradients and zonal wind at sea level on the Southern Hemisphere. *Tellus, Ser. A., Dynamic Meteorology and Oceanography*, Stockholm, 36, 76-86.
- VERNIANI, F., 1966: The total mass of the Earth's atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 71., 385-391.
- von HANN, J., 1926: *Lehrbuch der Meteorologie*. 4th ed., Leipzig
- von HANN, J. és SÜRING, R., 1939: *Lehrbuch der Meteorologie*. 4th ed., Leipzig
- von HANN, J. és SÜRING, R., 1943: *Lehrbuch der Meteorologie*. 5th ed., Leipzig
- von TILLO, A., 1888: Untersuchungen über die vertheilung des luftdrucks und der temperatur an der Erdoberfläche. *Meteorol. Zeit.*, 5., 149-151.
- VOWINCKEL, E., 1955a: Southern Hemisphere Weather Map Analysis: Five-year mean pressures. Part I. South Africa, Weather Bureau, *Notos*, vol. 4., 17-50.
- VOWINCKEL, E., 1955b: Southern Hemisphere Weather Map Analysis: Five-year mean pressures. Part II. South Africa, Weather Bureau, *Notos*, vol. 4., 204-216.
- WAGNER, A. J., 1971: Long-period variations in seasonal sea-level pressure over the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 99., 49-66.
- WALLACE, J. M. és GUTZLER, D. S., 1981: Teleconnections in the geopotential height during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109., 784-812.
- WESTERHOLT, D., 1971: Die Streuungen der mittleren monatlichen Bodendruckänderungen auf der Nordhemisphäre. *Meteor. Abh.*, Berlin, Freie Univ., 100/3/, 45 p.
- WILLIAMS, J. és VAN LOON, H., 1976: An examination of the Northern Hemisphere sea-level pressure data set. *Mon. Wea. Rev.*, 104., 1354-1361.

KIADVÁNYOK:

AMERICAN INSTITUT OF PHYSICS HANDBOOK, 1963: 2nd ed., edited by Dwight E. Gray, New York

SATELLITE ENVIRONMENT HANDBOOK, 1965: 2nd ed., edited by F. S. Johnson, Palo Alto

SMITHSONIAN PHYSICAL TABLES, 1959: 9th rev. ed., prepared by W. E. Forsythe, Washington, D, C.

ADATTÁRAK:

DIE WITTERUNG IN ÜBERSEE, 1958-1980. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Hamburg

MONTHLY CLIMATIC DATA FOR THE WORLD, 1961-1980. National Climatic Center, Asheville, N. C. USA

WORLD WEATHER RECORDS, 1951-1960. vol. 1-6. Washington, D, C. 1965.  
1961-1970. vol. 1-6. Asheville, 1979.

### 3. A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁSI MEZŐ EMPIRIKUS ORTOGONÁLIS ÖSSZETEVŐI AZ ÉSZAKI FÉLGÖMBÖN ÉS A FÖLDÖN

#### 3. 1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

Számos numerikus indexet használtak már a légkör havi közepes cirkulációjának jellemzésére és évközi változásainak tanulmányozására (pl. DINIES, 1968; MAKRA, 1980). Bár ezen indexek nagyon hasznosak adott területek vizsgálatára, nehéz őket egyesíteni a cirkuláció térben és időben nagyskálájú változékonyságának átfogó és mennyiségi képévé. Másrészt a zónálisan, vagy globálisan átlagolt indexek használata csökkenti, vagy teljesen kiküszöböli a cirkulációs változékonyság mértékére vonatkozó információt.

Az empirikus ortogonális függvényanalízis módszere alkalmas a cirkuláció térben és időben nagyskálájú változékonyságának leírására. (Szinonim fogalmakként használjuk a dolgozatban az "empirikus (természetes) ortogonális függvényanalízis", az "empirikus (természetes) ortogonális sorfejtés", az "EOF-analízis" s a "sajátvektor-analízis" kifejezéseket.) Meteorológiai kutatásokban - tudomásunk szerint - FUKUOKA (1951) alkalmazta először a természetes ortogonális függvények szerinti felbontás módszerét. Azóta - a számítógépek elterjedésével - számos problémára alkalmazzák már a meteorológiai változók kétdimenziós mezőinek empirikus ortogonális függvényekkel történő reprezentációját. Ezeknek a függvényeknek - más szóval sajátvektoroknak - számos előnyük van a szokásos ortogonális reprezentációkkal (FOURIER-sorok, ČEBYŠEV-polinomok, stb.)

szemben. Míg azoknál a függvények előre meghatározottak, az EOF-analízis a minta statisztikai szerkezetének figyelembe vételével adja meg azokat a függvényeket, amelyek szerint a sorbafejtés történik. Továbbá a sajátvektor reprezentáció optimális abban az értelemben, hogy a maximális variancia a megfelelő kovariancia mátrix legnagyobb sajátértékeihez tartozó sajátvektorok kiválasztásával magyarázható. (Ezen felül lehetséges a sajátvektorok által leírt rendszerek fizikai elemzése.)

E módszer meteorológiai problémákra történő legtöbb alkalmazása a statisztikai előrejelzés területén valósult meg. Ilyen esetekben a sajátvektorok és a hozzájuk kapcsolódó együtt-hatók ortogonalitása független prediktorokat, a statisztikai előrejelzési egyenletek kívánatos tulajdonságát biztosítja. LORENZ (1956, 1959), GILMAN (1957) és WHITE et al. (1958) fontos kutatásokat végeztek a természetes ortogonális függvényeknek meteorológiai feladatok megoldásában történő alkalmazására. E kutatásokban a fő figyelmet meteorológiai mezők (felszínhőmérséklet-, vagy tengerszinti légnyomás mezők) lineáris statisztikai előrejelzése módszerének kidolgozására szentelték. E feladatokban az említett meteorológiai mezőkből szerkesztett sajátvektorokhoz kapcsolódó együtt-hatókat mint prediktorokat használták, s a természetes ortogonális függvényeket a prediktorok számának csökkentése céljából alkalmazták. BAGROV (1959) a természetes ortogonális függvényeket a légköri geopotenciál mező leírására használta, s kísérletet tett e függvények fizikai értelmezésére és ennek alapján meteorológiai mezők tipizálása objektív módszerének kidolgozására. OBUHOV (1960) javaslatot tett a természetes ortogonális függvények azon célú



hasznosítására, hogy segítségükkel meteorológiai elemek vertikális profiljait kevés számú paraméterrel írják le. ÜDIN (1965; 1966a; 1966b; 1967; 1968) több tanulmányban vizsgálta meteorológiai mezők természetes ortogonális függvényeinek sajátosságait és a függvények alkalmazását meteorológiai feladatok megoldására. Feltételezte (ÜDIN, 1966a), hogy a sajátvektorok rácspont-adatai alapján szerkesztett rendszerek minőségileg hasonlítanak a WALKER-oszcillációhoz kapcsolódó tengerszinti légnyomás változás rendszereihez. Ugyanő (ÜDIN, 1967; 1968) statisztikai előrejelzési modellt dolgozott ki, melyben a természetes ortogonális függvények szerinti felbontások együtthatóit prediktorokként használja. Javasolta a természetes ortogonális függvények felhasználását kevés paraméterű előrejelzési modell kidolgozására. RUHOVEC (1963, 1964) munkáiban utalt a természetes ortogonális függvények statisztikai állandóságára. MEŠERSKÁ et al. (1970) monográfiájában ismerteti az EOF-analízis módszerének alapjait, a módszer segítségével általánosítja meteorológiai elemek statisztikai vizsgálatának fő eredményeit, s bemutatja a természetes ortogonális függvényeknek néhány gyakorlati célú alkalmazását.

A felsoroltakon kívül is számos kutató használt még sajátvektor reprezentációkat, egyes mezők jellemzőinek, vagy egyes meteorológiai változók anomália mezői jellemzőinek objektív leírására, illetőleg a cirkuláció változékonyságának tanulmányozására.

Az északi félgömb kisebb térségeit vizsgálta ilymódon KUTZBACH (1967) (Észak-Amerika területe); KOPPÁNY és RÓTH (1972) (az Atlanti-európai térség); DAVIS (1976; 1978) (az

Észak-Csendes-óceán körzete); WALSH (1978) (poláris régiók), valamint TRENBERTH és PAOLINO (1980) (a  $20^{\circ}$ - $50^{\circ}$  N szélességek és a  $10^{\circ}$ - $120^{\circ}$  E hosszúságok közötti terület). Északi félgömbi méretűnek tekinthetők <sup>^</sup>ÁKOVLEVA et al. (1968); CRADDOCK és FLINTOFF (1970); KUTZBACH (1970); <sup>^</sup>MESERSKÁ<sup>^</sup> et al. (1970); ROGERS (1979, 1981), továbbá TRENBERTH és PAOLINO (1981) vizsgálatai, melyek túlnyomórészt a  $20^{\circ}$  N -  $90^{\circ}$  N szélességek közötti területre vonatkoznak. A déli félgömbi cirkuláció sajátosságainak elemzésében kiemelhetők TRENBERTH (1975), ROGERS és VAN LOON (1982), illetőleg BARNETT (1983) munkái. Kváziglobális méretűnek számít CHANG és TETSUZO (1982) feldolgozása és globálisnak mondhatjuk BARNETT (1985), valamint KIDSON (1975a) vizsgálatait, bár utóbbi külön-külön tanulmányozta a trópusi öv, továbbá a  $20^{\circ}$  N -  $90^{\circ}$  N és a  $20^{\circ}$  S -  $90^{\circ}$  S szélességek közötti területek, vagyis nagyjából az északi és a déli félgömb sajátvektor reprezentációit.

Az utóbb említett tanulmányok - CRADDOCK és FLINTOFF (1970) munkájának kivételével, mely az 1000 hPa-os felszín magasságának és az 500/1000 hPa-os relatív topográfia mezőnek északi félgömbi sajátvektorait elemzi - a tengerszinti, vagy a felszíni légnyomás különböző terjedelmű adatbázisokra vonatkozó havi középértékeinek, illetve havi közepes anomáliáinak természetes ortogonális függvényanalízisével kapott eredményeket mutatják be.

WALLACE és GUTZLER (1981) az 500- és 700 hPa-os geopotenciál felszínek, valamint a tengerszinti légnyomás északi félgömbi távkapcsolódásait elemzik télen. A sajátvektorok azt mutatják, hogy a légnyomás- és magassági mezők közötti legna-

gyobb korrelációk térségei és a tengerszinti sajátvektorok minőségileg hasonlítanak a WALKER és BLISS (1932) tanulmányában talált légnyomás-távkapcsolatokra (korrelációkra). KUTZBACH (1967) az Észak-Amerika fölötti havi közepes tengerszinti légnyomás, felszínhőmérséklet és csapadék természetes ortogonális függvényanalízisével kapott mezők egyesített reprezentációját elemzi. A trópusi szélességek ( $30^{\circ}$  N -  $30^{\circ}$  S) felszíni légnyomásának, hőmérsékletének és csapadékának vizsgálatában KIDSON (1975b) meghatározta és összehasonlította adatkészletének normált és nem normált sajátvektorait. Feltételezte, hogy WALKER és BLISS (1932) Déli Oszcillációja ábrázolható a felszíni légnyomás, a hőmérséklet és a csapadék első sajátvektoraival. Ugyanő egy másik tanulmányában (KIDSON, 1975a) elemzi, s az évi ciklus figyelembe vételével mindkét félgömbön, annak kiküszöbölésével (azaz a havi anomáliák alapján) viszont csak az északi félgömbön térképezi a fent említett változók első néhány sajátvektorát.

A természetes ortogonális sorfejtés módszerével, és annak meteorológiai feladatokra történő alkalmazásával a hazai szakirodalomban is - a már említett tanulmány (KOPPÁNY és RÓTH, 1972) mellett - számos tudományos cikk foglalkozik. A hazai hosszútávú időjárás-előrejelzések (1 és 3 hónapos prognózisok) készítésére használt analógia kereső módszer is felhasználja a természetes ortogonális sorfejtést (FARAGÓ et al., 1975). MIKA (1979) ismerteti a módszert, annak fizikai tartalmát, s a gyakorlati végrehajtás folyamatának néhány metodikai és számítástechnikai vonatkozását, továbbá javaslatot tesz a hosszabb távú előrejelzés terén való alkalmazására.

SZLACHÁNYINÉ BARTHOLY, J. (1976) az 500 hPa-os geopotenciál mező EOF-analízisét hajtja végre az atlanti-európai térségben, s a kapott együtthatóknak a hosszútávú előrejelzések területén való felhasználhatóságát tárgyalja. Ugyaníő (SZLACHÁNYINÉ BARTHOLY, J., 1987) elvégzi a 700 hPa-os geopotenciál mező empirikus ortogonális függvényanalízisét az északi félgömbön, majd un. kombinált osztályozó módszer segítségével megadja annak évszakonkénti típusrendszereit. MÁTÉ (1983) az 500 hPa-os északi félgömbi geopotenciál mező természetes ortogonális sorbafejtésével és annak meteorológiai, főként előrejelzési célú alkalmazásaival foglalkozik.

A tengerszinti, illetve a felszíni légnyomás természetes ortogonális függvényanalízisével kapott eredményeket hemiszférikus skálán bemutató tanulmányok közül KIDSON-nak az északi félgömbi cirkulációval kapcsolatos munkája (1975a) korlátozottnak tekinthető, hiszen csupán 10 év (1951 január - 1960 december) havi közepes felszíni légnyomás adatait használta. KUTZBACH (1970) az 1899-1969 közötti időszakot vizsgálta januárban és júliusban, de nem elemezte a poláris térségeket és kihagyta a II. világháború éveit. Ezen elhagyások megszakított adatkészletet eredményeznek, melyben sok a hibás érték és számos adat hiányzik. ROGERS egyik dolgozata (1979) csupán a télre, a másik (1981) mind a négy évszakra vonatkozott. <sup>^</sup>ÁKOVLEVA et al. (1968) a téli évszak sajátvektor-analízisét mutatja be. <sup>^</sup>MESERSKAA <sup>^</sup>et al. (1970) a télre és a tavaszra, valamint minden egyes hónapra végrehajtott EOF-analízist, viszont az évszakosak mellett csupán a januári és a júliusi

sajátvektorokat térképezte. Utóbbi tanulmány adatbázisa időben nem folytonos - egyes évek hónapjaiban véletlenszám táblázat alapján meghatározott 10-15 napon mért értékek átlagával jellemezte a havi közepes tengerszinti légnyomást.

TRENBERTH (1975) az évi ciklus kiküszöbölésével mindössze 14 éves időszak havi közepes tengerszinti légnyomás értékeit tanulmányozta az ausztrálázsiai térségben. ROGERS és VAN LOON (1982) a déli félgömb téli és nyári sajátvektor rendszereit elemzi az 1972-1979 közötti napi szinoptikus térképek alapján. CHANG és TETSUZUO (1982) vizsgálatai júliusra korlátozódnak, s az  $50^{\circ}$  N -  $40^{\circ}$  S szélességek közötti területet, valamint - az atlanti-óceáni szektort ( $0^{\circ}$ - $60^{\circ}$  W) kivéve - az összes hosszúságot magukba foglalják. TRENBERTH és PAOLINO (1981) az északi félgömbön a négy évszak mindegyikére és egy évre átlagolt sorra is elvégezte a közepes tengerszinti légnyomás EOF-analízisét.

### 3. 2. EREDMÉNYEK

Az általunk végrehajtott sajátvektor analízis az északi félgömbön - a már említett, hemiszférikus méretű feldolgozásokkal összevetve - a poláris övezetek mellett kiterjed a trópusi övre is, tehát a teljes félgömbre vonatkozik. Globális skálájú elemzéseink pedig az egész Földre, pontosabban a  $90^{\circ}$  N -  $70^{\circ}$  S szélességek közötti területre érvényesek.

A feldolgozás alapjául - egyes megfigyelőhelyek adathiányos éveit elhagyva - 247 állomáson az 1958-1980 közötti 23 év

tengerszintre korrigált havi közepes légnyomás anomáliái szolgáltak. Az évszakos anomáliák az egyes három havi anomáliák közepeként adódtak: északi félgömbi tél (december, január, február); északi félgömbi tavasz (március, április, május); északi félgömbi nyár (június, július, augusztus); északi félgömbi ősz (szeptember, október, november). Az északi félgömb telén 22, a többi évszakban és minden egyes hónapban 23-23 egymást követő évre elvégeztük az évszakos, illetve a havi tengerszinti légnyomás anomáliák EOF-analízisét a Földön és az északi félgömbön egyaránt. A havi elemzések közül - a terjedelmes anyagra való tekintettel - csupán az egyes évszakok középső hónapjainak (január, április, július, október) a vizsgálatával kapott eredményeket közöljük - ugyancsak a Földön és az északi félgömbön.

Az anomáliák használata - a normált anomáliák helyett - biztosítja, hogy a sajátvektor rendszerek a variancia valós térbeli eloszlását tükrözik. Ennek az az előnye, hogy a rendszerek hasonlóknak tekinthetők a közepes anomália térképekhez, melyekből következtetni lehet az anomalikus közepes nyomásgradiensekre és szelekre. Hátránya viszont, hogy a legfontosabb sajátvektorok jobban írják le a kapcsolatokat a maximális variancia területein. A gyakorlatban ez azt jelenti, hogy a közepes és magas szélességek sajátosságai hangsúlyozottabban tükröződnek a vizsgálat során, mivel a változékonyság ezen térségekben a legnagyobb. E probléma normált adatok használatával elkerülhető, viszont akkor a sajátvektor rendszerek a normált anomália térképekhez lennének hasonlóak, és nehezebben lennének interpretálhatók.

A vizsgálat módszere - az empirikus ortogonális függvényanalízis módszere - lehetővé teszi a tengerszinti légnyomás maximális változékonyságot mutató földrajzi térségeinek körülhatárolását, s becslést ad a változékonysággal kapcsolatos jellegzetes térszálak kiterjedésére. A módszer a hemiszférikus és globális légnyomási mező tér- és időbeli változásai leírásának hatékony eszköze és fontos információt nyújt az adott mező optimális mintaelemszámának megtervezéséhez.

Ezt a meteorológiában széleskörűen ismert és alkalmazott eljárást - különböző megközelítési módokon - többen részletesen leírták már (PEARSON, 1901; HOTELLING, 1933; LORENZ, 1956; BAGROV, 1959; KUTZBACH, 1967; SELLERS, 1968; MEŠERSKÁ<sup>^</sup> et al., 1970; RÓTH, 1979; GULYÁS, 1981; 1983; 1986) (lásd: Függelék).

Előzetes adatredukciót (a megfigyelőhelyek számában, illetve a megfigyelések hosszában) nem hajtottunk végre. Az északi félgömbön 165, a Földön - az előzőekkel együtt - 247 állomás (mintapont) adatait használtuk föl. A mintapontok száma az északi félgömbön nem kevesebb az egyéb, hasonló célú vizsgálatokban számításba vett mintapontok (rádspontok) számánál. A déli félgömbön az északi félgömbi mintapontoknak csak a fele (82) található. Azonban ez is teljességgel elegendő arra, hogy a tengerszinti légnyomás anomália mezők globális EOF-analízisekor az egyes sajátvektorok déli félgömbi komponenseivel az ottani anomáliák uralkodó jellemvonásait megbízhatóan leírjuk (MEŠERSKÁ<sup>^</sup> et al., 1970).

### 3. 2. 1. MEGMAGYARÁZOTT VARIANCIÁK ÉS KUMULATÍV VARIANCIÁK

A négy évszak és az egyes hónapok közepes északi félgömbi és globális tengerszinti légnyomás anomáliáinak természetes ortogonális sorbafejtését követően a továbbiakban részletesen elemezzük a négy évszak, valamint január, április, július és október sajátvektor rendszereit az északi félgömbön és a Földön. Az első 15 db sajátérték, melyek az egyes mezők teljes varianciájának legnagyobb hányadát magyarázó 15 db EOF-rendszerhez tartoznak, a 17. táblázatban található az összes évszakai és a vizsgált havi mezőkre. A sajátértékeket a teljes variancia százalékában fejeztük ki. Megállapíthatjuk, hogy minden egyes anomália mező felbontásakor elegendő csupán az első 15 sajátvektort figyelembe venni ahhoz, hogy az egyes mezők teljes varianciájának legalább a 90 %-át megmagyarázzuk. Ez azt jelenti, hogy ha megelégszünk az eredeti mezők legalább 90 %-os pontosságú visszaállításával, akkor az elérhető adatcsökkentés még júliusban sem kisebb, mint a kiindulási adatok legfeljebb 30 %-a (18. táblázat). Ez 22-23 éves mintákra már nem kevés, jóval hosszabb periódusra vonatkozó minták esetén pedig az elérhető adatcsökkentés még látványosabb.

Ha összehasonlítjuk az egyes évszakokban és azok középső hónapjaiban az első 10, illetve első 15 db sajátérték által megmagyarázott kumulatív varianciák összegét, lényeges eltéréseket nem kapunk közöttük sem a Földön, sem az északi félgömbön. Viszont az mindkét vonatkozásban januárban és télen a legnagyobb, júliusban és nyáron a legkisebb. Ez azzal van össz-



szefüggésben, hogy az északi félgömbön télről a nyárra, de globálisan is az északi félgömb teléről az északi félgömb nyarára viszonylagosan csökken a nagytérségű légköri folyamatok szerepe (hiszen a légnyomási mező az északi félgömbön télen jóval markánsabb képet mutat a felszín nagyobb ahomogenitása miatt, mint a déli félgömbön télen), és növekszik a kisebb kiterjedésű folyamatok jelentősége, azaz a folyamatok jellegében a karakterisztikus méretek módosulnak az évszakos változásokkal összefüggésben. Ha csupán az első három sajátvektorhoz tartozó varianciákat vetjük össze, akkor azt tapasztalhatjuk, hogy az egyes évszakokban az első és a második sajátvektor által megmagyarázott variancia nagyobb, a harmadiké pedig kisebb, mint az illető évszakok középső hónapjaiban. Kivétel a nyár, amikor a júliusi 1., 2. és 3. sajátvektor varianciái rendre nagyobbak nyári megfelelőiknél.

Az északi félgömbön az első 10 évszakos és havi sajátvektor által megmagyarázott varianciákat összevetve más szerzők (ÁKOVLEVA et al., 1968; KUTZBACH, 1970; MESERSKÁ<sup>Á</sup> et al., 1970; ROGERS, 1981) eltérő időszakokra, különböző szempontok szerint kiválasztott adatbázison, eltérő elemszámú mintapontok (rácspontok) alapján kapott számítási eredményeivel, azt tapasztalhatjuk, hogy a mi vizsgálatainkban az első 4-5 sajátvektorhoz tartozó varianciák, illetve az összes kumulatív varianciák minden esetben valamivel nagyobbak voltak. Ennek egyik oka az lehet, hogy az általunk alapul vett mintapontok száma az északi félgömbön általában nagyobb volt, mint a szóban forgó tanulmányoké. A mintapontok számának növekedése ugyanis csekély mértékben növeli a kumulatív megmagyarázott

varianciát (MESERSKAA<sup>^</sup> et al., 1970). A másik lehetséges ok, hogy a mi vizsgálatainkban a mintapontok nem egyforma területeket reprezentálnak.

Az északi félgömbön a földgömbihez képest minden egyes vizsgált évszakban és hónapban nagyobbak a kumulatív varianciák. Ez azzal magyarázható, hogy a Földön a mintapontok hálózata ritkábbnak tekinthető az északi félgömbihez képest, hiszen a déli félgömbön mindössze feleannyi állomás (82) van, mint az északin (165). Ritka hálózat esetén pedig a megfelelően kis kiterjedésű folyamatokat a felbontás már nem érzékeli, következésképp a megmagyarázott kumulatív varianciák is kisebbek lesznek.

### 3. 2. 2. TÉRBELI SAJÁTVEKTOR RENDSZEREK

Mielőtt a sajátvektor rendszereket leírnánk, teszünk néhány megjegyzést.

- Már hangsúlyoztuk, hogy a sajátvektor rendszerek a havi (évszakos) közepes anomália térképeknek csupán komponensei. Egy sajátvektor csak esetlegesen magyarázza meg egy adott mező teljes varianciájának több, mint 50 %-át. Még akkor is valószínű, hogy a nagyskálájú cirkuláció egy adott hónapon belül nem homogén, és hogy a kapott térkép két vagy több cirkulációs rendszer átlaga. Azonkívül a közepes térképek nagyskálájú sajátosságai részben átmeneti, kisebb skálájú jelenségekből származnak, melyek teljesen hiányoznak a közepes térképekről. Így ezek a rendszerek nem félgömbi időjá-

rási típusok. Mindazonáltal a szinoptikus meteorológusok és klimatológusok a közepes térképek vizsgálata alapján gyakran következtethetnek a napi szinoptikus folyamatok számos jellemzőjére, továbbá a valószínű középhőmérséklet- és csapadék-rendszerekre.

- Minden egyes sajátvektor rendszer valójában két rendszert reprezentál, mivel a hozzá kapcsolódó együttható meghatározza eltéréseinek előjelét.

- Az egyes sajátvektor rendszerek fizikai-földrajzi interpretációját illetően megoszlanak a vélemények. Pl. LORENZ (1956), BAGROV (1959) és MESERSKAA<sup>^</sup> et al. (1970) azt lehetségesnek tartották, mások (pl. KUTZBACH, 1970; és SZLACHÁNYINÉ BARTHOLY, J., 1987) szerint a sajátvektorok közvetlen fizikai értelmezése nem megengedhető.

A bárikus mező természetes ortogonális függvényanalízisekor a kezdeti állapotot leíró együttható sorozat és a prognosztizálandó mező között csak akkor remélhetünk szignifikáns kapcsolatot, ha a sajátvektorok fizikai tartalommal is bírnak.

A sajátvektorok térképén a zárt izovonalakkal határolt pozitív és negatív előjelű területek UDIN<sup>^</sup> szerint a légkör termobárikus állóhullámai (MESERSKAA<sup>^</sup> et al., 1970). A szabálytalan (nem periodikus) elhelyezkedés oka az, hogy ezeket nem a légkör sajátrezgése, hanem a felszín generálja a különböző felszínek eltérő hőgazdálkodásán, a sugárzásegyenleg anomáliáin és esetleg orografikus kényszereken keresztül. Megállapíthatjuk továbbá, hogy a szélsőértékek általában az akciócentrumok térségében, vagy azok peremén találhatók.

MESERSKAA<sup>^</sup> et al. (1970) munkájában azonos állomásháló-

zat esetén az 500 hPa-os geopotenciál és a tengerszinti légnyomási mező első sajátvektorainak összevetése azt mutatja, hogy a szélsőértékek csekély eltéréssel egybeesnek, úgy hogy előjelük ellentétes. Az egybeesés a felbontással szemléletesé tett állóhullámok realitását, az ellentétes előjelek pedig ezek termikus eredetét bizonyítják. A növekvő indexű sajátvektorok - tendenciában - egyre kisebb méretű szélsőérték helyeket mutatnak, és ezek száma egyre nagyobb. Az első sajátvektorok a planetáris léptékű, statisztikailag jellemző állóhullámokat reprezentálják, míg a továbbiak a kisebb méretű, a sajátvektorok által megmagyarázott variancia csökkenésével egyre kevésbé szignifikáns jelenségeket tükröznek. Mivel azonban feladatunk a módszer segítségével a hosszabbtávú előrejelzés, a kis léptékű folyamatok (magas sorszámú sajátvektorok) a jövőben kifejlesztendő eljárás szempontjából zajnak tekinthetők. Tapasztalat szerint a planetáris léptékű időjárásalakító folyamatok szempontjából elegendő az első 3-5 sajátvektor együtthatójának előállítás és archiválása (MEŠERSKÁĀ et al., 1970).

Ezen együtthatók megmutatják, hogy az adott indexű állóhullám-rendszer milyen mértékben fejlődött ki (az együttható abszolút értéke) és milyen fázisban van (az együttható előjele). Mivel az állóhullámokat a felszín generálja és a légkör állapota (ciklon, vagy anticiklon) visszahat a felszín termikus állapotára, remélhető, hogy az együtthatók a légkörnél hosszabb emlékezetű lassú rendszerről (óceán, jégtakaró) is nyújtanak közvetett információt (MEŠERSKÁĀ et al., 1970). Az együtthatók tehát úgy interpretálhatók, mint cirkulációs

indexek, méghozzá minél kisebb a sorszámuk, a légcirkulációnak annál nagyobb méretű jellemvonásait írják le.

Az egy hónapnál hosszabb kapcsolatok keresésének megalapozottsága attól függ, hogy a különböző hónapok sajátvektora milyen mértékben hasonlítanak egymásra. Ha a hasonlóság kicsi, akkor nem várható, hogy pl. a kezdeti hullám erős voltából (nagy abszolút értékű együttható) a hónapok múlva kialakuló egészen más alakzat (sajátvektor) fejlettségére lehessen következtetni (MESERSKAA<sup>^</sup> et al., 1970; MIKA, 1979).

A természetes ortogonális sorfejtés a benne rejlő fizikai tartalom ellenére önmagában csak a légkör globális kezdeti állapotának interpretálására alkalmas. Az előrejelzendő végállapothoz az általános cirkuláció és a felszín szerepének a figyelembe vételével történő statisztikai vizsgálatok után juthatunk el.

A következőkben bemutatjuk a sorfejtés együtthatóinak néhány prognosztikai alkalmazását.

1. Analógia-keresés. MESERSKAA<sup>^</sup> et al. (1970) az analógia mértékére két mennyiséget definiál (lásd: Függelék). Az együtthatók szerinti analógia-keresés előnye a pontonkénti egyeztetéssel szemben a gyorsaságon túl az is, hogy a mezők korrelálatlan jellemzőit hasonlítjuk össze.

2. Tipizáció. Az EOF-analízis szerinti tipizálás alapja, az A vagy B mennyiségek típuson belüli átlagos szórásának minimalizálása. A típusok számát addig kell növelni, amíg a szórásnövekedés mértéke szignifikáns. A tipizálás szemléletesen földarabolja az n-dimenziós teret úgy, hogy minden térrész az együttható vektorok egy-egy sűrűsödési csomópontját

tartalmazza.

3. Extrapoláció. A sorfejtés együtthatóinak időbeli változása bizonyos intervallumon belül extrapolálható. Minél magasabb indexű együtthatóról van szó, annál rövidebb ez az idő. Ha az extrapoláció útján előrejelzett együtthatókból és sajátvektoraikból újraszervezzük a mezőt, a jövőbeli állapot egy prognózisát kapjuk.

4. A megmaradási hajlam kifejezése. Ha az első néhány sajátvektor és együtthatóik időbeli változása nem szignifikáns a prognózist megelőző időszakban, akkor feltételezhetjük hosszabb távú megmaradásukat (MEŠERSKÁ<sup>Á</sup> et al., 1970; MIKA, 1979).

A következőkben leírjuk és összehasonlítjuk az egyes évszakokban és azok középső hónapjaiban az első 3 (legnagyobb varianciát magába foglaló) EOF-rendszer leglényegesebb sajátosságait - mind az északi félgömbön, mind a a Földön. Az (északi félgömbi) tél, (északi félgömbi) tavasz, (északi félgömbi) nyár és (északi félgömbi) ősz helyett a T, A, N és Ő, illetve január, április, július és október helyett a J, Á, U és O rövidítéseket használjuk. A megfelelő sajátvektorokra azok sorszámával utalunk. A bemutatásra kerülő ábrákon az egyes sajátvektorok eredeti koordináta-értékei helyett azok ezerszeresei szerepelnek. Az egyes sajátvektorokhoz - melyek dimenzió nélküli mennyiségek - nem rendelhetünk egyértelműen meteorológiai fogalmakat. Egy adott sajátvektor -1-szerese ugyanis feladatunk szempontjából pontosan ugyanazokkal a tulajdonságokkal rendelkezik, mint az eredeti. Így a sajátvek-

torok geometriai szerkezetének bemutatásakor (azonos és különböző előjelű) eltérésekről, anomáliákról lesz szó.

Az azonos sorszámú évszakos északi félgömbi EOF-rendszerek (15. ábra) általában hasonlóak. T1, A1 és N1 (15. a. d. g. ábra) lényegében egy a magas szélességeken kialakuló zonális rendszert mutatnak, melyet a pólus fölött, vagy annak közelében lévő, illetve az alacsony szélességeken található akciócentrumok (anomália centrumok) hoznak létre. Ellentétes előjelű akciócentrumok jellemzik térképeiken az Északnyugat-Pacifikumot és az Atlanti-európai térség északkeleti részét, bár azok intenzitásában és helyzetük részleteiben különbségek vannak. T3, N2, Ő3 (15. c. h. l. ábra), valamint bizonyos mértékben A2 és A3 (15. e. f. ábra) hasonló jellemvonásokkal rendelkeznek, különös tekintettel a Baltikum-Fennoskandinávia, illetve a Tajmir-félsziget fölötti ellentétes előjelű anomália centrumaikra. Az évszakos földgömbi sajátvektorok közül az északi félgömbön csupán T1 és A1 (16. a. d. ábra) tükröz zonalitást a magas szélességeken, ellentétes előjelű akciócentrumokkal az Észak-Atlantikumon és az Észak-Pacifikumban. A2, N3 és Ő3 (16. e. i. l. ábra) északi félgömbi komponenseiben a Kanadai szigetvilág - Grönland, a Baltikum-Fennoskandinávia és részben a Tajmir-félsziget fölötti különböző előjelű anomália centrumok karakterisztikusak. T3 és A3 (16. c. f. ábra) északi félgömbi komponenseinek közös sajátossága, hogy azonos előjelű nagy eltéréscentrumaik vannak az Észak-Pacifikumban és Északnyugat-Kanadában. T3 (16. c. ábra) északi félgömbi komponensei nem rendelkeznek ellentétes előjelű kompenzációs akciócentrumokkal. Következésképp T3 ezen összetevőinek ingadozásai megfelelnek a teljes tömeg ingadozásainak, nagyjából a  $20^{\circ}$  N-től

északra. A 16. c. ábrán jól nyomon követhető, hogy a tömeg kompenzációja túlnyomórészt a trópusi övben, valamint az Atlanti-óceán déli medencéjében megy végbe. A déli félgömbön N3 (16. i. ábra), valamint részben T2 és A2 (16. b. e. ábra) komponenseiben egy a közepes, illetve magas szélességeken kialakuló zonális rendszer mutatható ki, melyet az Antarktiszon, vagy annak peremén lévő, továbbá az Indiai-, a Dél-Atlanti- és a Dél-Csendes-óceán közepes szélességein képződő, különböző kiterjedésű és intenzitású (az Antarktiszéval ellentétes előjelű) anomália centrumok hoznak létre. N1, N2, Ő2 (16. g. h. k. ábra) és részben A3 (16. f. ábra) déli félgömbi komponensei abban hasonlítanak egymásra, hogy legnagyobb kiterjedésű és intenzitású anomália centrumaik a Dél-Csendes-óceán közepes szélességein találhatóak, melyek különösen Új-Zéland térségében karakterisztikusak (N1, Ő2) (16. g. k. ábra). Az anomáliák legmarkánsabb eltéréseit a déli félgömbön N1, N2, N3 mutatja (16. g. h. i. ábra), ami várható is volt, hiszen ez ott a tél időszaka. T1, A1 és Ő1 (16. a. d. j. ábra) anomáliái viszont teljesen elmosódtak.

A félgömbi és globális első három évszakos sajátvektor között a legnagyobb hasonlóságot T1, A1 és Ő1 (15-16. a. d. j. ábra) mutatja az északi félgömbön. A2 és A3 (15-16. e. f. ábra) páronként jól egyezik. T2, Ő2, illetve Ő3 megfelelő térképein (15-16. b. k. l. ábra) viszont csekély eltérések vannak. N1, N2 és N3 páronkénti összevetése (15-16. g. h. i. ábra) jelzi a legszámottevőbb különbségeket. A globális térképek közül N1 (16. g. ábra) északi félgömbi komponensei rendkívül csekély anomáliákkal tűnnek ki.



Az egyes évszakok középső hónapjainak északi félgömbi EOF-rendszereiben J1, Á1 (17. a. d. ábra) és bizonyos fokig O1 (17. j. ábra) alapvetően egy zonális rendszert reprezentál a magas szélességeken, ellentétes előjelű akciócentrumokkal az Észak-Pacifikumban és az Atlanti-európai térség északkeleti részén (vessük össze: T1, A1, N1 - északi félgömb, 15. a. d. g. ábra; T1, A1 - Föld, 16. a. d. ábra). Hasonló jellemvonásokkal rendelkezik Á3 és O2 (17. f. k. ábra), különös tekintettel a Kanadai szigetvilág - Grönland, Baltikum-Fennoskandinávia és Szibéria fölötti különböző előjelű markáns akciócentrumokra (v. ö: A2, N3, Ő3 - Föld, 16. e. i. 1. ábra. J3 és Á2 (17. c. e. ábra) közös vonása, hogy azonos előjelű nagy anomália centrumaik vannak az Észak-Pacifikumban és Északnyugat-Kanadában (v. ö: T3, A3 - Föld, 16. c. f. ábra). U3 és O3 (17. i. 1. ábra) csupán azonos előjelű anomália területekkel rendelkeznek, nagyjából a  $20^{\circ}$  N-től északra, illetve az egész félgömbön. Ilymódon e sajátvektorok ingadozásai a teljes tömeg ingadozásainak felelnek meg az említett térségben (v. ö: T3 - Föld, 16. c. ábra). Az egyes évszakok középső hónapjainak földgömbi sajátvektorai közül az északi félgömbön J1 és Á1 (18. a. d. ábra) egy - már korábban említett - zonális rendszert mutat a magas szélességeken, ellentétes előjelű anomália centrumokkal az Észak-Pacifikumban és az Észak-Atlantikumban (v. ö: T1, A1, N1 - északi félgömb, 15. a. d. g. ábra; T1, A1 - Föld, 16. a. d. ábra). J3, O2, O3 (18. c. k. 1. ábra) és bizonyos fokig U2 (18. h. ábra) az Észak-Atlantikum és Európa fölött ellentétes előjelű markáns akciócentrumokat tükröz. A déli félgömbön U3 (18. i. ábra) egy a magas szélességeken kialakuló zonális rend-

szert feltételez, melyet az Antarktisz területén lévő, illetve a Csendes-óceán délnyugati medencéjében, az Indiai-óceán fölött és nagyjából a Drake-átjáró térségében kialakuló (az Antarktiszével ellentétes előjelű) anomália centrumok hoznak létre (v. ö: T2, A2, N3 - Föld, 16. b. e. i. ábra). A legjelentősebb anomália centrumok a Dél-Csendes-óceánon találhatóak, elsősorban Új-Zéland térségében (Á2, U1, U2, U3, O2) (18. e. g. h. i. k. ábra) és - bár kevésbé karakterisztikusak - a Drake-átjáró környékén (Á3, U1, U2, U3, O2) (18. f. g. h. i. k. ábra) (v. ö: N1, Ő2 - Föld, 16. g. k. ábra). A déli félgömbi anomáliák legmarkánsabb eltéréseit az ottani tél miatt U1, U2 és U3 mutatja (18. g. h. i. ábra) (v. ö: N1, N2, N3 - Föld, 16. g. h. i. ábra). J1 és O1 (18. a. j. ábra) anomáliái viszont jelentéktelenek (v. ö: T1, Ő1 - Föld, 16. a. j. ábra).

Az egyes évszakok középső hónapjaiban a félgömbi és globális első három sajátvektor között a legnagyobb hasonlóságot J1, J2 és J3 (17-18. a. b. c. ábra) mutatja az északi félgömbön. Áprilisban és októberben csupán a 3. sajátvektorok jeleznek lazább kapcsolatot (17-18. f. l. ábra). Júliusban az alapvető anomália centrumok helyzete - csekély elmozdulásoktól eltekintve - egyezik a félgömbi és globális térképeken (17-18. g. h. i. ábra), azonban utóbbiakon jóval elmosódottabbak az anomáliák az északi félgömbön (18. g. h. i. ábra). A többi párhuzamba állított térképen az északi félgömbi anomália centrumok térbeli kiterjedésében és intenzitásában jelentős különbségek nincsenek.

Az északi félgömbön, illetve a Földön külön-külön, az adott évszakhoz, illetve annak középső hónapjához tartozó megfelelő sajátvektorokat összehasonlítva T1 és J1 (15. a. - 17.

a.; 16. a. - 18. a. ábra), valamint Ő1 és O1 (15. j. - 17. j.; 16. j. - 18. j. ábra) jól egyeznek. A 2. és 3. sajátvektorokban már nagyobb eltérések lépnek föl (15. b. - 17. b.; 15. c. - 17. c.; 16. b. - 18. b.; 16. c. - 18. c.; 15. e. - 17. e.; 15. f. - 17. f.; 16. e. - 18. e.; 16. f. - 18. f.; 15. h. - 17. h.; 15. i. - 17. i.; 16. h. - 18. h.; 16. i. - 18. i.; 15. k. - 17. k.; 15. l. - 17. l.; 16. k. - 18. k.; 16. l. - 18. l. ábra). A1 nagyon hasonlít Á1-hez (15. d. - 17. d.; 16. d. - 18. d. ábra). A legszámottevőbb különbségek a(z északi félgömbi) nyár és július megfelelő sajátvektorai között tapasztalhatók (15. g. - 17. g.; 15. h. - 17. h.; 15. i. - 17. i.; 16. g. - 18. g.; 16. h. - 18. h.; 16. i. - 18. i. ábra).

Kiszámítottuk T, A, N, Ő, illetve J, Á, U, O első három északi félgömbi, illetve globális természetes ortogonális függvényeinek, valamint a globális EOF-ek északi félgömbi komponenseinek térbeli korrelációs együtthatóit (19-24. táblázat). Meghatároztuk továbbá T, A, N, Ő és J, Á, U, O azonos sorszámú globális és északi félgömbi sajátvektorai közötti korrelációkat, valamint - ugyancsak azonos sorszámok esetén a globális EOF-ek északi félgömbi komponensei és az északi félgömbi sajátvektorok közötti térbeli korrelációkat évszakosan és azok középső hónapjaiban (25-28. táblázat). E táblázatokban a szignifikancia szinteket 165 (északi félgömb), illetve 247 (Föld) független pontot feltételezve adtuk meg. A korábban említett havi, illetve évszakai EOF-rendszerek közötti hasonlóságot e számítások megerősítik. A legerősebb kapcsolatot Ő, T, A, valamint O, J, Á sajátvektorai mutatják a Földön, s az északi félgömbön, és ugyanez tapasztalható a globális sajátvektorok északi félgömbi

komponenseinél (19-24. táblázat). Utóbbiaknál, illetve globális esetben T, A, Ő, illetve N első sajátvektorai között viszont - egy kivétellel ( $r(A1, N1) = -0,32$ ; 23. táblázat) - egyáltalán nincs szignifikáns kapcsolat (a 99,9 %-os szinten) (19., 23. táblázat). A T-J, A-Á és Ő-0 sajátvektor korrelációk általában igen szorosak és pozitív előjelűek a Földön és az északi félgömbön. N és U első három sajátvektora között (a 99,9 %-os szinten) szignifikáns negatív korreláció van a Földön, viszont az északi félgömbön nincs kapcsolat közöttük (25-26. táblázat). A globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei, valamint az északi félgömbi azonos sorszámú sajátvektorok között évszakosan, illetve az egyes évszakok középső hónapjaiban általában igen szoros és pozitív előjelű korrelációkat kapunk (27-28. táblázat). A térbeli sajátvektor rendszerek összehasonlításának legérdekesebb eredménye az északi félgömbi nyár és július megfelelő északi félgömbi, illetve globális sajátvektorainak inkomparabilitása (25-26. táblázat). Július, de főként az északi félgömbi nyár sajátvektorai mutatják a leggyengébb kapcsolatot a vizsgált havi, illetve évszakos sajátvektorokkal (19-24. táblázat). J, Á és 0 EOF-ei általában jól reprezentálják T, A és Ő megfelelő sorszámú sajátvektorait (az első sajátvektorok esetén a kapcsolat mindig rendkívül szoros) (25-26. táblázat). A globális EOF-ek északi félgömbi komponensei, valamint a megfelelő északi félgömbi sajátvektorok közötti pozitív előjelű, csaknem függvénykapcsolatot jelző korrelációk arra utalnak, hogy a globális EOF-ek déli félgömbi komponensei igen csekély mértékben módosítják az első három évszakos, illetve havi északi félgömbi sajátvektort (kivéve T3, N2, N3, Ő2, Ő3, U3) (27-28. táblázat).

Mint ismeretes, a mérsékelt övi szélességek fölött legnagyobb a meteorológiai elemek változékonysága. Ha adott területek fölött a légnyomás anomáliák szórásnégyzete nagy, akkor e területekről származó információ részesezése az EOF-ekben jelentős. Ezért azon övezetek, ahol legnagyobb a szórásnégyzet, egyúttal az első néhány sajátvektor alapvető anomália centrumainak előfordulási helyei is. Ez különösen az un. szinoptikus hátsközpontokra vonatkozik a bárikus mezőben. A legnagyobb szórásnégyzet értékek övezetei egyúttal rendszerint a legerősebb korrelációk területeinek felelnek meg (v. ö: 8., 12., 13. ábra) (MEŠERSKÁ<sup>^</sup> et al., 1970). A szórásmezők és a sajátvektorok közti kapcsolatot meghatározandó, kiszámítottuk T, A, N, Ő, illetve J, Á, U; 0 első három sajátvektora, illetve a megfelelő évszakos és havi szórásmezők közötti korrelációkat (29-32. táblázat). Az első sajátvektorok és a megfelelő szórásmezők között pozitív (a 99,9 %-os szinten) szignifikáns kapcsolat mutatkozik, kivéve a nyarat és októbert. A 2. és 3. EOF-ek, valamint a megfelelő szórásmezők közötti korrelációk alapján azonban általános érvényű megállapítást nem tehetünk. Azon évszakos, illetve havi sajátvektorok, melyek a megfelelő szórásmezőkkel szignifikánsan korrelálnak, egymással általában szoros kapcsolatot mutatnak (29-32.; 25-26. táblázat). Globálisan T, A, N, Ő, illetve J, Á, U, 0 sajátvektorainak északi félgömbi komponensei és a megfelelő szórásmezők közötti korrelációk jól egyeznek az északi félgömbi azonos sajátvektorok és szórásmezők közötti korrelációkkal (33-34.; 29., 31. táblázat). Ez összhangban van azzal a korábbi megállapítással, hogy a globális sajátvektorok déli félgömbi komponensei igen csekély mértékben módo-

sítják az első három évszakos, illetve havi északi félgömbi sajátvektort.

EOF-rendszereinknek a korábban publikáltakkal való összehasonlítása esetenként szignifikáns különbségeket mutat, ugyanakkor vizsgálataink a korábbiaknál általánosabb képet adnak. Ugyanis az eddigi sajátvektor analízisek általában csupán a szélső évszakok (hónapok) valamelyikére (pl. <sup>^</sup>ÁKOVLEVA et al., 1968; CHANG és TETSUZO, 1982), illetve mindkettőjükre (pl. KUTZBACH, 1970; <sup>^</sup>MESERSKA<sup>^</sup>A et al., 1970; ROGERS és VAN LOON, 1982) vonatkoztak. A tengerszinti légnyomás anomália mezőkre mind a 4 évszak EOF-analízisét is mindaddig - tudomásunk szerint - csak ROGERS (1981), valamint TRENBERTH és PAOLINO (1981) végezték el - és csupán az északi félgömbön. A mi vizsgálataink az eddigieknél jóval átfogóbbak, hiszen nemcsak minden egyes évszakra, hanem azok középső hónapjainak is elvégeztük sajátvektor-analízisét, és nemcsak az északi félgömbre, hanem globálisan is. Ez pedig az eddigieknél mélyebb következtetésekre ad lehetőséget.

A vizsgált hónapok és évszakok északi félgömbi sajátvektorait összehasonlítva más szerzőkéivel, Ul jól egyezik TRENBERTH és PAOLINO (1981) nyári első, kevésbé KUTZBACH (1970) júliusi 1. és 2. sajátvektorával. Ez utóbbi várható volt, ugyanis a sajátvektorok varianciájának nagyobb részét a poláris területek tartalmazzák, ahonnan (a 70<sup>0</sup> N-től északra) KUTZBACH-nak nem voltak adatai. <sup>^</sup>MESERSKA<sup>^</sup>A et al. (1970) első három januári, illetve júliusi sajátvektora egyáltalán nem hasonlít a mieinkhez, a téliek közül is csupán az első EOF egyezik T1-el.

A gyengébb egyezés oka valószínűleg az, hogy MESERSKAA<sup>^</sup> et al. (1970) ritkább állomáshálózat és az adatbázisnak a mieinktől eltérő kiválasztása alapján állította elő az EOF-mezőket. Feltetelezésünk összhangban van MESERSKAA<sup>^</sup> et al. (1970) ezirányú következtetéseivel, miszerint "az első néhány EOF alakjára elvben a felhasznált állomások sűrűsége és sajátossága hat". AKOVLEVA et al. (1968) téli első és második EOF-e nemcsak T1-el és T2-vel, hanem J1-el és J2-vel is szoros kapcsolatot mutat. KIDSON-nak (1975a) a havi közepes tengerszinti légnyomás anomáliák természetes ortogonális függvényanalízisével kapott 1. sajátvektora - annak ellenére, hogy csekély adatmennyiséget használt és vizsgálataiban az összes hónapot egyesítette - lényegében jól egyezik T1-el és J1-el. ROGERS (1981), valamint TRENBERTH és PAOLINO (1981) évszakos sajátvektorai szoros kapcsolatot mutatnak a mieinkkel, sőt szembetűnő hasonlóságuk a megfelelő havi sajátvektorokkal is. (ROGERS (1981) térképein a hasonlóság valamivel kevésbé jellegzetes.)

A déli félgömbön ROGERS és VAN LOON (1982) tanulmányából az északi félgömbi nyár, illetve az északi félgömbi tél első két sajátvektorát a mieinkkel közvetlenül összehasonlítani nem lehet - egyrészt azért, mert nekünk a 70° S-től délre nem álltak rendelkezésre megfelelő adatok, másrészt az összevetést csupán a globális sajátvektorok déli félgömbi komponenseivel tudjuk megtenni. Mindössze annyit jegyezhetünk meg, hogy az 1. sajátvektorokban a déli félgömb közepes és magas szélességein a zonalitás egyformán karakterisztikus.

Általánosságban megállapíthatjuk, hogy évszakos és havi azonos sorszámú sajátvektoraink jól megfelelnek egyéb tanulmá-

nyokével, sőt az egyes évszakok és azok középső hónapjainak EOF-ei közötti kapcsolat nemcsak a mi vizsgálatainkban (25-26. táblázat), hanem a többi elemzést összehasonlítva is szoros. Kivéve az északi félgömbi nyár, illetve július megfelelő sajátvektorait, melyek hasonlósága az egyes dolgozatokban kevésbé jellegzetes. Az északi félgömb telén, illetve januárban legmarkánsabb a kép, az első három (főként az első) sajátvektor anomáliáinak helyzetében és intenzitásában legnagyobb a stabilitás - bármely időszakból származzék is a vizsgálat adatbázisa.

Egy "hintát" definiálva a Grönland és Észak-Európa fölötti téli hőmérsékletekben, VAN LOON és ROGERS (1978) tengerszinti légnyomás anomália rendszereket állított elő azon telekre, amikor e hinta jelen volt (magas hőmérsékletek az Atlanti-kum egyik oldalán, és alacsonyak a másikon), és azokra a telekre, amikor a hinta nem volt jelen. Téli hinta esetén a tengerszinti légnyomás anomália rendszer nagyon hasonlít T1-re. (T1 és J1 a legszorosabb kapcsolatot mutatja az összes említett tanulmány akár téli, akár januári első sajátvektorával.) Az a rendszer viszont, amelynél nem volt hinta, jól megfelel J2-nek, továbbá TRENBERTH és PAOLINO (1981) 2. téli és KUTZBACH (1970) 2. januári sajátvektorának.

E hintát azonosították úgy is, mint ún. Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO), melyet eredetileg WALKER és BLISS (1932) definiált. A NAO az izlandi alacsony nyomású és az azori magasnyomású térségekben az ellentétes előjelű akciócentrumok által meghatározott távkapcsolódási rendszer. KIDSON (1975a) vizsgálatában az első EOF-et, KUTZBACH (1970) pedig első januári saját-



vektorát kapcsolatba hozta a NAO-val.

Azonban T1 nyilvánvalóan jóval többet foglal magába, mint a NAO. Ezt már TRENBERTH és PAOLINO (1981) is megállapította. Ugyanis az Észak-Pacifikumban található egy nagyobb akciócentrum, melyről szintén kiderült, hogy kapcsolatban van a hintával (VAN LOON és ROGERS, 1978). Továbbá, amikor a poláris térségeket teljes egészében beszámítják a vizsgálatokba, a NAO északi központja nem csupán Izland térségére korlátozódik, hanem kiterjed a póluson át (15. a.; 16. a. ábra). T1 tehát egy általánosabb, a magas szélességeken mutatkozó zonál-index rendszernek felel meg. Ezzel összefüggésben a tömeg észak-déli ingadozásai nemcsak az Atlantikumban, hanem a Pacifikumban is, és - kisebb mértékben - másutt is fellépnek.

KUTZBACH (1970) 2. januári sajátvektora kissé különbözik J2-től, T2-től, továbbá TRENBERTH és PAOLINO (1981), valamint AKOVLEVA et al. (1968) 2. téli sajátvektorától abban, hogy az ő rendszere ellentétes akciócentrumokat mutat a Pacifikumban. Feltételezte, hogy ez az aleuti alacsony nyomású és a szubtrópusi magasnyomású térségek közötti - a NAO-hoz hasonló - észak-déli ingadozás része a Pacifikumban, melyet WALKER és BLISS (1932), mint Észak-Pacifikus Oszcillációt definiált. T2-nél a tömeg ezen kiegyenlítődése kb. a  $20^{\circ}$  N-től (J2-nél kb. a  $40^{\circ}$  N-től) délre megy végbe. T3, de főként J3, valamint TRENBERTH és PAOLINO (1981), illetve KUTZBACH (1970) 3. téli és januári sajátvektorai ismét hasonlóak. T3 és valamivel markánsabban J3 a NAO jellemzőit mutatja.

Amint már az előzőekben bemutattuk, az északi félgömbi sajátvektorok közül T1, A1, N1, illetve J1, Á1, a globális

EOF-ek közül pedig T1, A1, illetve J1, Á1 számos közös tulajdonsággal rendelkeznek. Ennek figyelembe vételével úgy tűnik, hogy a légkörben a vizsgált évszakok és hónapok zömében a változás elsődleges alakzata egy a magas szélességeken található zonális rendszer, mely a poláris térségek fölötti tömegingadozásoknak felel meg. Minden egyes esetben a poláris térségeket kiegyensúlyozzák a kb. az  $50^{\circ}$  N-től délre fekvő övezetekben fellépő ellentétes előjelű anomáliák, bár júliusban (U3) és októberben (O3) a tömeg-kompenzáció egy része a  $20^{\circ}$  N-től délre figyelhető meg. A többi évszakban a tömeg-kompenzáció uralkodó területei az óceánok fölött, az aleuti és az izlandi alacsony nyomású térségek szomszédságában találhatóak. Globálisan T3-ban a tömeg kompenzációja túlnyomórészt a trópusi övben, valamint az Atlanti-óceán déli medencéjében megy végbe. Ezen eredményeink részben egyeznek TRENBERTH és PAOLINO (1981) következtetéseivel. Utóbbi megállapításunk pedig TRENBERTH és PAOLINO (1981) feltételezésének egy bizonyítékát adja, miszerint a NAO a légcirkuláció nem csupán félgömbi méretű, hanem annál nagyobb skálájú alakzatának része.

A sajátvektorok fenti közvetett értelmezését alátámasztják azon vizsgálatok, melyek szerint adott földrajzi szélességek légnyomás változásai a félgömbön másutt,  $30-40^{\circ}$  szélességgel távolabb, északra vagy délre kompenzálódnak (pl. BRIER, 1968).

### 3. 2. 3. EGYÜTTHATÓ IDŐSOROK

Mint ismeretes, számos tanulmány (GIRS, 1959; DZERDZEVSKIJ, 1962, 1975; LAMB és JOHNSON, 1966) arra a következtésre jutott, hogy ki lehet választani a homogén légcirkuláció néhányszor 10 éves periódusú időszakait, melyeket a túlsúlyba kerülő (zonális, vagy meridionális) cirkulációs típusok korszakainak neveznek. Századunkban a korszakváltások az 1920-as évek elején és az 1950-es évek elején mentek végbe (DZERDZEVSKIJ, 1975). Az első néhány sajátvektor által leírt fő ingások (anomáliák) alakja viszont legalább az elmúlt évszázad óta nem változott, és az a légkör általános cirkulációjának állandó eleme (MEŠERSKÁÁ et al., 1970). (Ugyanerre a következtésre jutunk saját vizsgálataink és az ebben a fejezetben említett többi tanulmány különböző időszakok adatbázisán számított első néhány sajátvektorának összehasonlításával.) Következésképp a cirkuláció korszakos és kisebb periódusú változásait nem a sajátvektorok, hanem a hozzájuk tartozó együtthatók (un. idő-együtthatók) írják le.

Meteorológiai adatok természetes ortogonális időfüggvények szerinti felbontása lehetővé teszi, hogy megvizsgáljuk a véletlen függvények eloszlásának sajátosságait meghatározott időintervallumokra (hónap, év, stb.). A horizontális koordináták szerinti felbontástól eltérően, az idő szerinti felbontáskor kiindulási anyagként nem a meteorológiai elemek mezői, hanem meteorológiai sorok, vagyis egyenlő időintervallumonkénti meteorológiai adatok sorozata szolgál. Tetszőleges sajátvektornak bármely adott hónap (évszak) közepes nyomásmezejéhez való hasonlósága

mértékét az adott hónap (évszak) sajátvektor együtthatójának nagysága határozza meg. Az együttható előjele pedig jelzi, hogy az adott ábrán bemutatott általános rendszer, vagy annak ellentettje (negatív előjellel) következik be az adott hónapban (évszakban). A nagy varianciával rendelkező együtthatók cirkulációs indexként történő értelmezhetősége lehetővé teszi azok prediktorokként való alkalmazását (MĚŠERSKÁĀ et al., 1970; KUTZBACH, 1970; RÓTH, 1979).

Minden egyes évszak, illetve vizsgált hónap első három északi félgömbi, illetve globális sajátvektorának együttható idősorai a 19-22. ábrán láthatók. Szignifikáns trend egyikükben sem található. Az északi félgömbön a T-J; A-Á; N-U; Ő-O relációk közül csupán Ő-O viszonylatban szoros a korreláció (35. táblázat). Globálisan az azonos sorszámú sajátvektor együtthatók korrelációi T és J, N és U, valamint Ő és O között markánsak (99,9 %-os szint). A nyári és júliusi globális sajátvektor együtthatók között ellentétes a kapcsolat (36. táblázat). Az északi félgömbi és a globális azonos sorszámú sajátvektor együtthatók évszakosan tavasszal és ősszel korrelálnak jól (37. táblázat), a vizsgált hónapokban pedig mindenütt, bár júliusban kapcsolatuk valamivel gyengébb (38. táblázat).

Ahhoz, hogy megvizsgáljuk, vajon lehetséges-e előrejelezni a globális és északi félgömbi EOF-ek együtthatóit minden egyes évszakban (az egyes évszakok középső hónapjaiban) az előző évszakok (az előző évszakok középső hónapjainak) együtthatói alapján, kiszámítottuk az egyes évszakok (az egyes évszakok középső hónapjainak) EOF-együttható idősorai közötti korrelációkat. A korrelációkat ugyanazon év évszakjai, illetve azok

középső hónapjai között a T-A-N-Ő, illetve J-Á-U-O egymásra következés figyelembe vételével határoztuk meg (39-42. táblázat). Pl. a tél és az azt követő tavasz 1. északi félgömbi sajátvektorainak együttható idősorai közötti korreláció = -0,21 (39. a. táblázat). Két tetszőleges sajátvektor együttható idősora közötti szignifikáns korrelációnak csupán abban az esetben lehet fizikai alapja, ha a nekik megfelelő sajátvektorok között ugyancsak szignifikáns korreláció van. Legalább a 95 %-os szinten szignifikáns kapcsolatokat vesszük figyelembe, amelyen a kapott korrelációk abszolút értékben valamivel nagyobbak a véletlenül fellépőknél. Mindezek alapján az északi félgömbön szignifikáns kapcsolatot T1 és A2; T1 és Ő1; A1 és N1; illetve J3 és O3; U1 és O3 között mutathatunk ki (39. a.; 41. a. táblázat). Azaz ugyanazon év említett évszakjainak és hónapjainak globális tengerszinti légnyomás anomália rendszerei között szignifikáns a kapcsolat. (Hiszen a tengerszinti légnyomás anomália rendszereit bontottuk föl ortogonális térbeli összetevők (sajátvektorok), illetve időbeli összetevők (időegyütthatók) rendszerére, s a megfelelő évszakos (illetve havi) sajátvektorok és a hozzájuk tartozó időegyütthatók páronkénti egyidejű szignifikanciája (19-22.; 39-42. táblázat) képezi utóbbi megállapításunk alapját.) Az említett kapcsolat annál lényegesebb, minél kisebb sorszámú EOF-ek, illetve a hozzájuk tartozó időegyütthatók között mutatható ki szignifikáns korreláció, mivel a kisebb sorszámú sajátvektorok az eredeti mezők varianciájának nagyobb részét magyarázzák. Az északi félgömbön a fentiekben közölt szignifikáns kapcsolatok közül a tél és tavasz (T1, A2) tengerszinti légnyomás anomália rendszerei hasonlóak (pozitív kapcsolat), míg a tél és ősz (T1, Ő1),

a tavasz és nyár (A1, N1), illetve a január és október (J3, O3), valamint július és október (U1, O3) anomália rendszerei ellentétesek (negatív kapcsolat) (19., 21., 39. a., 41. a. táblázat). A globálisan megállapított szignifikáns korrelációk közül a tél és tavasz (T2, A3), a tél és nyár (T1, N2), továbbá a nyár és ősz (N3, Ő1) tengerszinti légnyomás anomália rendszerei hasonlóak, míg január és október (J1, O2 és J3, O2) anomália rendszerei ellentétesek (20., 22., 40. a., 42. a. táblázat).

Kiszámítottuk az adott évben a tavasz, nyár és ősz (április, július és október), valamint a rákövetkező évben a tél (január) EOF-együttható idősorai közötti korrelációs együtthatókat is az A-N-Ő-T (Á-U-O-J) egymásra következés figyelembevételével (39. b. - 42. b. táblázat). Eszerint az északi félgömbön - a szignifikáns korrelációk közül az ősz és a rákövetkező tél (Ū3, T2) anomália rendszerei ellentétesek, míg július és a rákövetkező évi január (U1, J1 és U1, J2) rendszerei hasonlóak (19., 21., 39. b., 41. b. táblázat); globálisan pedig a nyár és a rákövetkező tél (N3, T1), illetve július és a rákövetkező évi január (U3, J2) anomália rendszerei hasonlóak (20., 22., 40. b., 42. b. táblázat). TRENBERTH és PAOLINO (1981) az északi félgömb évszakos EOF-analízisében a tavasz és ősz (A2, Ő1), a tavasz és a rákövetkező évi tél (A3, T3), valamint az ősz és a rákövetkező évi tél (Ū2, T1) tengerszinti légnyomás anomália rendszereinek hasonlóságát állapította meg. A mi vizsgálatunkban az északi félgömbön csupán az ősz és a rákövetkező évi tél (Ū3, T2) anomália rendszerei közötti szignifikáns kapcsolat közös előzőkével, bár az nálunk ellentétes értelmű, szemben TRENBERTH és PAOLINO (1981) eredményével.

A globális sajátvektorok északi félgömbi komponenseiben az első három EOF (23-24. táblázat) és a hozzájuk tartozó idő-együtthetők (39. a. b.; 41. a. b. táblázat) páronként egyidejű korrelációi ugyanazon évszakok, illetve hónapok között szignifikánsak, mint az északi félgömbi sajátvektorok (19., 21. táblázat) és azok időegyütthetői (39. a. b.; 41. a. b. táblázat) alapján számítottak. A szignifikáns anomália rendszerek kapcsolatának a jellege is megegyezik - egy kivétellel. A globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei alapján az ugyanazon évi január és október (J3, O3) közötti anomália rendszerek hasonlóak (24., 41. a. táblázat), míg az északi félgömbön azok ellentétesek (21., 41. a. táblázat).

A fent említett évszakos, illetve havi anomália rendszerek közötti szignifikáns kapcsolatokra általános érvényű megállapítást nem tehetünk. Mégis azt jelzik, hogy a fennmaradás, illetve az ellentétes rendszerbe való átmenet karakterisztikus tényező lehet nemcsak a szomszédos évszakok, illetve azok középső hónapjai közötti, hanem a hosszabb időintervallumokra terjedő időjárási folyamatokban is. E kapcsolatok lehetséges fizikai hátterére - a klimarendszerben ható különböző visszacsatolási folyamatok elemzésére - nem térünk ki. Az utóbb tanulmányozott kapcsolatok a sajátvektor analízis prognosztikai célú alkalmazására világítanak rá. Az említetteken kívül az összes többi esetben bármely évszak, illetve hónap tengerszinti légnyomás anomália rendszerének tetszőleges megelőző évszak, illetve hónap rendszeréből történő előrejelzése - sajátvektor analízist használva - prognosztikai értékkel nem bír.

Ha megtekintjük az együtthető idősorokat (19-22. ábra),

azok a kváziperiodicitás bizonyítékát adják. Némelyik magas frekvenciájú, talán kvázikétéves ingadozásokat mutat, másoknak hosszabb periódusa van. Azon célból, hogy meghatározzuk, vajon létezik-e bármiféle domináns frekvencia az északi félgömbi és a globális évszakos (és havi) tengerszinti légnyomás anomáliák eloszlásában - melyeket az EOF-ek reprezentálnak - a lineáris trendek eltüntetése után harmonikus analízist hajtottunk végre a sajátvektor együtthatók (22-23 éves) idősorain. A kapott periodicitások realitásának eldöntése a HAMED et al. (1987) által leírt módon történt (lásd: Függelék). Ő tetszőleges periodikus összetevő amplitúdója realitásának megállapításához a Monte-Carlo módszer felhasználásával megadta a 90-, 95-, illetve a 99 %-os szintekhez tartozó küszöbértékeket.

Évszakosan az északi félgömbön tavasszal (A1) 5 éves, a Földön pedig tavasszal (A1) 5, nyáron (N1) 2, télen (T3) 3, illetve 6 éves szignifikáns periodicitásokat tapasztaltunk az együtthatók idősoraiban. Az egyes évszakok középső hónapjaiban az északi félgömbön júliusban (U2) 4, illetve 2 éves, októberben (O2) 7 éves, a Földön pedig áprilisban (Á2) 3, júliusban (U1) 2, októberben (O2) 2 éves szignifikáns periodicitások léptek föl. (Az említett periodicitások legalább a 95 %-os szinten szignifikánsak.)

Az állomásonkénti tengerszinti légnyomás anomáliák időbeli menetében a fent említett periodikus összetevők nem szignifikánsak (4. 2. 2. fejezet). Tehát úgy tűnik, hogy a cirkuláció változásait leíró időegyütthatók jellegzetes periodicitásai nem a tengerszinti légnyomás anomáliák időbeli változásaival magyarázhatók, hanem egyéb - a dolgozatban nem tanulmányozott - jelenségekre és azok kölcsönhatásaira vezethetők vissza. Itteni ered-



ményeink lényegében megegyeznek TRENBERTH és PAOLINO (1981) következtetéseivel, akik 212 db évszakos együttható érték folyamatos idősorát vizsgálták spektrálanalízis segítségével. Ők kvázikétéves, 6 év körüli és 16 éves periódusú szignifikáns csúcsokat mutattak ki. BRIER (1968) a zonálisan átlagolt tengerszinti légnyomás sajátvektorainak időbeli változásában kvázikétéves oszcillációt talált. KUTZBACH (1970) sajátvektor együtthatóinak idősoraiban 2-3 év periódusú ingadozásokra figyelt föl. A mi vizsgálatainkban is az időegyütthatók menetében gyakori a kvázikétéves (jelen esetben a 2, illetve 3 éves) szignifikáns periódus. Az általunk kimutatott markáns periódusok másik csoportja a 4-7 éves. E periodicitás pedig nem más, mint a Déli Oszcilláció (SO) közelítő időskálája. A Déli Oszcilláció főként a trópusokon az Indonéz térség és a Dél-Pacifikum ismert akciócentrumai közötti nagyskálájú tömegcserét jelenti. Az egyik centrum fölött az átlagosnál nagyobb légnyomás a másik fölött az átlagosnál alacsonyabb nyomással jár. Az északi félgömbi és a globális sajátvektorok, valamint együttható idősoraik tanulmányozásával kapott eredményeink alapján arra a következtetésre juthatunk, hogy az SO szoros kapcsolatban van a Földön a magas szélességek zonális rendszereivel, beleértve pl. az északi félgömbön a NAO-t is. Néhány tanulmány (pl. BERLAGE, 1957) föltételezte, hogy az SO-ban is kimutatható kvázikétéves oszcilláció (QBO), azonban további vizsgálatok azt jelzik, hogy az SO időskálája elsődlegesen 3-6 év (TRENBERTH, 1976, 1980; BOTTYÁN, 1987), és hogy a QBO egy külön (de nem szükségképpen független) jelenség. Pl. nincs jelen QBO a Húsvét-szigeteken, az SO egyik centrumának közelében (TRENBERTH, 1976).

Megjegyzendő azonban, hogy az SO periódusideje kb. kétszerese a QBO-énak. Ezzel összefüggésben a továbbiak során tisztázásra vár pl. az északi félgömbön U2, globálisan pedig T3 időegyütthatóinak menetében a 2- és 4 éves, illetve a 3 és 6 éves reális periodicitások lehetséges kapcsolatának fizikai háttere.

Az SO jelensége az általános cirkulációnak egy megnyilvánulási formája. Eredményeink alapján - összhangban egyéb szerzők (pl. TRENBERTH és PAOLINO, 1981) következtetéseivel - az SO kapcsolatban áll az északi félgömbi nagyskálájú tengerszinti légnyomás anomáliákkal. Utóbbiak okait - véleményünk szerint - legalábbis részben az SO jelenség mechanizmusában célszerű keresni. A tengerszinti légnyomás anomáliák (északi félgömbi és globális), s velük együtt a nagy kiterjedésű légköri jelenségek időbeli változásainak alapvető okai valószínűleg a világoceánban keresendők. E kapcsolatrendszer egyes esetekben rendkívül kifejezett (pl. El-Nino jelenség), más esetekben viszont (pl. SO, QBO) nagyon áttételes és kevésbé, illetőleg egyáltalán nem ismert.

A következőkben kísérletet tettünk arra, hogy a vizsgált évszakok, illetve hónapok együttható idősorainak tanulmányozásával azonosítsuk azokat az időszakokat, amelyekben a cirkulációs rendszerek legnagyobb változásai léptek föl. Az időegyütthatók menetében tapasztalt 2-3 év körüli szignifikáns periodicitás miatt, azokból egy háromtagú kifejezéssel (az  $1/4$ ;  $1/2$ ;  $1/4$  súlytényezők alkalmazásával) szűrt sort képeztünk. Ez a szűrő erősen csökkenti a 3 éves, vagy annál kisebb periódusú ingadozásokat (19-22. ábra). Hasonló okok miatt KUTZBACH (1970) is ugyanezt a filtert alkalmazta. Bár a vizsgált időszak meglehe-

tősen rövid, azonban a szűrt együttható idősorok alapján, elsősorban a legnagyobb varianciával rendelkező téli, illetve januári első időegyütthatók menetében 4 jellegzetes cirkulációs periódust különíthetünk el: 1958-1965 között túlnyomóan negatív; 1966-1971 között pozitív; 1972-1977 között negatív és 1978-1980 között ismét pozitív együttható értékekkel. Legmarkánsabbak a két közbülső időszak pozitív, illetve negatív időegyütthatói. E fejezetnek - már csak a vizsgált rövid periódus miatt is - nem célja, hogy a cirkuláció sajátosságainak változásain alapuló jelen eredményeket összehasonlítsa akár lokális, vagy regionális indexeken, akár globálisan átlagolt indexeken alapuló eredményekkel. Csupán egy érintőleges párhuzamot vonunk. A napi hemiszférikus légnyomás értékeknek hemiszférikus cirkulációs típusokba történő szubjektív osztályozásai közül az ún. zonális és meridionális irányítású elemi cirkulációs mechanizmusok időbeli menetét 1899-1971 között (OZERDZEEVSKIJ, 1975), illetve 1900-1972 között (GIRS, 1974; THORDAY, 1986) összevetve az általunk vizsgált periódusban (1958-1980) elsősorban a téli, illetve januári első időegyütthatók menetével, megállapítható, hogy az általunk elkülönített első cirkulációs periódus (1958-1965) nagyjából a meridionális irányítású típusok kulminálásának időszakával esik egybe. Az évenkénti időegyütthatók előjele azonban nem határozza meg egyértelműen a cirkuláció zonalitását, illetve meridionalitását, sőt az szektoronként - különös tekintettel az 1. szektorra (Atlanti-európai térség) és a 2. szektorra (a Csendes-óceán északi medencéje) (GIRS, 1974) - számottevő eltéréseket is mutat.

### 3. 3. HIVATKOZÁSOK

- ÁKOVLEVA, N. I.; ČUVASINA, I. E. és KUDASKIN, G. D., 1968: Utočnenie estestvennyh ortogonal'nyh funkcij polâ davleniâ /geopotenciala/ nad severnym polušariem. Leningrad, Glavnâ Geofizičeskaâ Observatoriâ. Trudy, No. 201., 60-71.
- BAGROV, N. A., 1959: Analitičeskoe predstavlenie posledovatel'nosti meteorologičeskih polej posredstvom estestvennyh ortogonal'nyh sostavlâuših. Trudy, C. I. P., 74., 3-24.
- BARNETT, T. P., 1983: Origins of the Southern Oscillation. In: Annual Climate Diagnostics Workshop, 8th, Downsview, Ontario. Proceedings. Washington, D. C., U. S., N. O. A. A., 1984., 155-158.
- BARNETT, T. P., 1985: Variations in Near-Global Sea Level Pressure. Journal of Atmos. Sci., 42., 479-501.
- BERLAGE, H. P., 1957: Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value. Roy. Neth. Meteor. Inst. Mededelingen en Verhandelingen, 69., 152 p.
- BOTTYÁN, ZS., 1987: A tengerszinti légnyomás változékonysága a trópusi övben és kapcsolata az ENSO-jelenséggel. OTDK-dolgozat. JATE, Éghajlattani Tanszék, Szeged
- BRIER, G. W., 1968: Long-Range Prediction of the Zonal Westerlies and Some Problems in Data Analysis. Rev. of Geophys., 6., 525-551.
- CHANG, T. és TETSUZO, Y., 1982: Fluctuations of global surface pressure patterns during the past 100 years and their relation to the Asian monsoon, Pt. 1., Northern Summer /July/. Meteorological Society of Japan, Tokyo, Journal, 60., 1132-1142.
- CRADDOCK, J. M. és FLINTOFF, S., 1970: Eigenvector representations of Northern Hemisphere fields. Roy. Meteor. Soc., Quarterly Journal, 96/407/, 124-129.
- DAVIS, R. E., 1976: Predictability of sea surface temperature and sea level pressure over the North Pacific Ocean. Journal of Phys. Oceanogr., 6., 249-266.
- DAVIS, R. E., 1978: Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. Journal of Phys. Oceanogr., 8., 233-246.
- DINIES, E., 1968: Monatliche und jährliche Breitenkreismittel des Luftdrucks auf der Nordhalbkugel für die Jahre 1899 bis 1967. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 109., Bd. 15., 18 p.
- DZERDZEEVSKIJ, B. L., 1962: Mnogoletnââ izmenčivost' obšej cirkulâcii atmosfery i klimata kak osnova klimatičeskogo prognoza. Trudy, Nauč. konferencii po obšej cirkulâcii atmosfery. Gidrometeoizdat, Leningrad
- DZERDZEEVSKIJ, B. L., 1975: Obšââ cirkulâciâ atmosfery i klimat. Izdatel'stvo "Nauka", Moskva, 285 p.
- FARAGÓ, T.; GULYÁS, O. és KABA, M., 1975: Az analógia elvén alapuló prognosztikai módszerek matematikai modellje. Időjárás, 79., 166-176.
- FUKUOKA, A. A., 1951: A study of 10-day forecast. Geophys. Mag., No. 3.

- GILMAN, D. L., 1957: Empirical Orthogonal Functions Applied to Thirty-Day Forecasting. Scientific Report, No. 1., Contract No. AF 19/604/-1283., Dept. of Meteorology, Mass. Inst. of Technology, Cambridge, 129 p.
- GIRS, A. A., 1959: Osnovy dolgošročnyh prognozov pogody. Gidrometeoizdat, Leningrad
- GIRS, A. A., 1974: Makrocirkulációnnyj metod dolgošročnyh meteorologičeskikh prognozov. Gidrometeoizdat, Leningrad
- GULYÁS, O., 1981: A természetes ortogonális sorfejtés. Fejezetek a matematikai statisztika meteorológiai alkalmazásaiból. Meteorológiai Tanulmányok, 34., OMSZ, 68-79.
- GULYÁS, O., 1983: A természetes ortogonális sorfejtés. Matematikai statisztika meteorológusok számára. OMSZ Kisebb Kiadványai, 51., 209-215.
- GULYÁS, O., 1986: A Karhunen-Loève féle sorfejtés. In: Idősorok analízise. Szerk: Tusnady, G. és Ziermann, M., Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 132-137.
- HAMED, A. F.; SZENTIMREI, T. és GULYÁS, O., 1987: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. II. Időjárás, 91.,
- HAMED, A. F., 1987: Meteorológiai idősorok periodicitásának statisztikai elemzése. Kandidátusi értekezés, Budapest
- HOTELLING, H., 1933: Analysis of a complex of statistical variables into principal components. J. Educ. Psych., 24., 417-441.
- KIDSON, J. W., 1975a: Eigenvector analysis of monthly mean surface data. Mon. Wea. Rev., 103., 177-186.
- KIDSON, J. W., 1975b: Tropical eigenvector analysis and the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 103., 187-196.
- KOPPÁNY, G. és RÓTH, R., 1972: Nyomás- és hőmérséklet mezők felbontása természetes ortogonális összetevőkre. Időjárás, 76., 133-145.
- KUTZBACH, J. E., 1967: Empirical Eigenvectors of Sea-level Pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes over North America. J. Appl. Meteor., vol. No. 5., 791-802.
- KUTZBACH, J. E., 1970: Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. Mon. Wea. Rev., 98., 708-716.
- LAMB, H. H. és JOHNSON, A. I., 1966: Secular Variations of the Atmospheric Circulation since 1750. Geophys. Mem., No. 110., 125. p.
- LORENZ, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Sci. Rep., No. 1., Statistical Forecasting Project. Contr. No. AF 19/604/-1566., Dept. of Meteorology, Mass. Inst. Techn., 49 p.
- LORENZ, E. N., 1959: Prospects for statistical weather forecasting. Fin. Rep. Statistical Forecasting Project, Mass. Inst. Techn.
- MAKRA, L., 1980: Large Scale Weather Situations in Hungary and the Periodical Components of their Time Array. Acta Clim. Univ. Szegedien-sis, Tom. XVI-XVII., Fasc. 1-4., 19-43.

- MÁTÉ, A., 1983: Az 500 mb-os hemiszférikus mező természetes ortogonális sorfejtése és néhány meteorológiai következmény. Egyetemi doktori értekezés, ELTE, Meteorológiai Tanszék, Budapest
- MĚSĚRSKÁĀ, A. V.; RUHOVEC, L. V.; ŰDIN, M. I. és ĀKOVLEVA, N. I., 1970: Estestvennye sostavlaŰsie meteorologičeskih polej. Leningrad, 199 p.
- MIKA, J., 1979: Gyorstájékoztató a természetes ortogonális sorfejtésrőł. Kézirat.
- OBUHOV, A. M., 1960: O statističeski ortogonal'nyh razloženiáh empiričeskih funkcij. Izvestiá A. N. SSSR, ser. geofiz., No. 3.
- PEARSON, K., 1901: On lines and planes of closest fit to systems of points in space. Phil. Mag., 2., 559-572.
- ROGERS, J. C., 1979: The North Pacific Oscillation and eigenvectors of Northern Hemisphere atmospheric circulation during winter. NCAR/CT-56, INSTAAR/OP-31, 177 p.
- ROGERS, J. C., 1981: Spatial variability of seasonal sea level pressure and 500 mb height anomalies. Mon. Wea. Rev., 109., 2093-2106.
- ROGERS, J. C. és VAN LOON, H., 1982: Spatial variability of sea-level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., 110., 1375-1392.
- RÓTH, R., 1979: Empirikus ortogonális függvények alkalmazása az időjárás számszerű előrejelzésében. Időjárás, 83., 156-166.
- RUHOVEC, L. V., 1963: Ob optimal'nom predstavlenii vertikal'nyh raspredelenij nekotoryh meteorologičeskih elementov. Izvestiá A. N. SSSR, ser. geofiz., No. 4.
- RUHOVEC, L. V., 1964: O statističeski optimal'nyh predstavleniáh vertikal'nyh raspredelenij meteoèlementov. Trudy, G. G. O., vyp. 165.
- SELLERS, W. D., 1968: Climatology of monthly precipitation pattern in the western United States, 1931-1966. Mon. Wea. Rev., 96., 585-595.
- SZLACHÁNYINÉ, BARTHOLY, J., 1976: Meteorológiai mezők természetes ortogonális sorfejtése. Szakdolgozat, ELTE, Meteorológiai Tanszék, Budapest
- SZLACHÁNYINÉ, BARTHOLY, J., 1987: Hemiszférikus magassági mezők makrocirkulációs helyzeteinek osztályozása objektív statisztikai módszerekkel. Kandidátusi értekezés, Budapest
- THORDAY, A., 1986: A Vangenheim- és a Girs-féle makroszinoptikus típusok kapcsolata cirkulációs tényezőkkel az északi hemiszférában. Szakdolgozat, JATE, Éghajlattani Tanszék, Szeged
- TRENBERTH, K. E., 1975: A quasi-biennial standing wave in the Southern Hemisphere and interrelations with sea surface temperature. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 101., 55-74.
- TRENBERTH, K. E., 1976: Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102., 639-653.
- TRENBERTH, K. E., 1980: Atmospheric quasi-biennial oscillations. Mon. Wea. Rev., 108., 1370-1377.
- TRENBERTH, K. E. és PAOLINO, D. A., 1980: Northern Hemisphere sea level pressure data set: trends, errors and discontinuities. Mon. Wea. Rev., 108., 855-872.

- TRENBERTH, K. E. és PAOLINO, D. A.; 1981: Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the Northern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., 109., 1169-1189.
- ÚDIN, M. I., 1965: Ob izučeníi faktorov, obuslovlivaúših nestacionarnost' obšej cirkulácii atmosfery. Meždunar. simp. po dinamike krupnomasštabnyh processov v atmosfere. "Nauka", Moskva
- ÚDIN, M. I., 1966a: Applications of natural orthogonal functions to atmospheric dynamics and thermal regime studies. Proc. Symp. Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation, RM-5233-NSF, Santa Monica, Rand Corp., 345-368.
- ÚDIN, M. I., 1966b: Ispol'zovanie sputnikovyh dannyh v čislennom prognoze. Meždunar. seminar po interpretacii i ispol'zovanii dannyh meteorologičeskikh sputnikov. Gidrometeoizdat, Moskva
- ÚDIN, M. I., 1967: Fiziko-statističeskie metody prognozov pogody i vozmožnosti ih vnedreniâ. Meteorologiâ i gidrologiâ, No. 11.
- ÚDIN, M. I., 1968: Fiziko-statističeskie metody dolgosročnyh prognozov pogody. Gidrometeoizdat, Leningrad
- VAN LOON, H. és ROGERS, J. C., 1978: The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. Mon. Wea. Rev., 106., 296-310.
- WALKER, G. T. és BLISS, E. W., 1932: World Weather V., Mem. Roy. Meteor. Soc., 4., 53-84.
- WALLACE, J. M. és GUTZLER, D. S., 1981: Teleconnections in the geopotential height during the Northern Hemisphere winter. Mon. Wea. Rev., 109., 784-812.
- WALSH, J. E., 1978: Temporal and spatial scales of the Arctic circulation. Mon. Wea. Rev., 106., 1532-1544.
- WHITE, R. M.; COOLEY, D. S., DERBY, R. C. és SEEVER, F. A., 1958: The development of efficient linear statistical operators for the prediction of sea-level pressure. J. Appl. Meteor., 15., 426-434.

ADATTÁRAK:

- DIE WITTERUNG IN ÜBERSEE, 1950-1980. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Hamburg
- MONTHLY CLIMATIC DATA FOR THE WORLD, 1961-1980. National Climatic Center, Asheville, N. C. USA
- WORLD WEATHER RECORDS, 1951-1960. vol. 1-6. Washington, D. C., 1965.  
1961-1970. vol. 1-6. Asheville, 1979.

#### 4. CIKLUSOK ÉS KVÁZIPERIODICITÁSOK

##### 4. 1. CIKLUSOK ÉS KVÁZIPERIODICITÁSOK A LÉGKÖRBEN (IRODALMI ÁTTEKINTÉS)

Tanulmányozásuknak jelentős szakirodalma van, ezek esetleges praktikus célú fölhasználása kézenfekvő. Rögtön fölmerül a kérdés - mutatnak-e a meteorológiai változók ciklikus, vagy kváziciklikus viselkedést, eltekintve a nyilvánvaló napi és évi ciklusoktól, s ha igen, felhasználható-e az ilyen viselkedés a hosszútávú előrejelzésben?

##### 4. 1. 1. A KVÁZIKÉTÉVES OSZCILLÁCIÓ

Ha egy erős, elfogadhatóan stabil periodicitás létezik, annak tiszta értéke van az előrejelzésben. Azonban csak egyetlen periodicitást találtak meg széleskörűen és következetesen, a kvázikétéves (2-3 év körüli) oszcillációt. A legjobban dokumentált légköri kvázikétéves oszcillációt az egyenlítői sztratoszférában mutatták ki. A 60- és a 10 hPa-os szintek között tetszőleges magasságban a keleties és nyugatias szelek változva lépnek föl két és három év közötti periódussal. Alapos áttekintés található erre vonatkozóan NEWELL et al. (1974), COY (1979) és QUIROZ (1981) munkáiban, feltüntetve az adatok származási idejét és a kvázikétéves oszcilláció időszakában bekövetkező változások elemzéseit. LANDSBERG (1962) a Hadley-cella rendszerben feltételezte ezen sztratoszférikus kvázikétéves



oszcilláció kiváltó okát. A valódi ok általánosan elfogadottan (WMO, 1984) a közepes hullám-mozgások során fellépő kölcsönhatások (wave mean flow interaction) (LINDZEN és HOLTON, 1968).

A kvázikétéves oszcillációnak a hosszútávú előrejelzésben való felhasználása előtérbe került, mivel annak egyik fázisról a másikra való változása majdnem állandó, és kifejlődése megbízhatóan nyomon követhető, s előrejelezhető. Így, ha az kapcsolatban van troposzférikus jelenségekkel, ezek a jelenségek is előrejelezhetők kell legyenek a megfigyelt kvázikétéves oszcilláció-fázisból.

Számos troposzférikus változónak a sztratoszférikus kvázikétéves oszcillációval való nyilvánvaló kapcsolatára bukkantak (ANGELL, KORSHOVER és CARPENTER, 1966; GODSON, 1967; BUGAEV, KAC és UGRUMOV, 1972; REITER és McDONALD, 1973; EBDON, 1975; ANGELL és KORSHOVER, 1974, 1978; PERRY, 1977; WRIGHT, 1977; REDDY, 1977; FOLLAND, 1977, 1978), bár általában csak kis adatsorozatokból. EBDON (1975) az alábbi következtetésre jutott: "Tekintettel a felhasznált évek kis mintájára, nem lenne bölcs dolog az eredményeket szabályoknak tekinteni. Mégis, amint az adatkészletek és az általános cirkulációval kapcsolatos ismereteink tökéletesednek, úgy lehetséges, hogy nagyobb sztratoszférikus események, mint pl. a kvázikétéves oszcilláció, nagyon hasznos paramétereknek fognak bizonyulni a hosszabb időskálákon történő előrejelzés számára."

A sztratoszférikus kvázikétéves oszcilláció és a troposzférikus események közötti kapcsolat nyilvánvaló létezése azt feltételezi, hogy a kvázikétéves oszcillációnak fel kell lépnie a troposzférában is. A hőmérséklet és a cirkuláció kétéves peri-

odicitását már a XIX. sz.-ban VALIKOV is kimutatta (POKROV-SKAA<sup>A</sup>, 1959), aki felhívta a figyelmet a meleg és hideg telek váltakozására. Később CLAYTON fedezett föl éghajlati sorozatokban kétéves ciklusokat (LANDSBERG, 1962). Az elmúlt két és fél évtizedben az ilyen oszcilláció további jelentős bizonyítékait tárták föl. GORDON és WELLS (1975), valamint SCHÖNWIESE (1980) kétéves pulzálást talált angliai hőmérsékletekben. ANGELL, et al. (1969), WRIGHT (1971), valamint ANGELL és KORSHOVER (1974) kvázikétéves oszcillációról számoltak be az azori és a Pacifikus magasnyomású, valamint az izlandi és az aleuti alacsony nyomású képződmények földrajzi szélességének, hosszúságának és középponti légnyomásának változásában. WALSH és MOSTECK (1980), valamint RASMUSSEN et al. (1981) kvázikétéves oszcillációkat találtak az USA-ban a felszíni légnyomás-, hőmérséklet- és csapadék mezőkben. Kétéves, vagy kvázikétéves ciklusokat derítettek ki svájci légnyomás idősorokban (RIMA, 1961), havi és évszakos tengerszinti légnyomás idősorokban az északi félgömbön - főként télen (WAGNER, 1971; TRENBERTH és PAOLINO, 1981), a közepes szélességek felszíni légnyomás eloszlásának térbeli változásában (SHAPIRO, 1964), a havi átlagos tengerszinti légnyomás idősorok menetében Északnyugat-Afrikában (MICHELCHEN, 1981), a közepes havi 500 hPa-os szintű térképekből származtatott 35-55° N földrajzi szélességek közötti félévi közepes zonálindex menetében (WANG, SHAO-WO, 1963), a 70-50° W hosszúságok és a 10-30° E hosszúságok között az 500 hPa-os szint zonális szélkomponenseinek változásában (BAYER és BAYEROVÁ, 1969), a déli félgömbön az 500 hPa-os szinten a zonális szélkomponensben (TRENBERTH, 1979; HOLTON és TAN,

HSIU-CHI, 1980) és a troposzférikus ultrahosszú hullámokban (TRENBERTH, 1980), Északnyugat-Európában a felszíni légnyomás ciklonális eloszlású napjainak havi számában (BARG, 1966), az Európa túlnyomó része fölötti időjárási- és blocking helyzetekben, az Indiai-óceán fölötti légáramlási helyzetekben, a Mediterráneum fölötti 500 hPa-os szintű áramlás zonalitásában (WRIGHT, 1968), a Laptev-tenger térségebéli szél- és hőmérséklet rendszerek változásában (BELÁZO, 1970), a hőmérsékletben az összes szélességen (ANGELL és KORSHOVER, 1978), a teljes ózonmennyiség változásában (WRIGHT, 1971; REITER és McDONALD, 1973), a VANGENHEIM- és a GIRS-féle légköri cirkulációs típusok, valamint a KAC- és a LAMB-féle légköri cirkulációs indexek ingadozásaiban, továbbá a földi légkör cirkulációjának intenzitásában (GORDIENKO és SLEPCOV-ŠEVLEVIĆ, 1979), az angliai és walesi csapadékban (TABONY, 1979), a trópusi és szubtrópusi állomások évi csapadékmennyisége idősoraiban (KLAUS, 1978), a kelet-ázsiai monszunhoz kapcsolódó évi, illetve évszakos csapadék ingadozásában (PARTHASARATHY és DHAR, 1976; HAKKARINEN és LANDSBERG, 1981), Dél-Afrika csapadékában (TYSON, et al., 1975) és Jeruzsálem csapadékában (ZANGVIL, 1979), valamint Ausztrália térségében a légnyomásban, a csapadékban és a tengerfelszín hőmérsékletben (TRENBERTH, 1975; COUGHLAN, 1978). E fent említett ciklusok közül azonban néhánynak csekély a statisztikai szignifikanciája.

Többen feltételezik, hogy ezen troposzférikus kvázikétéves oszcillációkat a nyilvánvalóbb sztratoszférikus kvázikétéves oszcilláció idézi elő a sztratoszféra-troposzféra kölcsönhatás néhány formáján keresztül. Így FOLLAND (1978) szignifikáns változásokat mutatott ki a sztratoszférikus kvázikétéves

oszcilláció nyugatiás fázisa impulzusmomentumában, mely áttevődhet a pólus felé, meridionális cirkulációk által. S viszont, ez a felső-troposzférikus hosszúhullám szerkezet modulációját okozhatja a közepes szélességeken, onnan befolyásolva a felszíni időjárási rendszereket. TRENBERTH (1975), BRIER (1978) és NICHOLLS (1978b, 1979) feltételezik, hogy a troposzférikus kvázikétéves oszcillációt óceán-légkör kölcsönhatás okozhatja. WRIGHT (1971) kétféle mechanizmust mutat be a légköri ingadozások magyarázatára. Az egyik típus külső fluktuáló hatást követel meg, mely választ idéz elő a légkörben. Ilyen külső erő lehet a Hold-árapály. A másik típus olyan fluktuációt feltételez, mely önfenntartó a Föld-Légkör rendszeren belül. Ilyen ingadozás létezése egy változónak a másokra való hatásai sorozatát kívánja meg, beleértve a láncolat bizonyos állapotában egy pozitív visszacsatolást. PECHALA (1979) szerint a légkör általános cirkulációja kvázikétéves ciklusú ingadozásait a szubtrópusi magasnyomású övek idézik elő. Mivel ezen övek az Egyenlítőre vonatkozóan aszimmetrikusan helyezkednek el, a kvázikétéves ciklusnak egy periodikus gyengülése és intenzifikálódása kell, hogy bekövetkezzen. JOLLIFFE (1983) leszögezi: "Míg az nem vitatott, hogy külső hatások, vagy visszacsatolási mechanizmusok részben szerepet játszhatnak, az bizonyított, hogy a kváziciklikus viselkedés lényeges része gyakran magyarázható egy egyszerűbb mechanizmussal, azaz az idősornak saját múltjától való másodrendű függésével."

Kvázikétéves oszcillációkat tapasztaltak napjelenségekben is. Ilyet mutatott ki SHAPIRO és WARD (HOPE, 1963), SLEPCOV-<sup>v</sup>SEVLEVIC<sup>v</sup> (1968), valamint SCHÖNWIESE (1969) a relatív napfolt-

számok variancia spektrumában, ami hasonló ciklust feltételez a szoláris ultraibolya sugárzásban. S minthogy statisztikailag szignifikáns kapcsolatot találtak földi paraméterek (a zonális cirkuláció intenzitásának, illetve a légnyomásnak kvázikétéves változásai) és a naptevékenység között (BÖHME, 1969; LOGINOV és SUHOMOZOVA, 1972), kézenfekvőnek tűnik említett szerzők azon föltevése, miszerint a kvázikétéves oszcilláció szoláris eredetű. HOPE (1963) megjegyzi, hogy a szoláris mechanizmusnak kell megmagyarázni egy a geomágneses mezőben mutatkozó hasonló, kb. 2 éves ciklust is.

Felvetődik a kérdés, vajon a troposzférikus kvázikétéves oszcilláció - bármi is az oka - felhasználható-e a hosszútávú előrejelzésben a sztratoszférikus kvázikétéves oszcillációra való hivatkozás nélkül? Általában bármely troposzférikus kvázikétéves oszcilláció használhatósága az előrejelzésben attól függ, hogy az idősorok varianciájának hányadrésze koncentrálódik a kvázikétéves oszcilláció csúcsában, és hogy milyen éles a csúcs. Egy kis kvázikétéves oszcilláció-csúcsot könnyen elnyomhatnak hosszú periódusú változások, vagy zajok, s így kicsi az előrejelzési értékük. Továbbá, ahogy feltételezték (FOLLAND, 1978), ha a kvázikétéves oszcilláció néhány kétéves és néhány hároméves periódusból épül fel, nehéz volna sikeresen használni. Leszögezhetjük, alapos munka szükséges még ahhoz, hogy kideríthessük a kvázikétéves oszcilláció lehetséges hasznát a hosszútávú előrejelzésben.

#### 4. 1. 2. EGYÉB PERIODICITÁSOK

meghökkenően terjedelmes választékát is megállapították meteorológiai adatokban. Az Észak-Atlanti térségben felszíni, illetve tengerszinti légnyomás idősorokban 2-, 3,5-4,0-, 5-6 és 11-12 hónapos periódusokat (AMELUNG, 1962; LANDSBERG et al., 1966; BERKES, 1968; LOGINOV és SUHOMOZOVA, 1972), továbbá 4-5 éves (LANDSBERG et al., 1966; SCHÖNWIESE, 1969, 1971), valamint 5-6 éves (WAGNER, 1971; MICHELCHEN, 1981) és 21 éves (WAGNER, 1971) periódusokat tártak föl. A déli félgömbön a január-július légnyomáskülönbség idősorában 3-, 5-, 6-, 11 és 18 éves ciklusok mutatkoztak (HAMINOV, 1966). TRENBERTH (1976) a Déli Oszcillációs Index perióduselemzésével 3-6 éves periódust kapott. A közepes havi 500 hPa-os térképekből származtatott mérsékelt övi szélességű ( $35-55^{\circ}$  N) félévi közepes zonális index 55 és 10 éves periódust mutat (WANG, SHAO-WO, 1963). SHAPIRO és STOLOV (1970) a felszíni légnyomás reális, összefüggő - valamivel nagyobb, mint 60 nap periódusú - változását mutatja ki a két poláris térség között, ami egy többé-kevésbé közvetlen tömegcserét jelez az Arktisz és az Antarktisz között. FU, CONG-BIN (1979) a meridionális cirkuláció intenzitásában 32-48 hónapos periódusú fluktuációt talált a trópusi Csendes-óceánon, PÉCZELY (1978) ugyanilyet a dél-csendes-óceáni szubtrópusi övezet és a Csendes-óceán egyenlítői övezete légnyomás anomália idősoraiban. ANGELL és KORSHOVER (1968) feltételezi, hogy a  $30^{\circ}$  N -  $30^{\circ}$  S szélességek között a két félgömb periodicitásai alapvetően fázisban vannak, továbbá megállapítja, hogy az északi félgömb telén és tavaszán az 500 hPa-os szinten a

meridionális áramlás, a hőszállítás, a zonális szél és a hőmérséklet változásában 16 év körüli periodicitás van. KLAUS (1975, 1978) trópusi és szubtrópusi állomások évi csapadékmennyiségei idősorában 5-10-, 12-13-, 20 és 30 éves periodicitásokat, THAMBYAPILLAY (1982) a trópusokon  $20 \pm 1$  év körüli, KUDRÁVCEVA (1973) az északi félgömbön 20-24 éves csapadék periodicitásokat mutatott ki. BHALME és JADHAV (1983) az India egyes területeire érvényes szárazsági index sorozatok periódusanalízisével statisztikailag reális 3,3-6,6-, 10 és 20 éves kváziperiodicitásokat tártak föl. E periódusok közül az első kettő közel áll a Déli-Oszcilláció modális csúcsaihoz, azt sugallva, hogy a szárazsági indexek oszcillációja kapcsolatba hozható az Indo-Pacifikum nagytérségű légnyomás változásaival. A másik két periódus (10 és 20 évesek) közel állnak a 11 éves napfoltciklushoz és a 22 éves kettős napfoltciklushoz. VOLGIN-GER et al. (1966) szerint geofizikai elemek idősorainak szekuláris változásai 3 csoportba foglalhatók: 1./ 6-8 éves periódusú ingadozások, melyek olyan pulzáció eredményei, amik a bolygó oceanoszférájában és a légkörben keletkeznek a Föld forgási pólusai mozgásának változásai esetén; 2./ 9-14 éves periódusú ingadozások, melyek az óceánban, vagy a légkörben a 11 éves naptevékenységet reprezentálják; 3./ 17-21 éves periódusú ingadozások, melyek a Hold-árapály 19 éves deklinációs ciklusát reprezentálják. SCHICKEDANZ és BOWEN (1977) Texas, Amarillo júliusi csapadékában 3-, 3,2-, 5,7-, 10,5-, 16,3 és 70 éves ciklusokat közölnek. Azonban nagyon különböző ciklus-készleteket találtak szomszédos állomásoknál és a többi nyári hónapban. GEORGIADES (1977) egy nyilvánvaló 4-5 éves ciklust fi-

gyelt meg a kanadai prérrik hőmérsékletében. BRADLEY (1976) egy megközelítőleg 5 éves ciklust közölt az USA téli csapadékában. PÉCZELY (1974b) 3-, 5-, 12-15-, és 19-21 éves szignifikáns periodicitást mutatott ki Magyarország szekuláris csapadékának területi átlagában. MARKHAM (1974) arra a következtetésre jutott, hogy 13 és 26 éves periodicitások vannak Fortaleza (Brazília) csapadékfeljegyzéseiben. Viszont az adatoknak JONES és KEARNS (1976) általi újólagos vizsgálata megkérdőjelezte ezt a következtetést.

WILLIAMS (1978) bizonyítékot talált arra, hogy az egy évnél nagyobb légköri periodicitások legtöbbször, ha nem az öszes - a kvázikétéves oszcillációtól eltekintve - nem lehet valós. Ő ugyanis kiszámította 98 északi félgömbi állomásra az évszakos csapadék spektrumait, 64 éves adatokat használva. A feltárt "statisztikailag szignifikáns" periodicitások száma hasonló volt 98 véletlen sorozat analízise alapján várható értékhez, jelezve, hogy a periodicitásoknak nem volt meggyőző bizonyítéka az adatokban. Meg kell állapítanunk azonban, hogy ez a vizsgálat nem különített el semmiféle kvázikétéves oszcillációt. Így a rendelkezésre álló bizonyíték azt feltételezi, hogy a kvázikétéves oszcilláción kívül széleskörű és erős periodicitás nem létezik a meteorológiai adatokban, legalábbis a hosszútávú előrejelzés számára lényeges (2-től 20 évig terjedő) időskálán.

Mégis, fölmerül a kérdés, vajon adott periodicitás keletkezhetne-e valamiféle helyi hatás által, és korlátozódhatna-e egy adott térségre? Három módszer létezik, melyekkel a lokalizált ciklusok bekövetkezése ellenőrizhető. Először múlt-



béli adatok ciklusossága vizsgálható és a posteriori szignifikancia tesztek alkalmazhatók. Másodsor, ha fizikai bizonyítékok, vagy más, adatokkal végzett független, előző vizsgálat azt feltételezik, hogy egy specifikus periodicitás lehetne jelen egy adott helyen, akkor a priori szignifikancia kritériumok alkalmazhatók az adatvizsgálatra. A harmadik módszer történeti adatok vizsgálata, bármiféle nyilvánvaló ciklikus viselkedésen alapuló statisztikai előrejelzési modell kifejlesztése és jövőbeni előrejelzés készítése, vagy a ciklusokra vonatkozó kezdeti kutatásoktól mentes, kisebb adatmennyiségen alapuló előrejelzés készítése. Amint új adatok állnak rendelkezésre, az előrejelzés ellenőrizhető, s az előrejelzési módszer hatékonyságára vonatkozó döntés meghozható (WMO, 1984).

Számos újabb tanulmány használhatta ily módon a történeti meteorológiai adatokat, hogy hosszútávú előrejelzéseket készítsen. GRAY (1976) kiszámította Délkelet-Angliára az évi csapadék hosszútávú idősorainak spektrumát. Ezzel az analízissel 40-, 50- és 100 éves periodicitásokat feltételezett. Ezt követően a periodikus komponensekből, plusz autoregresszív és mozgó átlagú kifejezésekből álló modellt illesztett az évtizedenként átlagolt csapadékokhoz. A modellt aztán arra használta, hogy előrejelezze az évtizedenként átlagolt csapadékot a következő néhány évtizedre. DYER (1977), valamint DYER és TYSON (1977) hasonló vizsgálatot végzett a dél-afrikai csapadékokra, bár ők egy trigonometrikus modellt használtak. SCHICKEDANZ és BOWEN (1977) is extrapolálta az általuk Amarillo-ra közölt ciklikus viselkedést.

A ciklusok tervezése által végzett előrejelzések verifi-

kációja általában nem mutatott helyes eredményt. NICHOLLS (1978a) egy trigonometrikus regressziós modellt illesztett az 1913-1962 közötti időszakból származó néhány ausztráliai csapadék adataira, s aztán a modellt az 1963-1975 közötti évek csapadék előrejelzésére használta. Az előrejelzések nagyon gyengék voltak.

Az USA-ra jónéhány évvel ezelőtt készített hosszútávú előrejelzések sorozatát (ABBOT, 1960, 1961; ABBOT és HILL, 1967) verifikálták (NATIONAL RESEARCH COUNCIL, 1977). Az előrejelzéseket számos nyilvánvaló ciklusra alapozott komplikált algoritmus segítségével készítették. A verifikáció arra a következtetésre vezetett, hogy az előrejelzések nem váltak be. FENNER (1975), PÉCZELY (1974b), valamint utóbbi tendencia-előrejelzését verifikálva ANTAL (1984) is a ciklusok extrapolációjának a használata ellen érvelt az előrejelzésben az esetben, ha nem tudjuk értelmezni azok fizikai természetét és eredetét. Másrésztől kvázikétéves oszcillációt tartalmazó számos, kváziperiodicitáson alapuló hosszútávú előrejelzési modell nagyon előzetes "valódi idő" tesztelése egy évre előre, havi előrejelzéseket készítve, némi beválást feltételezett (BLECHMAN és BRYSON, 1980). További verifikáció kívánatos (HARNACK és SAMMLER, 1982, 1983; BRYSON, 1983).

Két tényező szükséges ahhoz, hogy a meteorológiai adatok idősoraiban lévő periodicitásokra alapozott előrejelzések a beválás egy hasznos szintjét érhék el: 1./ a megfigyelt periodicitásnak valódi fizikai folyamatot kell reprezentálnia, és nem a mintavételi eljárás eredménye kell legyen. 2./ a periodicitással kapcsolatban lévő erőnek elég nagyoknak kell lennie ahhoz,

hogy biztosítson arról, hogy az nincs kapcsolatban az előrejelzett változóra vonatkozó véletlen hatásokkal.

Az empirikus ciklusokra alapozott verifikált előrejelzések sikerének általános hiánya azt sugallja, hogy e feltételek nem találkoznak össze a meteorológiai adatokban, s valószínűtlen, hogy sikeres lesz empirikus ciklusoknak a használata az időjárásnak néhány évre előre történő előrejelzésében. WALKER (1946) minderről a következőket mondta: "Úgy gondolom, hogy dolgainknak az égitestek által történő ellenőrzésében való hiedelem hosszú évei után emberek születtek, akik ösztönösen hittek az időjárási periódusok létezésében. Én a magamét elvesztettem, amikor az évszakos előrejelzések megbízhatóságának sürgető igénye arra készítetett, hogy az ösztönt a standard módszerek által megadott eredményekhez alkalmazott érvényes mennyiségi kritériumokkal helyettesítsem." Harminc évvel később az ember légköri ciklusok kutatására vonatkozó eredményeit a NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES (1975) így összegezte: "... világossá vált, hogy csaknem az összes állítólagos éghajlati ciklus vagy 1./ a statisztikai mintavétel eredménye, 2./ vagy a teljes varianciának oly kis töredékét magyarázza, hogy azok gyakorlatilag haszontalanok előrejelzési célokra, 3./ vagy a két-tő kombinációja." A fenti tanulmányok a nyilvánvaló ciklikus légköri viselkedéssel voltak kapcsolatban, melyet a posteriori tártak föl, azaz az ilyen ciklusok létezésének előrelátására vonatkozó erős fizikai okok nélkül. Az ilyen ciklusok statisztikai szignifikanciájának megfelelő trendjeit MADDEN és JULIAN (1971) elemezték, akik sokkal szigorúbb konfidencia tesztek használatát javasolják, mint azon ciklusok szignifikancia teszt-

jei, melyekre a létezésnek egy világos a priori reménye volt. Mégis, a légköri ciklusokat a posteriori feltáró számos tanulmány a priori ciklusokra alkalmas szignifikancia tesztekkel használt, így eltúlozva azok statisztikai szignifikanciáját.

Ha azonban egy specifikus ciklus létezésére vonatkozóan elfogadható fizikai hipotézis állapítható meg, akkor kevésbé szigorú konfidencia tesztek alkalmazhatók. Az alább következő tanulmányok olyan légköri ciklusokat kutattak, melyeknek vagy már a kutatás előtt megnevezték a periódusait, vagy elfogadható fizikai hipotézis támasztotta alá őket (mégpedig az, hogy a légkört az égitestek mozgása, vagy jellemzői befolyásolják). Számos tanulmányt publikáltak már a Nap-Föld kapcsolatokról (így pl. POKROVSKÁÁ<sup>^</sup>, 1969; VITELS, 1977; McCORMACK és SELIGA, 1979). A legnépszerűbb potenciális kozmikus hatás, melyet a légköri adatokban kutattak, a 11- és 22 éves napfoltciklusok hatása. Megállapították, hogy a Föld nyomásmezeje szekuláris változásainak alapvető és általános szabályszerűsége a 22 éves ciklus (MAKSIMOV és SLEPCOV-ŠEVLEVIĆ<sup>v</sup>, 1971; KARKLIN, 1973; OL<sup>l</sup> és SLEPCOV-ŠEVLEVIĆ<sup>v</sup>, 1973), továbbá, hogy a mágneses háborús indexében is létezik egy 22 éves éves ciklus (OL<sup>l</sup> és SLEPCOV-ŠEVLEVIĆ<sup>v</sup>, 1973). Ezekből arra következtettek, hogy a 22 éves napciklus globális skálán jelentkezik a Föld légkörében, s a légcirkulációban; így az éghajlat hosszútávú változásainak egy fontos sajátosságát képezi. Ugyanakkor megjegyzendő, hogy egyes szerzők a naptevékenység légcirkulációra gyakorolt hatására vonatkozóan ellentmondásos következtetésre jutottak (pl. MAKSIMOV és SLEPCOV-ŠEVLEVIĆ<sup>v</sup>, 1970, 1971). Ennek - LOGINOV (1971) szerint - egyik oka, hogy az alapadatok kiválasztási

kritériumai nem eléggé szigorúak. PITTOCK (1978) egy kiterjedt elemzést követően arra a megállapításra jutott, hogy: "... a tárgykörre vonatkozó terjedelmes irodalom ellenére jelenleg a napfoltciklusok, valamint az időjárás és az éghajlat közötti statisztikailag szignifikáns, vagy gyakorlatilag hasznos korrelációknak kicsi, vagy nem meggyőző a bizonyítéka. A rendelkezésre álló bizonyíték feltételezi, hogy ha a jövőben több adat és alaposabb vizsgálat lehetővé teszi a statisztikailag szignifikáns kapcsolatok feltárását, ezek oly keveset fognak megmagyarázni az éghajlati elem teljes varianciájából, hogy azoknak csekély a gyakorlati értéke." HROMOV (1973) a következőket állapítja meg: "... a kérdés témakörében elmélyülve, az kevéssé győz meg minket, viszont megismerttet egy sor ellentmondással, kétséggel, nem bizonyított feltevésekkel, sőt szétszárkítja a tudományos meteorológia elemeit, és az önkritika szomorú hiányát mutatja."

NICHOLLS (1981) ausztráliai állomásokról FLEER (1982) pedig az egész Földről származó csapadékfeljegyzések tanulmányozásával visszautasította annak lehetőségét, hogy a csapadék és a naptevékenység lineáris kapcsolatban vannak, további bizonyítékot adva HROMOV és PITTOCK következtetéseire. A légkörre vonatkozó kozmikus viselkedés számos egyéb hatását vizsgálták. Így pl. SHUKA (1963) a sarki fény maximális gyakorisága térségében kapcsolatot talált a mágneses aktivitás és a troposzférikus légnyomás között a tél, a tavasz és az őszy folyamán. SPARKMAN (1972) vizsgálatai szerint a geomágneses háborgás napjait légnyomás növekedés követi, a geomágnesesen csendes napokat pedig légnyomás csökkenés. ZUSINSKÁ<sup>v</sup><sup>^</sup> (1976) arra a kö-

vetkeztetésre jutott, hogy a napfoltszámok növekedése (s ennek megfelelően az általános cirkuláció intenzifikálódása) esetén az uralkodó rendszer (anticiklonosság, vagy ciklonosság) intenzifikálódik, és a napfoltszámok csökkenése esetén az uralkodó rendszer meggyengül.

Újabban kozmikus hatások által előidézett néhány egyéb szignifikáns periodicitást mutattak ki a Földön. LODER és GARRETT (1978) megállapította, hogy a 18,6 éves hold-ciklus modulálja a félnapi és a napi hold-árapály erőket és feltételezte, hogy ez egy 18,6 éves ciklushoz vezethet a tengerfelszín hőmérsékletben és talán az éghajlatban is. CURRIE (1979) e periódusnál az észak-amerikai hőmérsékletben egy gyenge ciklus létezéséről tudósít, és feltételezi (CURRIE, 1981), hogy a hold-ciklus egy 18,6 éves ciklust idéz elő az USA-ban a Mississippitől nyugatra lévő vidék aszályában. Újabban hasonló ciklusokat találtak az indiai és a kínai csapadékokban (CAMPBELL et al., 1983; HAMEED et al., 1983), valamint az Andokban (CURRIE, 1983). HIBLER és JOHNSON (1979) egy nyilvánvaló 20 éves ciklust mutattak ki egy Grönlandról származó vastag jégmag elemzése alapján, és feltételezték, hogy ez a ciklus a Napnak a naprendszer tömegközéppontja körüli mozgásának az eredménye. BRYSON és STARR (1978) szerint a Föld forgástengelyének kis mozgásai (CHANDLER-mozgás) befolyásolhatják az éghajlatot és havonta, sőt évre előre csapadék-előrejelzést tesznek lehetővé. WILSON (1978) azonban azt feltételezte, hogy a CHANDLER-ingásra való légköri válasz kicsi, és teljesen bizonytalan a más okokra visszavezethető légköri ingadozások folytonossága miatt. STARR (1983) később szintén erre a következtetésre jutott.

Viszonylag kis figyelmet fordítottak a kozmikus viselkedés ezen egyéb oldalainak az éghajlatra való lehetséges hatásaira, összehasonlítva azzal a hatalmas erőfeszítéssel, mely a napfoltciklusok és az éghajlat közötti kapcsolatok kutatásában jelentkezett. A rendelkezésre álló bizonyíték azonban nem feltételezi az időjárásra és az éghajlatra való nagyon erős hatásoknak a létezését. Így az ilyen viselkedés hosszútávú időjárás-előrejelzésekben való használatának kilátásai korlátozottak, bár CAMPBELL et al. (1983) feltételezi, hogy a 18,6 éves árapály erőhatás hasznos kiegészítő hosszútávú előrejelzési eszköz lehet.

Magyarországon perióduskutatással először - tudomásunk szerint - HERDEN (1878) foglalkozott, aki a harmonikus analízis módszerével előállította Pozsonyban a légnyomás és lég-hőmérséklet évi menetének első három periodikus összetevőjét. Szintén magyarországi állomásokra STEINER (1926, 1931) légnyomás, PÉCZELY (1952a, 1952b, 1974b) pedig hőmérséklet- és csapadék sorozatok periodogram elemzésére alkalmazta a harmonikus analízist. JORDAN (1949) a csapadék havi átlagértékeit vetette alá ezen eljárásnak. Már ő rámutatott arra, hogy az éves periódus mellett félévi hullám is fellép. Ennek okát PÉCZELY (1951) több hazai állomás csapadék adatai alapján a passzátrendszer féléves ingadozásában vélte megtalálni. Vizsgálták az atlanti-európai térség átlagos felszíni légnyomása havi és évi periodicitásait (BERKES, 1968), az európai szektor átlagos felszíni légnyomása és az 500 hPa-os szint magassága időbeli változásának periodikus összetevőit (RÁKÓCZI és PRÁGER, 1976), magyarországi állomások nyári csapadékának periodicitásait

(PÉCZELY és CSOMOR, 1973), hőmérsékleti idősorainak periodicitásait (PÉCZELY és MAKRA, 1980; HAMED et al., 1986), s a Duna-Tisza vízrendszer vízjárásának periodikus változásait (OROSS és VAS, 1974). A Kárpát-medence térségében ezen paraméterek elemzésével számos egyéb szignifikáns periodicitás mellett a 13-15 éves volt a legmarkánsabb, mely a fentebb említett vizsgálatok mindegyikében felbukkant, továbbá megtalálták azt a Kárpát-medence térségére érvényes egyes makroszínoptikus helyzetek időbeli menetében, valamint az izlandi és az azori légnyomási akciócentrumok nyári, illetve téli félévi átlagos tengerszinti légnyomás értékeinek időbeli változásában (MAKRA, 1980). Utóbbi arra enged következtetni, hogy az említett paraméterek 13-15 éves periodicitása a zonális cirkuláció intenzitásának hasonló periodicitására vezethető vissza.

#### 4. 2. CIKLUSOK ÉS KVÁZIPERIODICITÁSOK A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁS FÖLDGÖMBI ELOSZLÁSÁBAN

##### 4. 2. 1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

von HANN és SÜRING (1939) a következőképpen összegezte a felszíni légnyomás évi menetét tárgyaló korábbi munkák fő eredményeit. Az egyenlítői területek fölött az évi változás nagyon csekély. A magasabb szélességeken az évi változás három fő típusba sorolható: 1./ kontinentális típus, melyet téli légnyomás maximum és nyári légnyomás minimum jellemez, 2./ az óceáni típusnál a maximum nyáron, a minimum késő ősszel van, 3./ az ark-



tikus és szubarktikus típusnál pedig a maximum áprilisban, vagy májusban, a minimum januárban, vagy februárban fordul elő, egy novemberi másodmaximummal. von HANN és SÜRING osztályozási rendszerét - mely főképp északi félgömbi állomások adatain alapult - lényegében a legújabb leírások is igazolták.

WAHL (1942) volt az első, aki harmonikus analízist alkalmazott a felszíni légnyomás földgömbi eloszlása évi és félévi ciklusainak tanulmányozására. Eredményei a fenti leírással összhangban voltak. BECKER (1949) rámutatott arra, hogy a déli félgömb szubtrópusi óceánjai fölött a tengerszinti légnyomás maximuma inkább télen következik be, semmint nyáron. BECKER eredményeit később igazolta GORDON (1953), SCHWERDTFEGER és PROHASKA (1956), valamint HOFMEYR (1957). Az óceánok közepes szélességű térségeit, valamint a déli félgömb poláris területeit összevetve az  $50^{\circ}$  S szélesség és az antarktiszi partvidék közötti övezettel, a légnyomás évi menetében a félévi ciklus ellentétes fázist mutat. E jelenséget - mely a mi adatainkban is jól tükröződik (24. a. b. ábra) - többen leírták már (pl. VOWINCKEL, 1955a, 1955b; SCHWERDTFEGER és PROHASKA, 1956; HOFMEYR, 1957; SCHWERDTFEGER, 1967; VAN LOON, 1967, 1971). E munkák többségét VAN LOON (1972) felülvizsgálta. HSU és WALLACE (1976) rácspontokra interpolált havi közepes tengerszinti légnyomás idősorokban az évi és félévi ciklusok globális eloszlását elemezték.

#### 4. 2. 2. EREDMÉNYEK

Az egyes állomásokról rendelkezésre álló tengerszinti légnyomás idősorokat - a lineáris trendek eltüntetése után - harmonikus analízisnek vetettük alá. A módszert (lásd: Függelék) számos szerző leírta már. Köztük HAMED et al. (1986) a harmonikus analízis igen világos és tömör áttekintését adja. Ugyanő (HAMED et al., 1987) meghatározott periódushosszhoz tartozó amplitúdó realitásának eldöntéséhez a Monte-Carlo módszer felhasználásával olyan küszöbértékeket ad meg, melyeknél nagyobb amplitúdók bekövetkezési valószínűsége már igen kicsi - 10, 5, illetve 1 % (lásd: Függelék). Döntési eljárásunkban az amplitúdók szignifikanciáját e küszöbértékek alapján állapítottuk meg.

Az amplitúdókat és fázisszögeket (ezentúl: fázisokat) térképesen ábrázoltuk vektoriális formában (23-24. ábra), ahol a nyilak hossza az évi ciklus amplitúdóját jelzi, az irányítást pedig a fázis mutatja. Térképezéskor az adott állomás földrajzi koordinátáira kerül a hozzá (vagyis légnyomás idősorához) tartozó amplitúdóhossz felezőpontja. A fázis értelmezése a következő. Ha egy nyíl északról dél felé mutat, az maximumot jelez az évi ciklusban január 1.-én; ha pedig keletről nyugat felé mutat, április 1.-én jelez maximumot, stb. Így a nyilak az óramutató járása szerint forognak, kb.  $1^{\circ}$ -ot naponként. Megjegyezzük, hogy ezzel a fázis-értelmezéssel egy nyíl, ami északról dél felé mutat, az északi félgömbön téli maximumot, ugyanakkor a déli félgömbön nyári maximumot jelez, stb. A fázis értelmezése a félévi ciklusra ugyanaz, azzal a megkö-

téssel, hogy a vektorok végpontjaiban nincsenek nyilak. Ha ilymódon egy vektor észak-déli irányban áll, ez olyan félévi ciklust jelez, melynek a maximuma január 1.-én és július 1.-én van; ha kelet-nyugati irányú, akkor pedig április 1.-én és október 1.-én lép fel maximum, stb.

Az évi ciklus amplitúdói és fázisai a 23. ábrán láthatók, míg a félévi ciklusait a 24. ábra mutatja. (Kiegészítések. 23. a. b. ábra: a 0,5 hPa-nál kisebb amplitúdókat üres körök jelzik. 23. c. ábra: a 0,2 hPa-nál kisebb amplitúdókat üres körök jelzik. 24. a. b. c. ábra: a 0,1 hPa-nál kisebb amplitúdókat üres körök jelzik. Azokat az állomásokat, amelyeknél az évi ciklus második harmonikusa nagyobb, mint az első harmonikus, tömött körök mutatják.)

Ezen 23-24. ábrák alapján a következők állapíthatók meg.

- A HANN és SÜRING (1939) által leírt "kontinentális típus" nyilvánvaló az összes kontinens fölött, mindkét félgömb szubtrópusi és közepes szélességein.

- HANN és SÜRING "óceáni típusa" csupán az északi félgömb szubtrópusi és közepes szélességeken fekvő óceánjaira alkalmazható. Késő ősztől a téli maximum irányába mutató tendencia figyelhető meg a déli félgömb szubtrópusi óceánjai fölött; ahol az évi ciklus amplitúdói számottevően kisebbek, mint a szomszédos kontinensek fölött. Ennélfogva a fejezet eredményei megerősítik BECKER (1949) megállapításait.

- Az északi félgömb poláris térségei fölött az évi ciklusban egy nyár végi, őszi maximum tendenciája figyelhető meg, szemben HANN és SÜRING, valamint HSU és WALLACE (1976) következtetéseivel, akik itt tavaszi maximumra való hajlamot álla-

pítottak meg.

- Kifejezett féléves oszcilláció figyelhető meg a déli félgömb közepes szélességű óceánjai, valamint az antarktisi partvidék fölött. A  $40-50^{\circ}$  S szélességek között maximumra való tendencia tapasztalható a napéjegyenlőségek idején, míg a  $60^{\circ}$  S szélességtől délre a maximumok a napfordulókhoz közeli időpontokban lépnek föl. Ezt a déli félgömb közepes és magasabb szélességei közötti eltérő fázisú féléves oszcillációt számos kutató már korábban megállapította, amint ezt a 4. 2. 1. fejezetben említettük is. (Bár az állomáshálózat rendkívül ritka ebben a térségben, arra mégis elegendő, hogy a déli félgömb említett területének legnagyobb része fölött kimutassuk e jelenséget.)

Eredményeink a harmadik megállapítástól eltekintve jó egyezést mutatnak HANN és SÜRING (1939) eredményeivel, valamint HSU és WALLACE (1976) következtetéseivel.

Megvizsgáltuk állomásonként a tengerszinti légnyomás évi, illetve félévi ciklusának, valamint az összes többi periodikus összetevő hullámnak a statisztikai realitását. A vizsgálat állomásonként  $n/2 - 1$  db összetevő hullámra terjedt ki, - a 2.-tól az  $n/2 - ik$  periodikus összetevőig - ahol  $n$  a minta elemszáma (a havi közepes tengerszinti légnyomás értékek száma a tekintett időszakban).

Az évi ciklus csupán az állomások 13,4 %-ánál nem volt karakterisztikus. Ezek területei a Csendes-óceán déli medencéjében, Indonézia és Közép-Amerika térségében, továbbá Nyugat-Európában és a Baltikumban vannak (25. a. ábra). A félévi ciklus az állomások 38,1 %-ában hiányzik. Egyáltalán nem tapasztal-

ható a Csendes-óceán egész medencéjében, Európában, az északi félgömb poláris régióiban, Ausztráliában, az indiai szubkontinensen és Dél-Amerika jelentős részén (25. b. ábra). Az összes állomás 19,4 %-án mutatkozott 11 és 13 havi szignifikáns periodicitás. Ezek az évi ciklus részei, attól nem tekinthetők teljesen függetlennek. A 14 havi periódus 2 esetben, a 4 havi 6, a 2 havi 4 esetben, egyéb periódusok rendre 1-1 alkalommal, összesen 7 esetben voltak statisztikailag reálisak, azaz ez utóbbiak összesen a vizsgált állomásoknak csupán 6,5 %-ában voltak szignifikánsak. Ezen eredmények alapján általánosságban leszögezhetjük, hogy a tengerszinti légnyomás időbeli menetében a Földön csak kétféle ciklus létezik: a jellegzetes 12 havi és a kevésbé markáns 6 havi. Egyéb periodicitás nincs. Ennélfogva a 4. 1. fejezetben említett, számos szerző által a legkülönfélébb meteorológiai elemek időbeli menetében a tengerszintre megállapított nagyszámú és igen különböző, statisztikailag szignifikánsnak tekintett periódusok valószínűleg hamisak. Létrejöttükben vagy a mintavételi eljárás, vagy a statisztikai szignifikancia vizsgálat hiányosságai játszanak szerepet, vagy a kettő együtt. A leggyakrabban kutatott periodicitások - a 11 éves napfoltciklus, a troposzférikus kvázikétéves (leginkább 26 hónapos) oszcilláció, s a Déli Oszcilláció - a tengerszinti légnyomás időbeli menetében nem tükröződnek.

#### 4. 3. HIVATKOZÁSOK

- ABBOT, C. G., 1960: A long-range forecast of United States precipitation. *Smithson. Misc. Collect.*, 139/9/.
- ABBOT, C. G., 1961: A long-range temperature forecast. *Smithson. Misc. Collect.*, 143/5/.
- ABBOT, C. G., és HILL, L., 1967: Supplement to a long-range forecast of United States precipitation. *Smithson. Misc. Collect.*, 152/5/.
- AMELUNG, U., 1962: Die dritteljährliche Luftdruckwelle auf der Nordhalbkugel und höhere Harmonische. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Ser. A.*, 13/2/, 241-262.
- ANGELL, J. K. és KORSHOVER, J., 1968: Additional evidence for quasi-biennial variations in tropospheric parameters. *Mon. Wea. Rev.*, 96., 778-784.
- ANGELL, J. K. és KORSHOVER, J., 1974: Quasibiennial and long-term fluctuations in the centers of action. *Mon. Wea. Rev.*, 102., 669-678.
- ANGELL, J. K. és KORSHOVER, J., 1978: Global temperature variation surface - 100 mb: An update into 1977. *Mon. Wea. Rev.*, 106., 755-770.
- ANGELL, J. K.; KORSHOVER, J. és CARPENTER, T. H., 1966: Note concerning the period of quasi-biennial oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 94., 319-323.
- ANGELL, J. K.; KORSHOVER, J. és COTTEN, G. F., 1969: Quasi-biennial variations in the "centers of action". *Mon. Wea. Rev.*, 97., 867-872.
- ANTAL, E., 1984: Visszatekintés egy éghajlati előrejelzésre. *Természet Világa*, 115., 370-371.
- BARG, B., 1966: Eine annähernd zweijährige Schwingung im Verhalten des Bodendrucks in Nordwesteuropa. *Zeitschrift für Meteorologie*, 18- / 8/10 /, 361-368.
- BAYER, K. és BAYEROVÁ, V., 1969: Langfristige Schwankungen der troposphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik im Zeitraum 1949-1966. *Annalen der Meteorologie, Offenbach a. M.*, 4., 221-226.
- BECKER, R., 1949: Der planetarische Jahresgang der maritim-subtropischen Hochdruckkerne. *Ann. Meteor.*, 2., 40-51.
- BSLÁZD, V. A., 1970: Cikličnost' v razvitii atmosferynyh processov i izmeneniâ temperatury v raione morâ Laptevnyh v osennij period. *Trudy, A. A. N. I.I.* 206., 224-238.
- BERKES, Z., 1968: Jährliche Veränderung der Atlantisch-europäischen Luftdruckverteilung. *Időjárás*, 72., 330-340.
- SHALME, H. N. és JADHAV, S. K., 1983: Major quasi-periodic fluctuations in the drought indices. *Archives für Meteorologie, Geophysics and Bioclimatology*, 32/ 2/3 /, 309-317.
- BLECHMAN, J. B. és BRYSON, R. A., 1980: Long range precipitation forecasting with a new UW model. *Proc. Fifth Annual Climate Diagnostics Workshop, Seattle*

- BÖHME, W., 1969: Über den etwa 2 jährigen Zyklus der allgemeinen Zirkulation und seine Ursachen. Nationalkomitee für Geodasie und Geophysik, /Veröffentlichungen/, Ser. 2., No. 9., 160 p.
- BRADLEY, R. S., 1976: Seasonal precipitation fluctuations in the western United States during the late nineteenth century. Mon. Wea. Rev., 104., 501-512.
- BRIER, G. W., 1978: The quasi-biennial oscillation and feedback processes in the atmosphere-ocean-earth system. Mon. Wea. Rev., 106., 938-946.
- BRYSON, R. A., 1983: Comments on "Performance of the 1976 University of Wisconsin model for United States long-range forecasts made for 1976-80". Bull. Amer. Meteorol. Soc., 64., 651-654.
- BRYSON, R. A. és STARR, T. B., 1978: Indications of Chandler compensation in the atmosphere. In: Climatic Change and Food Production, edited by Takahashi, K. és Yoshino, M. M., University of Tokyo Press, 257-278.
- BUGAEV, V. A.; KAC, A. L. és UGRUMOV, A. I., 1972: Dvuhletnáá cikličnosť v atmosfernoj cirkulácii. In: Problemy obšej cirkulácii atmosfery. Trudy, 68-78.
- CAMPBELL, W. H.; BLECHMAN, J. B. és BRYSON, R. A., 1983: Long-period tidal forcing of Indian monsoon rainfall: An hypothesis. J. Climate Appl. Meteor., 22., 287-296.
- COUGHLAN, M. J., 1978: Changes in Australian rainfall and temperature, in Climatic change and variability: A southern perspective, edited by Pittock, A. B. et al., Cambridge University Press, New York
- COY, L., 1979: An unusually large westerly amplitude of the quasi-biennial oscillation. J. Atmos. Sci., 36., 174-176.
- CURRIE, R. G., 1979: Distribution of solar cycle signal in surface air temperature over North America. J. Geophys. Res., 84., 753-761.
- CURRIE, R. G., 1981: Solar cycle signal in air temperature in North America: amplitude, gradient, phase and distribution. J. Atmos. Sci., 38., 808-818.
- CURRIE, R. G., 1983: Detection of 13,6 year nodal induced drought in the Patagonian Andes. Geophys. Res. Letters, 10., 1039-1092.
- DYER, T. G. J., 1977: On the application of some stochastic models to precipitation forecasting. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 103., 177-189.
- DYER, T. G. J. és TYSON, P. D., 1977: Estimating above and below normal rainfall periods over South Africa 1972-2000. J. Appl. Meteorol., 16., 145-147.
- EBDON, R. A., 1975: The quasi-biennial oscillation and its association with tropospheric circulation patterns. Met. Mag., 104., 282-297.
- FENNER, J. A., 1975: The winter of 1974-5: The problem of extrapolation. Weather, 30., 272-273.
- FLEER, H. E., 1982: Rainfall fluctuations and sunspot variability. Arch. Meteor. Geophys. Bioclimat., Ser. B., 30., 73-85.

- FOLLAND, C. K., 1977: Recent work on some quasi-cyclic fluctuations of meteorological parameters affecting British climate. *Weather*, 32., 336-342.
- FOLLAND, C. K., 1978: The quasi-biennial and biannual cycles. *Weather*, 33., 364-365.
- FU, CONG-BIN, 1979: On the variation of mean meridional circulation related with long-range weather processes. *Acta Meteorologica Sinica*, Beijing, 37., 74-85.
- GEORGIADIS, A. P., 1977: Trends and cycles of temperature in the prairies. *Weather*, 32., 99-101.
- GODSON, W. L., 1967: Long-period atmospheric oscillations as components of the general circulation. *Proceedings of the International Symposium on Dynamics of Large-Scale Processes in the Atmosphere*. Edited by Monin, A. S., Moskva, Izdatel'stvo "Nauka", 388-392.
- GORDIENKO, A. J. és SLEPCOV-ŠEVLEVIČ, B. A., 1979: Mežgodováá izmenčivost' indeksov atmosfernoj cirkulácii. *Trudy, G. G. O.*, 428., 55-56.
- GORDON, H. A., 1953: Seasonal changes in the mean pressure distribution over the world and some inferences about the general circulation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34., 357-367.
- GORDON, H. A. és WELLS, N. C., 1975: Odd and even numbered year summer temperature pulse in central England. *Nature*, 256., 296-297.
- GRAY, B. M., 1976: Medium term fluctuations of rainfall in southeastern England. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 102., 627-638.
- HAKKARINEN, I. M. és LANDSBERG, H. E., 1981: Precipitation fluctuations in monsoon Asia during the last 100 years. Maryland Univ., College Park, Meteorology Program Publication, No. 81-191., 71. p.
- HAMED, A. F.; GULYÁS, O. és KETSKEMÉTY, L., 1986: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. I. Időjárás, 90., 14-23.
- HAMED, A. F.; SZENTIMREI, T. és GULYÁS, O., 1987: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. II. Időjárás, 91.,
- HAMED, A. F., 1987: Meteorológiai idősorok periodicitásának statisztikai elemzése. Kandidátusi értekezés, Budapest
- HAMEED, S.; YEH, W. M.; LI, M. T.; CESS, R. D. és WANG, W. C., 1983: An analysis of periodicities in the 1470 to 1974 Beijing precipitation record. *Geophys. Res. Letters*, 10., 436-439.
- HAMINOV, N. A., 1966: O nekotoryh zakonomernostáh mnogoletnih izmenenij atmosferного davleniá v úznom polušarii Zemli. *Trudy, G. G. O.*, 198., 154-159.
- HARNACK, R. P. és SAMMLER, W. R., 1982: Performance of the 1976 University of Wisconsin model for United States long-range forecasts made for 1976-80. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 63., 23-28.
- HARNACK, R. P. és SAMMLER, W. R., 1983: Corrections and additions to verification study of performance of 1976 University of Wisconsin model. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 64., 611-613.
- HERDEN, A., 1878: A légnyomás és hőmérsék változásainak egyenletei Pó-zsonyban, *Meteorológiai Intézet Évkönyvei*, 1876/6/ , 99-103.



- HOFMEYR, W. L., 1957: Atmospheric sea-level pressure over the Antarctic. Meteorology of the Antarctic. Edited by Van Rooy, M. P., Weather Bureau, Pretoria, South Africa, 51-70.
- HIBLER, W. D. és JOHNSON, S. J., 1979: The 20 year cycle in Greenland ice core records. Nature, 280., 401-483.
- HOLTON, J. R. és TAN, HSIU-CHI, 1980: Influence of the Equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. J. Atmos. Sci., 37., 2200-2208.
- HOPE, E. R., 1963: Geomagnetic analog of 26-month meteorological and sunspot cycle and /comments by/ Ralph Shapiro and Fred Ward. J. Atmos. Sci., 20., 342-343.
- HROMOV, S. P., 1973: Solar cycles and climate. Meteorol. Gidrol., 9., 90-112.
- HSU, CHIN-PING F. és WALLACE, J. M., 1976: The Global Distribution of the Annual and Semiannual Cycles in Sea Level Pressure. Mon. Wea. Rev., 104., 1597-1601.
- JOLLIFFE, I. T., 1983: Quasi-periodic meteorological series and second-order autoregressive processes. Journal of Climatology, 3., 413-417.
- JONES, R. H. és KEARNS, J. P., 1976: Fortaleza Ceara Brazil rainfall. J. Appl. Meteorol., 15., 307-308.
- JORDAN, K., 1949: Periodikus menetet mutató észlelések megközelítése trigonometrikus függvényvel. Időjárás, 53., 226-231.
- KARKLIN, V. P., 1973: 22-letnij cikl solnečnoj aktivnosti i pole atmosfernogo davleniá umerennyh i vysokih širok severnogo polušariá. Geofizičeskoe Obščestvo SSSR, Leningrad, Izvestiá, 105., 275-280.
- KLAUS, D., 1975: Periodische und Statistische Beziehungen zwischen den jährlichen Häufigkeiten der Grosswetterlagen Europas und der räumlichen Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen in Teilen West-Afrikas. Erdkunde, Bonn, 29., 248-267.
- KLAUS, D., 1978: Periodizitäten der jährlichen Niederschlagssummen in den Tropen und Subtropen. Ihre Beziehungen zur Zirkulationsform der polaren Westerlies und zu den solaren Aktivitätsschwankungen. Wetter und Leben, Vienna, 30., 209-223.
- KUDRÁVCEVA, L. A., 1973: K voprosu ob issledovanii 20-24 letnego cikla v hode karakteristik atmosfernoj cirkulácii i osadkov. Trudy, G. G. O., 299., 106-115.
- LANDSBERG, H. E., 1962: Biennial pulses in the atmosphere. Beitrage zur Physik der Athmosphäre. Frankfurt a. M., 35/ 3/4 /, 184-194.
- LANDSBERG, H. E. et al., 1966: Spectrum and cross-spectrum analysis of atmospheric pressure and pressure gradients of the North Atlantic area. Research and Development Report. U. S. National Weather Records Center, Asheville, N. C., No. 16., 26 p.
- LINDZEN, R. S. és HOLTON, R. J., 1968: A theory of the quasi-biennial oscillation. J. Atmos. Sci., 25., 1095-1107.
- LODER, J. W. és GARRETT, C., 1978: The 18,6 year cycle of sea surface temperature in shallow seas due to variations in tidal mixing. J. Geophys. Res., 83., 1967-1970.

- LOGINOV, V. F., 1971: Karakter proávleniá solnečnoj aktivnosti v atmosfere. Akademiá Nauk SSSR, Izvestiá, Ser. Geog., No. 1., 90-92.
- LOGINOV, V. F. és SUHOMOZOVA, G. I., 1972: Vozmožná priroda nekotoryh cikličeskikh sostavláúših v atmosfernom davlenii. Geografičeskoe Obšestvo SSSR, Izvestiá, 104., 213-217.
- MADDEN, R. A. és JULIAN, P. R., 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28., 702-708.
- MAKRA, L., 1980: Large Scale Weather Situations in Hungary and the Periodical Components of their Time Array. Acta Clim. Univ. Szegediensis, Tom. XVI-XVII., Fasc. 1-4., 19-43.
- MAKSIMOV, I. V. és SLEPCOV-ŠEVLEVIČ, B. A., 1970: K izučeníú odinnadcatiletnej solnečno-obuslovljenoj baričeskoj volny v Úžnom polušarii Zemli. Sovetskaá Antarktičeskaá Ekspediciá, Informacionnyj Bulletin, No. 77., 63-72.
- MAKSIMOV, I. V. és SLEPCOV-ŠEVLEVIČ, B. A., 1971: O svázi solnečnoj aktivnosti i baričeskogo polá severnogo polušariá Zemli. Akademiá Nauk SSSR, Doklady, Ser. Matem. Fizika, 201/ 1/3 /, 339-341.
- MARKHAM, C. G., 1974: Apparent periodicities in rainfall at Fortaleza, Ceara, Brazil. J. Appl. Meteorol., 13., 176-179.
- MCCORMACK, B. M. és SELIGA, T. A. /eds./, 1979: Solar-terrestrial influences on weather and climate. Proceedings of a symposium /workshop/ held at Ohio State University, 24-28. August 1978., D. Reidel, Hingham, Mass.
- MICHELCHEN, N., 1981: Estimates of large-scale atmospheric pressure variations in the upwelling area off northwest Africa. In: IDOE International Symposium on Coastal Upwelling. Univ. of Southern C. A., Los Angeles, 1980. Coastal upwelling. American Geophysical Union, Washington, D. C., 17-20.
- NEWELL, R. E.; KIDSON, J. W.; VINCENT, D. G. és BOER, G. J., 1974: The General Circulation of the Tropical Atmosphere and Interaction with Extratropical Latitudes. vol. 2., M. I. T. Press, Cambridge, Mass.
- NICHOLLS, N., 1978a: Comment on the paper "On the application of some stochastic models to precipitation forecasting" by DYER, T. G. J., Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 104., 228-230.
- NICHOLLS, N., 1978b: Air-sea interaction and the quasi-biennial oscillation. Mon. Wea. Rev., 106., 1505-1509.
- NICHOLLS, N., 1979: A simple air-sea interaction model. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 105., 93-105.
- NICHOLLS, N., 1981: Sunspot cycles and Australian rainfall. Search, 12., 83-85.
- OL', A. I. és SLEPCOV-ŠEVLEVIČ, B. A., 1973: Influence of the 22-year solar cycle on the atmosphere of the Northern Hemisphere. Problems of the Arctic and the Antarctic, Jerusalem, No. 40., 81-92.
- OROSS, G. és VAS, Z., 1974: A Duna-Tisza vizrendszer vizjárásának periodicitásai. Acta Clim. Univ. Szegediensis, Tom. XIII., 15-24.

- PARTHASARATHY, B. és DHAR, O. N., 1976: A study of trends and periodicities in the seasonal and annual rainfall of India. *Indian J. Meteorol. Hydrol. Geophys.*, 27., 23-28.
- PECHALA, F., 1979: Teoria vznikovenia kvazidvuhletnego cikla v atmosfere. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Prague, 23., 68-73.
- PERRY, J.D., 1977: The relationship between the strength of the quasi-biennial oscillation in the equatorial stratosphere and the mean anomaly of the monthly mean maximum screen temperature at Oxford. *Met. Mag.*, 106., 212-219.
- PÉCZELY, G., 1951: A passzáttrendszer hatása Magyarország csapadékjárásában. *Időjárás*, 55., 274-277.
- PÉCZELY, G., 1952a: A légnyomás, hőmérséklet és csapadék ritmusairól. *Időjárás*, 56., 226-234.
- PÉCZELY, G., 1952b: Adatok a nyár és tél hőmérsékleti ritmusaihoz. *Időjárás*, 56., 296-297.
- PÉCZELY, G. és CSOMOR, M., 1973: Magyarország nyári csapadékának periodicitásai. *MTA X. Osztályának Közleményei*, 6/1-4.
- PÉCZELY, G., 1974b: A jövő időjárása a múlt adataiban. *Természet Világa*, 105., 248-250., 256.
- PÉCZELY, G., 1978: Fluctuation of precipitation in the Tropical zone of the Pacific. *Időjárás*, 82., 1-16.
- PÉCZELY, G. és MAKRA, L., 1980: Winter and summer temperature periodicities in Budapest. *Acta Clim. Univ. Szegediensis*, Tom. XVI-XVII., Fasc. 1-4., 89-93.
- PITTOCK, A. B., 1978: A critical look at long-term sun-weather relationships. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16., 400-420.
- POKROVSKAĀ, T. V., 1959: O dvuhletnej cikličnosti v hode meteorologičeskikh ávlenij. *Trudy, G. G. O.*, No. 89., 28-39.
- POKROVSKAĀ, T. V., 1969: Synoptical-climatological and helio-geophysical long-range weather forecasts. *Leningrad, Gidrometeoizdat*, 252 p.
- QUIROZ, R. S., 1981: Periodic modulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109., 665-674.
- RASMUSSEN, E. M.; ARKIN, P. A.; CHEN, W. Y. és JALICKEE, J. B., 1981: Biennial variations in surface temperature over the United States as revealed by a singular decomposition. *Mon. Wea. Rev.*, 109., 587-593.
- RÁKÓCZI, F. és PRÁGER, T., 1976: A felszíni légnyomás és a geopotenciál területi átlagának időszora Európában. *Időjárás*, 80., 154-161.
- REDDY, S. J., 1977: Forecasting on the onset of southwest monsoon over Kerala. *Indian J. Meteorol. Hydrol. Geophys.*, 28., 113-114.
- REITER, E. R. és Mc.DONALD, B. C., 1973: Quasi-biennial variations in the wintertime circulation of high latitudes. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. A.*, 22/ 2/3 /, 145-167.

- RIMA, A., 1961: Contributo allo studio della pressione atmosferica nella Svizzera Italiana. /Contribution to the study of the atmospheric pressure of Italian Switzerland./ Rivista Tecnica della Svizzera Italiana, Lugano, No. 5/7., 23. p.
- SCHICKEDANZ, P. T. és BOWEN, E. G., 1977: The computation of climatological power spectra. J. Appl. Meteorol., 16., 359-367.
- SCHÖNWIESE, C. D., 1969: Spektrale Varianzanalyse klimatologischer Reihen im longperiodischen Bereich. Wissenschaftliche Mitteilungen, Munich Universität, Meteorologisches Institut, No. 15., 81 p.
- SCHÖNWIESE, C. D., 1971: Klimaanalyse mittels Varianzspektrum und numerischer Bandpassfilterung. Wissenschaftliche Mitteilungen, München Universität, Meteorologisches Institut, No. 21., 62-63.
- SCHÖNWIESE, C. D., 1980: Statistical comparison of central England annual and monthly mean air temperature variability. Met. Mag., 109., 101-113.
- SCHWERDTFEGER, W., 1967: Annual and semiannual changes of atmospheric mass over Antarctica. J. Geophys. Res., 72., 3543-3547.
- SCHWERDTFEGER, W. és PROHASKA, F., 1956: Der Jahresgang des Luftdrucks auf der Erde und seine halbjährige Komponente. Meteor. Rund., 9., 33-43.
- SHAPIRO, R., 1964: Mid-latitude biennial oscillation in the variance of the surface-pressure distribution. Roy. Met. Soc., Quart. J., 90., 328-331.
- SHAPIRO, R. és STOLOV, H. R., 1970: Surface pressure variations in polar regions. J. Atmos. Sci., 27., 1021-1026.
- SHUKA, T. I., 1963: Vozdejstvie solnečnoj aktivnosti na davlenii v troposfere. A. N. SSSR, Izvestiâ, ser. Geofiz., No. 4., 657-659.
- SLEPCOV-ŠEVLEVIČ, B. A., 1968: Korotkie vozmušeniâ solnečnoj aktivnosti i vozmožnye pričiny neodnoznačnosti ih svâzy s kolebaniâmi gidrometeorologičeskikh elementov. Problemy Arktiki i Antarktiki, Leningrad, No. 14., 41-46.
- SPARKMAN, J. W., 1972: Suggestion of a relationship between geomagnetic changes and surface-pressure changes. Met. Soc. Japan, Tokyo, Journal, 50., 384-388.
- STARR, T. B., 1933: On the dynamic atmospheric response to the Chandler Wobble forcing. J. Atmos. Sci., 40., 929-940.
- STEINER, L., 1926: A budapesti évi légnyomás közepek periodogramja. Az időjárás, 30., 65-69.
- STEINER, L., 1931: A harmonikus analízis a meteorológiában. Az Időjárás, 35., 91-94.
- TABONY, R. C., 1979: A spectral and filter analysis of long-period rainfall records in England and Wales. Met. Mag., 108., 97-118.
- THAMBYAPILLAY, G. G. R., 1982: Precipitation trends within the intertropical convergence zone; a preliminary observation. Japan, Tsukuba Univ., Inst. of Geoscience, Climatological Notes, No. 29., 126-129.

- TRENBERTH, K. E., 1975: A quasi-biennial standing wave in the Southern Hemisphere and interrelations with sea surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101., 55-74.
- TRENBERTH, K. E., 1976: Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102., 639-653.
- TRENBERTH, K. E., 1979: Interannual variability of the 500 mb zonal mean flow in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 107., 1515-1524.
- TRENBERTH, K. E., 1980: Atmospheric quasi-biennial oscillations. *Mon. Wea. Rev.*, 108., 1370-1377.
- TRENBERTH, K. E. és PAOLINO, D. A., 1981: Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 109., 1169-1189.
- TYSON, P. D., DYER, T. G. J. és MAMETSE, M. N., 1975: Secular changes in South African rainfall: 1880 to 1972. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101., 817-833.
- VAN LOON, H., 1967: The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. Atm. Sci.*, 24., 472-486.
- VAN LOON, H., 1971: On the interaction between Antarctica and middle latitudes. *Research in the Antarctic*. L. Quam. Ed., Washington, D. C.
- VAN LOON, H., 1972: Pressure in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Newton, C. W., Ed., Meteor. Monogr., No. 35., 59-86.
- VITELS, L. A., 1977: Synoptic meteorology and heliogeophysics. Selected papers. Leningrad, *Gidrometeoizdat*, 252 p.
- VOLCINGER, N. E. et. al., 1966: Opyt primeneniâ častotnogo analiza dlâ i-zučenîâ vnutrennej struktury prirodnyh klimatičeskîh râdov. *Trudy, A. A. N. I. I.*, No. 277., 147-157.
- von HANN, J. és SÜRING, R., 1939: *Lehrbuch der Meteorologie*. 4th ed., Leipzig.
- VOWINCKEL, E., 1955a: Southern Hemisphere Weather Map Analysis: Five-year mean pressures. Part I. South Africa, Weather Bureau, *Notos*, vol. 4., 17-50.
- VOWINCKEL, E., 1955b: Southern Hemisphere Weather Map Analysis: Five-year mean pressures. Part II. South Africa, Weather Bureau, *Notos*, vol. 4., 204-216.
- WAGNER, A. J., 1971: Long-period variations in seasonal sea-level pressure over the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 99., 49-66.
- WAHL, E., 1942: Untersuchungen über den jährlichen Luftdruckgang. *Veröff. Meteor. Inst.*, Berlin, 4., No. 4., 71 p.
- WALKER, G., 1946: On periods and symmetry points in pressure as aids to forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 72., 265-283.
- WALSH, J. E. és MOSTECK, A., 1980: A quantitative analysis of meteorological anomaly patterns over the United States 1900-1977. *Mon. Wea. Rev.*, 108., 615-630.

- WANG, SHAO-WO, 1963: A preliminary study on the characteristics and evolution of mean monthly circulation. Pt. 1. Zonal index. Acta Meteorologica Sinica, Beijing. 33., 361-374.
- WILLIAMS, J., 1978: Spectral analysis of seasonal precipitation data from North America and Europe. Mon. Wea. Rev., 106., 898-900.
- WILSON, C. R., 1978: Comments and additional investigations concerning "Chandler tides in the atmosphere". J. Atmos. Sci., 35., 2381-2387.
- WRIGHT, P. B., 1968: Widespread biennial oscillation in the troposphere. Weather, 23., 50-54.
- WRIGHT, P. B., 1971: Quasi-biennial oscillations in the atmosphere. Weather, 26., 69-76.
- WRIGHT, P. B., 1977: Effects of the quasi-biennial oscillation and the Southern Oscillation on the Northern Hemisphere circulation. Tellus, 29., 275-279.
- ZANGVIL, A., 1979: Temporal fluctuations of seasonal precipitation in Jerusalem. Tellus, 31., 413-420.
- ZUŠINSKÁ, T. M., 1976: O proãvlenii 80-letnego cikla solnečnoj aktivnosti v baričeskom pole nad Severnoj Atlantikoj. Leningrad, G. G. O., Trudy, 380., 69-75.

#### KIADVÁNYOK:

- NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, 1975: Understanding climatic change. Washington
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL, 1977: Climate, Climatic change and Water Supply. National Academy of Sciences, Washington.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1984: Long-range forecasting research publication series, No. 3., edited by Nicholls, N.

#### ADATTÁRAK:

- DIE WITTERUNG IN ÜBERSEE, 1953-1980. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Hamburg
- MONTHLY CLIMATIC DATA FOR THE WORLD, 1961-1980: National Climatic Center, Asheville, N. C. USA
- WORLD WEATHER RECORDS, 1951-1960. vol. 1-6., Washington, D. C., 1965  
1961-1970. vol. 1-6., Asheville, 1979

## 5. ÖSSZEGZÉS

Felvetődik a kérdés, vajon miért elemeztük a tengerszinti és a felszíni légnyomás, valamint a tömeg eloszlásának karakterisztikáit a megadott részletességgel és miért határoztuk meg azok hemiszférikus és globális becsléseit, amikor a tárgykörben már számos kiterjedt tanulmány született, s jóval részletesebb adatok alapján feltehetően pontosabban határozták meg az említett paraméterek becsléseit. Mi egy új adatbázis alapján számoltunk. A rendelkezésre álló kevés (247) állomás adataiból kapott becslések igen jól közelítik a mértékadónak tekinthető értékeket. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy az állomáshálózat ilyen kiválasztása közelítően reprezentatívnak számít e paraméterek becsléséhez és az említett mezők jellemzéséhez. Ezen eredmény elvi jelentőségű. Ugyanakkor körvonalaztuk az általunk előállított tengerszinti légnyomási mező alábecsült és túlbecsült térrészeit. Túlbecslések a  $90-80^{\circ}$  N, az  $50-40^{\circ}$  N és az  $50-60^{\circ}$  S szélességek között léptek föl. Az összes többi földövben alábecsültünk. Ez legélesebben a  $20-30^{\circ}$  N szélességek közti sávban jelentkezett, ahol értékeink 2-3 hPa-lal alacsonyabbak a mértékadónál.

A globális légnyomások vizsgálata alapján a globális tengerszinti légnyomásnak 0,5 hPa amplitúdójú évi ciklusa van januári maximummal és augusztusi minimummal. A globális felszíni légnyomásnak az évi ciklusa 0,2 hPa amplitúdójú, június-júliusi és december-januári maximummal, valamint március-májusi minimummal.

A légkör tömege  $5,114 \cdot 10^{21}$  g;  $1,5 \cdot 10^{18}$  g amplitúdójú

évi ciklussal. A tömeg maximuma december-januárban és júliusban, minimuma pedig március-áprilisban következik be.

A félgömbök között jelentős tömegáramlás lép föl évszakosan. Mivel a tömeg maximuma az egyes félgömbök fölött télen tapasztalható, a maximális félgömbök közötti áramlás az átmeneti évszakokban figyelhető meg.

Számos szerző adatai alapján is - megfelelő korrekciók alkalmazásával - kiszámítottuk, illetve újraszámoltuk a tengerszinti és a felszíni légnyomásnak, valamint a légkör tömegének hemiszférikus és globális átlagait.

A tengerszinti légnyomási közepek globális havi térképei ugyan nem újak, részletes elemzésüket mégis szükségesnek tartottuk. Adatbázisunk alapján az említett havi közepek mezőinek lényeges sajátosságait emelik ki.

A szórásmezők globális térképeit mindezideig csupán a szélső évszakokra, azok középső hónapjaira, esetleg a négy évszak középső hónapjára határozták meg. Az év minden egyes hónapjára globális szórástérképek tudomásunk szerint még ezidáig nem készültek. Így ezek hozzájárulnak a légnyomás globális változékonyságának részletesebb feltárásához.

A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényeinek havonkénti részletességű vizsgálata ugyancsak újnak számít a szakirodalomban. Eszerint a havi közepes mezők nem homogének és anizotrópok. A homogén izotropitás feltételezése meglehetősen durva közelítésnek tekinthető.

Újszerű a tengerszinti légnyomás szoláris klimaövek szerinti havi paramétereinek, továbbá havi változásának és meridián menti gradiensének elemzése. Utóbbiak első megközelítésben



képet adnak a tömegátrendeződés irányáról, illetve az eredő zonális szél átlagos sebességéről.

Az eddigi sajátvektor analízisek általában csupán a szélső évszakok (hónapok) valamelyikére, illetve mindkettőjükre vonatkoztak. A tengerszinti légnyomás anomália mezőkre mind a négy évszak EOF-analízisét is mindeddig - tudomásunk szerint - csak ROGERS (1981), valamint TRENBERTH és PAOLINO (1981) végezték el - és csupán az északi félgömbön. A mi vizsgálataink az eddigieknél jóval átfogóbbak, hiszen nemcsak minden egyes évszakra, hanem azok középső hónapjaira is bemutatjuk a sajátvektor analízis eredményeit, és nem csupán az északi félgömbre, hanem globálisan is. A szakirodalomban ilyen nagy méretű átfogó elemzés nem található. Az évszacos és a havi közepes tengerszinti légnyomás anomáliák globális sajátvektor rendszereinek elemzésével, valamint azok északi félgömbi komponenseinek a megfelelő északi félgömbi sajátvektorokkal történő összehasonlítása alapján, továbbá a globális EOF-ek együttható idősorainak tanulmányozásával és az együttható idősoroknak az elemi cirkulációs mechanizmusok alaptípusaival történő párhuzamba állításával kapott eredmények a témakör szakirodalmában újnak számítanak. Ugyancsak újnak tekinthető a jövőbeli évszacos, illetve havi közepes tengerszinti légnyomás anomália rendszereknek a jelen anomália rendszerekkel való kapcsolata szorosságának tanulmányozása a globális EOF-ek, illetve azok északi félgömbi komponensei esetén.

Minden egyes anomália mező felbontásakor elegendő volt csupán az első 15 db. sajátvektort figyelembe venni ahhoz,

hogy a mezők teljes varianciájának legalább 90 %-át megmagyarázzuk. Ez azt jelenti, hogy ha megelégszünk az eredeti mezők legalább 90 %-os pontosságú visszaállításával, akkor az elérhető adatcsökkentés még júliusban sem kisebb, mint a kiindulási adatok legfeljebb 30 %-a.

Az évszakos, illetve havi északi félgömbi, illetve globális EOF-analízis eredményeként kapott első sajátvektorokat - melyek az adott mezők varianciájának legnagyobb hányadát magyarázzák - általában zonalitás jellemzi a magas szélességeken. Jellegetes, hogy a sajátvektorok legnagyobb anomália centrumai az ún. szinoptikus hatásközpontok területén, vagy azok közelében találhatóak. A magas és alacsony szélességek sajátvektor anomáliái ellentétes előjelűek. Ezen anomália rendszer kapcsolatban van a NAO-val, azonban sokkal többet foglal magába, mint a NAO, mivel a tömeg észak-déli fluktuációi nemcsak az Atlanti-kumban lépnek föl, hanem a Pacifikumban is és kisebb mértékben másutt is.

A félgömbi és globális első három sajátvektort összevetve az északi félgömbön, évszakosan az első sajátvektorok mutatják a legnagyobb hasonlóságot, az egyes évszakok középső hónapjaiban pedig J1, J2 és J3. Az északi félgömbön, illetve a Földön külön-külön az egyes évszakok, illetve azok középső hónapjainak azonos sorszámú sajátvektorai közül általában az elsők jól egyeznek. A 2. és 3. sajátvektorokban már nagyobb eltérések lépnek föl. A legszámottevőbb különbségek a(z északi félgömbi) nyár és július megfelelő sajátvektorai között tapasztalhatók.

A térbeli sajátvektor rendszerek összehasonlításának legérdekesebb eredménye - a korrelációs együtthatók alapján - az

északi félgömbön, illetve globálisan külön-külön az északi félgömbi nyár és július azonos sorszámú sajátvektorainak inkomparabilitása. N és U első három sajátvektora között (a 99,9 %-os szinten) szignifikáns negatív korreláció van a Földön, az északi félgömbön pedig nincs kapcsolat közöttük. Július, de főként az északi félgömbi nyár sajátvektorai mutatják a leggyengébb kapcsolatot a vizsgált havi, illetve évszaki sajátvektorokkal. A globális EOF-ek déli félgömbi komponensei igen csekély mértékben módosítják az első három évszaki, illetve havi északi félgömbi sajátvektort.

A szórásmezők és a sajátvektorok közötti korrelációk alapján megállapítottuk, hogy az 1. sajátvektorok és a megfelelő szórásmezők között pozitív szignifikáns kapcsolat mutatkozik, kivéve a nyarat és októbert; továbbá, hogy azon évszaki, illetve havi sajátvektorok, melyek a megfelelő szórásmezőkkel szignifikánsan korrelálnak, egymással általában szoros kapcsolatot mutatnak. Azok az övezetek, ahol legnagyobb a szórásnégyzet, egyúttal az első néhány sajátvektor alapvető anomália centrumainak előfordulási helyei is.

Az évszaki és havi azonos sorszámú sajátvektoraink jól megfelelnek egyéb tanulmányokéval. Általánosságban megállapítható, hogy az északi félgömbi nyár, illetve július megfelelő sajátvektorainak csekély a hasonlósága. Az északi félgömb télen, illetve januárban legmarkánsabb a kép, az első három (főként az első) sajátvektor anomáliáinak helyzetében és intenzitásában legnagyobb a stabilitás - bármely időszakból származék is a vizsgálat adatbázisa.

A légkörben a vizsgált évszakok és hónapok zömében a vál-

tozás elsődleges alakzata egy a magas szélességeken található zonális rendszer, mely a poláris térségek fölötti tömeg-ingadozásoknak felel meg. Általában a poláris térségeket kiegyensúlyozzák a kb. az  $50^{\circ}$  N-től délre fekvő övezetekben fellépő, az előzővel ellentétes előjelű anomáliák. Globálisan T3-ban a tömeg kompenzációja túlnyomórészt a trópusi övben, valamint az Atlanti-óceán déli medencéjében megy végbe. Ez a megállapítás TRENBERTH és PAOLINO (1981) feltételezésének egy bizonyítékát adja, miszerint a NAO a légcirkuláció nem csupán félgömbi méretű, hanem annál nagyobb skálájú alakzatának része. Itt fölmerül a NAO és az SO kapcsolatának a kérdése, mellyel már többen foglalkoztak (pl. TRENBERTH és PAOLINO, 1981 is), azonban e kapcsolatrendszer mindeközéig nem eléggé tisztázott.

Véleményünk szerint az északi félgömbi és globális sajátvektor rendszerek fizikailag értelmezhetők, s az általunk megadott interpretáció összhangban van egyéb szerzők (pl. VAN LOON és ROGERS, 1978; TRENBERTH és PAOLINO, 1981) ezirányú következtetéseivel.

Az együtthető idősorok harmonikus analízisével 2-3 éves és 4-7 éves szignifikáns periodicitásokat állapítottunk meg. További vizsgálatok szükségesek e periodicitásoknak a QBO-val, illetve az SO-val való lehetséges kapcsolata feltárásához. Az északi félgömbi és globális tengerszinti légnyomás anomáliák, s velük együtt a nagy kiterjedésű légköri jelenségek időbeli változásainak alapvető okai valószínűleg a világóceánban kerekednek. E kapcsolatrendszer egyes esetekben rendkívül kifejezett (pl. El-Nino jelenség), más esetekben viszont (pl. SO, QBO) nagyon áttételes és kevésbé, illetőleg egyáltalán nem

ismert.

Az időegyütthathatókat és az elemi cirkulációs mechanizmusok alaptípusait párhuzamba állítva arra a következtetésre jutottunk, hogy az évenkénti együtthathatók előjele nem határozza meg egyértelműen a cirkuláció zonalitását, illetve meridionalitását, sőt az szektoroként számottevő eltéréseket is mutat.

Az egyes évszakok, illetve hónapok együtthatható idősorai számos esetben szignifikáns kapcsolatot mutattak a többi évszak, illetve hónap idősoraival, jelezve, hogy - ha a megfelelő sajátvektorok között is szignifikáns a korreláció, akkor - a szóban forgó évszakos, illetve havi anomália mezők között szoros a kapcsolat. A déli félgömbi folyamatok figyelembe vétele nem befolyásolja az északi félgömbön a tekintetbe vett anomália mezők kapcsolatának szorosságát. A jövőbeli évszakos, illetve havi tengerszinti légnyomás anomália rendszereknek a jelen anomália rendszerek alapján - az EOF-analízis segítségével - történő előrejelzése gyakorlati haszonnal bírhat a hosszútávú prognózisokban. Kívánatosnak tűnik az itt kapott eredmények prognosztikai alkalmazhatóságának megvizsgálása.

A továbbiakban minden egyes hónap anomália mezőinek sajátvektor-analízisével fel kívánjuk tárni az egyes mezők időbeli egymásutániségében rejlő kapcsolatokat. További lehetőségek is létezhetnek - elsősorban az ultratávú előrejelzések terén - főként globális méretű éghajlati jelenségekkel (pl. az SO-val) való késleltetett kapcsolatok felhasználásával.

A 4. 2. fejezet a témakör szakirodalmában - tudomásunk szerint - az első olyan munka, mely a tengerszinti légnyomás évi és félévi ciklusait nem rácspontokra interpolálva, hanem adott állomások idősorai alapján mutatja be a földgömbön - az eredményeket vektoriális formában közölve. Itteni következtetéseinket az alábbiakban foglalhatjuk össze.

A HANN és SÜRING (1939) által leírt "kontinentális típus" (téli légnyomás maximum, nyári légnyomás minimum) nyilvánvaló az összes kontinens fölött, mindkét félgömb szubtrópusi és közepes szélességein.

HANN és SÜRING "óceáni típusa" (nyári légnyomás maximum, késő őszi légnyomás minimum) csupán az északi félgömb szubtrópusi és közepes szélességeken fekvő óceánjaira alkalmazható. Késő ősztől a téli maximum irányába mutató tendencia figyelhető meg a déli félgömb szubtrópusi óceánjai fölött, ahol az évi ciklus amplitúdói szignifikánsan kisebbek, mint a szomszédos kontinensek fölött.

Az északi félgömb poláris térségei fölött az évi ciklusban egy nyár végi, őszi maximum tendenciája figyelhető meg, szemben HANN és SÜRING (1939), valamint HSU és WALLACE (1976) következtetéseivel, akik itt tavaszi maximumra való hajlamot állapítottak meg.

Kifejezett féléves oszcilláció figyelhető meg a déli félgömb közepes szélességű óceánjai, valamint az antarktisz partvidék fölött. A  $40-50^{\circ}$  S szélességek között maximumra való tendencia tapasztalható a napéjegyenlőségek idején, míg a  $60^{\circ}$  S szélességtől délre a maximumok a napfordulókhöz közeli időpontokban lépnek föl.

Tengerszinti légnyomás idősorokra megállapított számos, szignifikánsnak tekintett periodicitás (4. 1. fejezet) kapcsán újszerűnek tűnik az az eredmény, miszerint a tengerszinti légnyomás időbeli menetében a Földön csak kétféle ciklus létezik: a jellegzetes 12 havi és a kevésbé markáns 6 havi. Egyéb periodicitás nincs.

A leggyakrabban kutatott periodicitások - a 11 éves napfoltciklus, a troposzférikus kvázikétéves (leginkább 26 hónapos) oszcilláció, s a Déli Oszcilláció - a tengerszinti légnyomás időbeli menetében nem tükröződnek.

6. FÜGGELÉK (A DOLGOZATBAN HASZNÁLT DEFINÍCIÓK, ÖSSZEFÜGGÉSEK ÉS MÓDSZEREK MATEMATIKAI ALAPJAI)

2. FEJEZET

Középérték ( $\bar{x}$ )

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (2.1.)$$

Szórás ( $\sigma$ )

$$\sigma = \left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.2.)$$

Homogén izotropitás

Legyenek  $M_0 = M_0(x_0, y_0, z_0, t_0)$  és  $M = M(x, y, z, t)$  pontok térbeli és időbeli koordináták függvényei. Ekkor rögzített  $M_0$  és változó  $M$  pontok esetén  $M_0$  és az  $M$  pontok közötti térbeli korrelációs függvény 8 változótól függ, azaz

$$R(M_0, M) = R(x_0, y_0, z_0, t_0, x, y, z, t). \quad (2.3.)$$

Új koordinátákat bevezetve legyen  $\xi = x - x_0$ ,  $\eta = y - y_0$ ,  $\zeta = z - z_0$ , továbbá statisztikai stacionaritás esetén legyen  $\tau = t - t_0$ . Ekkor (3) a következő formában írható:

$$R(M_0, M) = R'(x_0, y_0, z_0, \xi, \eta, \zeta, \tau). \quad (2.4.)$$

A meteorológiában homogén mezők gyakorlatilag nem fordulnak elő. Esetenként, némely közelítő feltételek alkalmazásával a kétdimenziós (kvázihorizontális) mezők homogénnek tekinthetők. Ilyen mezők esetén ki lehet zárni a  $z$  koordinátát.



Általános esetben egy stacionárius mező térbeli korrelációs függvénye öt változótól függ:

$$R(M_0, M) = R(x_0, y_0, d, \alpha, \tau),$$

ahol  $x_0, y_0$  síkbeli koordináták,  $d$  a rögzített  $M_0$  és az aktuális  $M$  pont közötti távolság,  $\alpha$  a radiusvektor azimutja, mely egyesíti az  $M_0$  és  $M$  pontokat, és  $\tau = t - t_0$  időeltolással kapott változó.

Ha a korrelációs függvény nem függ az  $(x_0, y_0)$  ponttól, akkor az adott mező homogén, s ha még  $\alpha$ -tól sem függ, a mező egyúttal izotróp is. (GRUZA ÉS KAZNACEEVA, 1968).

#### A tengerszinti légnyomás felszíni átszámítása

A felszíni légnyomás zonális átlagait a tengerszinti légnyomás értékekből becsülhetjük. Ennek a lépésnek a végrehajtásához kívánatosnak tűnik azt az eljárást megfordítani, melynek során a mérésekből tengerszinti légnyomás értékekhez jutnak a különböző állomásokon. Sajnos minden nemzet erre a célra eltérő módszert használ (WMO, 1968), s az egyes tanulmányokból nem mindig derül ki, hogy éppen melyiket alkalmazták.

A felszíni légnyomást meghatározhatjuk standard szintek közötti interpolációval, ez azonban hibát tartalmaz. Két standard nyomásszint közötti geopotenciális vastagság a réteg közepes virtuális hőmérsékletének a függvénye, ami viszont nemcsak a felszín alatti fiktív légkörből származó hozzájárulásokat tartalmazza, hanem a szabad légkörből származókat is. Így két módszert használtunk TRENBERTH (1981) nyomán: 1. a fent említett interpolációt, valamint 2. a

hipszometrikus egyenletet a felszín és a tengerszint közötti réteg közepes virtuális hőmérsékletével, a felszíni adatokra alapozva. Az utóbbi módszer pontos és széleskörűen használatos 300 m alatti magasságokra, de ezen szint fölött az ún. "plató-korrekción"-t kell alkalmazni (WMO, 1968). Ezért a 300 m fölötti magasságokra az 1. módszert vettük alapul.

Mivel a légköri adatok geopotenciális magasság szerint vannak megadva, először is át kell alakítani a földfelszín geometriai magasságait geopotenciális magasságokká. Ezen eljárás magában foglal egy a gravitáció magasság szerinti változására vonatkozó korrekciót:

$$g = g(\varphi) \cdot R^2 / (R + Z)^2, \quad (2.6.)$$

melyet LETESTU (1966) részletesen meghatározott. Itt  $g(\varphi)$  az alábbi egyenlet segítségével számítható ki:

$$g(\varphi) = 9,80616 \cdot (1 - 0,0026373 \cdot \cos 2\varphi + 5,9 \cdot 10^{-6} \cdot \cos^2 2\varphi), \quad (2.7.)$$

ahol  $\varphi$  a földrajzi szélesség,  $R$  a Föld (egyenlítői) sugara,  $Z$  pedig a földfelszín geometriai magassága. Ekkor

$$H_s = \frac{g(\varphi)}{9,8} \cdot \frac{R' \cdot Z}{R' + Z}, \quad (2.8.)$$

ahol  $H_s$  a földfelszín geopotenciális magassága és  $R'$  a módosított földsugár, melyet az  $R' = 2 \cdot g(\varphi) / F(\varphi)$  formula ad meg, ahol

$$F(\varphi) = 3,085462 \cdot 10^{-6} + 2,27 \cdot 10^{-9} \cdot \cos 2\varphi - 2 \cdot 10^{-12} \cdot \cos 4\varphi \quad (2.9.)$$

(LETESTU, 1966).

A két módszer arra használatos, hogy megkapjuk a hipszometrikus formulákon alapuló felszíni légnyomást.

1. módszer:

$$\ln P_s / P_1 = \ln P_2 / P_1 \cdot \frac{H_s - H_1}{H_2 - H_1} , \quad (2.10.)$$

ahol  $H_2$  és  $H_1$  az állomásszint fölötti ( $P_2$ ) és alatti ( $P_1$ ) standard nyomásszintek geopotenciális magasságai. A standard adatok rendelkezésre állnak a tengerszinten, a 850-, 700-, 500- és 300 hPa-os szinteken. E módszer használatos mindenütt,  $H_s = 300$  m fölött.

2. módszer:

$$P_s = P_0 \cdot \exp\left(-\frac{g \cdot H_s}{R \cdot T_v}\right) , \quad (2.11.)$$

ahol  $P_0$  a tengerszinti légnyomás,  $R (=287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ fok}^{-1})$  a gázállandó és  $T_v$  a réteg közepes virtuális hőmérséklete, azaz

$$T_v = T_{v_x} + \frac{a'}{2} \cdot H_s , \quad (2.12.)$$

ahol  $T_{v_x}$  a felszíni virtuális hőmérséklet és  $a'$  a felszín alatti feltételezett hőmérsékleti gradiens ( $= 0,0065 \text{ fok m}^{-1}$ ).

Ha ezt a módszert használjuk, ki kell számítani  $T_{v_x}$ -et a rendelkezésre álló hőmérséklet-, harmatpont-, és légnyomás mezőkből (NORMAL WEATHER CHARTS for the NORTHERN HEMISPHERE, 1952; TALJAARD et al., 1969). Ez az alábbi formula felhasználásával történt:

$$T_v - T = \frac{T^2}{T_d} \cdot \frac{C_1}{P} \cdot \exp\left\{C_2 \cdot \left(1 - \frac{273}{T}\right)\right\} . \quad (2.13.)$$

Itt  $C_1 = e_s (1 - \varepsilon) = 2,31 \text{ hPa}$  ;  $C_2 = L \cdot \varepsilon / R_d \cdot 273 = 19,843$  , ahol  $\varepsilon = R_d / R_v = 0,622$  a száraz levegő és a vízgőz gázállandóinak aránya;  $e_s = 6,11 \text{ hPa}$  a telítettségi gőznyomás  $T = 273 \text{ K}$ -en;  $L = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$  a látens hő;  $T_d$  pedig a harmatpont kelvinben. A (2.13.) egyenlet számos közelítést tartalmaz, de céljaink számára elegendő pontosságú. E módszer 300 m alatti magasságok esetén használatos.

#### A légkör tömegének meghatározása

A légkör tömegének meghatározásakor abból a feltevésből indultunk ki, hogy azt extraterresztrikus hatások nem befolyásolják, csupán a légköri vízgőztartalom változásai módosítják. Továbbá nem vesszük figyelembe gázok vulkánokból történő kiáramlását, s a Föld légköréből való eltávolításukat, melyek célunk szempontjából elhanyagolhatóak, és számításaink zajszintjén vannak. A tömeg kiszámítására a TRENBERTH (1981) által használt formulát alkalmaztuk:

$$m = 2 \pi \cdot (\alpha + H)^2 \cdot \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \frac{P_s(\varphi)}{g(\varphi)} \cdot (1 - 2\alpha \cdot \sin^2 \varphi) \cdot \cos \varphi \, d\varphi , \quad (2.14.)$$

ahol  $H$  az átlagos sűrűség szintje a felszín átlagos magassága és a tengerszint fölötti 100 km-es szint között (GLAGOLEV, 1970). Számításainkat VERNIANI (1966) és TRENBERTH (1981) nyomán a földfelszín és a 100 km-es szint közötti térségre vonatkoztatjuk, ugyanis a felső határon túl a légkör tömege elhanyagolható. (100 km-en a légnyomás  $3 \cdot 10^{-7}$  -szerese a tengerszintinek (VERNIANI, 1966). Az északi félgömbön  $H = 6904 \text{ m}$ , a déli félgömbön  $H = 6843 \text{ m}$ ,

globálisan pedig  $H = 6874$  m. A Földet forgási ellipszoidnak tekintve, nagytengelye  $a (= 6\,378\,388$  m) az egyenlítői sugár, kistengelye  $b (= 6\,356\,912$  m) a poláris sugár. Ekkor  $\alpha (= a^2 - b^2 / 2 a^2) = 0,0036$ .  $P_s(\varphi)$  a zónáisan átlagolt felszíni légnyomás,  $g(\varphi)$  pedig a gravitáció, mely a (2.7.) kifejezés által adott.

A gyakorlatban, mivel a felszíni légnyomás adatok  $10^0$  szélességenként állnak rendelkezésre, célszerű a (2.14.) egyenletet az alábbi összeggel helyettesíteni:

$$m = 2\pi (a+H)^2 \cdot \sum_i \frac{P_{s_i}}{g_i} (1 - 2\alpha \sin^2 \varphi_i) [\sin(\varphi_i + \delta) - \sin(\varphi_i - \delta)], \quad (2.15.)$$

ahol  $i$  utal a szélességre és  $\delta = 5^0$ . A póluson  $\varphi_i + \delta$ , vagy  $\varphi_i - \delta$  helyett  $\pm 90^0$ -ot írunk, attól függően, hogy az északi vagy a déli féltekén vagyunk.

### 3. FEJEZET

#### A természetes ortogonális sorfejtés

A módszer lényege a véletlen mező lehető legpontosabb előállítása a sor kevés számú tagjával. E cél érdekében vezetjük be az ortonormált függvények rendszerét, melyek jelentése a tanulmányozandó mezők statisztikai sajátosságaitól függ. Az ilyen függvényeket természetes, vagy optimális függvényeknek nevezzük. Használatos még többek között az "empirikus ortogonális függvények" elnevezés is.

Tehát megvizsgáljuk a  $\varphi_k(X_k)$  függvények rendszerét, mely az  $x_k$  ( $k = 1, 2, \dots, n$ ) ponthalmazra adott és kielégíti az alábbi feltételt:

$$\sum_{k=1}^n \varphi_{\alpha}(x_k) \varphi_{\beta}(x_k) = \delta_{\alpha\beta} = \begin{cases} 1, & \text{ha } \alpha = \beta \\ 0, & \text{ha } \alpha \neq \beta \end{cases} \quad (3.1.)$$

Tekintsük az  $f(x_k)$  függvényt, mely ugyanazon  $x_k$  pont-  
halmazra adott, az alábbi formában:

$$f_k = \sum_{\alpha=1}^n a_{\alpha} \cdot \varphi_{\alpha k} \quad (3.2.)$$

Itt egyszerűsítjük a jelöléseket:

$$f(x_k) = f_k ; \quad \varphi_{\alpha}(x_k) = \varphi_{\alpha k} \quad (3.3.)$$

Az  $a_{\alpha}$  együtthatók (időegyütthatók) meghatározása érde-  
kében megszorozzuk a (3.2.) egyenlet bal- és jobboldalát  
 $\varphi_{\beta k}$  -val és összegezzük az összes  $k$ -ra. Ekkor kapjuk:

$$\sum_{k=1}^n f_k \varphi_{\beta k} = \sum_{k=1}^n \sum_{\alpha=1}^n a_{\alpha} \varphi_{\alpha k} \varphi_{\beta k} = \sum_{\alpha=1}^n a_{\alpha} \delta_{\alpha\beta} \quad (3.4.)$$

Innen:

$$a_{\beta} = \sum_{k=1}^n f_k \varphi_{\beta k} \quad (3.5.)$$

A továbbiakban megvizsgáljuk az  $f(x)$  véletlen függ-  
vényt s a neki megfelelő  $a_{\alpha}$  együtthatókat, mint véletlen  
értékeket. Emellett, az általánosság leszűkítése nélkül  
feltehetjük, hogy az  $f$  függvény középértékei 0-val egyen-  
lők az összes  $x_k$  pontban, azaz

$$\bar{f}(x_k) = 0 \quad (3.6.)$$

Most megfogalmazunk két feladatot.

A. Állítsuk elő az  $f$  függvényt a (3.2.) alakban, mini-  
mális közepes négyzetes hibával, azaz a  $\varphi_{ik}$  értékekre  
az alábbi feltétel teljesüljön:

$$\overline{\delta^2} \equiv \sum_{k=1}^n \overline{\left( f_k - \sum_{\alpha=1}^m a_{\alpha} \varphi_{\alpha k} \right)^2} = \min., \quad m=1, 2, \dots, n-1 \quad (3.7.)$$

B. Bontsuk föl az  $f$  függvényt nem korreláló komponensekre, azaz az  $f$  függvényt állítsuk elő a (3.2.) alakban, amelyben az  $a_{\alpha}$  együtthatók korrelálatlanok, azaz:

$$\overline{a_{\alpha} \cdot a_{\beta}} = 0, \quad \text{ha } \alpha \neq \beta. \quad (3.8.)$$

Megmutatjuk, hogy mindkét feladat megoldása egy és ugyanazon

$\varphi_{\alpha}(x_k)$  függvényrendszerhez vezet. Először vizsgáljuk meg a B. feladatot.

Szorozzuk meg a (3.2.) bal- és jobboldalát  $a_{\beta}$ -val és végezzük el a közepelést. Ekkor kapjuk:

$$\overline{f_k a_{\beta}} = \sum_{\alpha=1}^m \overline{a_{\alpha} a_{\beta}} \cdot \varphi_{\alpha k} = \overline{a_{\beta}^2} \cdot \varphi_{\beta k}. \quad (3.9.)$$

Behelyettesítjük az egyenlőség baloldalába az  $a_{\beta}$  értékeket (3.5.)-ből, s bevezetjük a kovariancia jelölésére:  $f_k f_j = B_{kj}$ -t; az együtthatók szórásnégyzetének a jelölésére pedig:  $\overline{a_{\beta}^2} = \lambda_{\beta}$ -t. Ekkor egy homogén lineáris egyenletrendszerhez jutunk, melynek alakja:

$$\sum_{j=1}^m B_{kj} \varphi_{\beta j} = \lambda_{\beta} \varphi_{\beta k}; \quad (k=1, 2, \dots, m; \beta=1, 2, \dots, m). \quad (3.10.)$$

Ilymódon a  $\varphi_{\beta}(x_k)$  függvények a  $B_{kj}$  kovariancia mátrix sajátvektorai, ezen mátrix ~~az~~ sajátértékei pedig az együtthatók szórásnégyzetei.

Térjünk át most az A. feladatra: nevezetesen megmutatjuk, hogy a (3.10.) egyenletrendszer alapján meghatározandó

$\varphi_{\beta}(x_k)$  függvények a (3.7.) minimumfeladat megoldásai.

A (3.7.) -ben keresett függvények a  $\varphi_\alpha(x_k)$  -k és az  $a_\alpha$  együtthatók. A (3.1.) -et és (3.5.) -et felhasználva a (3.7.) -ből kiküszöböljük az  $a_\alpha$  együtthatókat:

$$\overline{d^2} = \sum_{k=1}^n B_{kk} - 2 \sum_{\alpha=1}^m \sum_{k=1}^n \overline{f_k} a_\alpha \varphi_{\alpha k} + \sum_{k=1}^n \sum_{\alpha=1}^m \sum_{\beta=1}^m \overline{a_\alpha a_\beta} \varphi_{\alpha k} \varphi_{\beta k} \quad (3.11.)$$

Megvizsgáljuk az utolsó hármas összeget:

$$\sum_{k=1}^n \sum_{\alpha=1}^m \sum_{\beta=1}^m \overline{a_\alpha a_\beta} \varphi_{\alpha k} \varphi_{\beta k} = \sum_{\alpha=1}^m \sum_{\beta=1}^m \overline{a_\alpha a_\beta} \sum_{k=1}^n \varphi_{\alpha k} \varphi_{\beta k} = \sum_{\alpha=1}^m \overline{a_\alpha^2}, \quad (3.12.)$$

ekkor:

$$\overline{d^2} = \sum_{k=1}^n B_{kk} - \sum_{\alpha=1}^m \overline{a_\alpha^2} = \sum_{k=1}^n B_{kk} - \sum_{\alpha=1}^m \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n B_{ij} \varphi_{\alpha i} \varphi_{\alpha j} = \min. \quad (3.13.)$$

A (3.13.) minimumot azon függvények között keressük, melyek kielégítik az alábbi feltételt:

$$\sum_{i=1}^n \varphi_{\alpha i}^2 = 1, \quad (\alpha = 1, 2, \dots, m) \quad (3.14.)$$

Ilymódon a (3.13.) és a (3.14.) feladat egy feltételes szélsőérték feladat, melynek megoldására bevezetjük a Lagrange-féle  $\lambda_\alpha$  - multiplikátort és képezzük a következő függvényt:

$$F = \overline{d^2} + \sum_{\alpha=1}^m \lambda_\alpha \left( \sum_{i=1}^n \varphi_{\alpha i}^2 - 1 \right). \quad (3.15.)$$

A szélsőérték feltétele a (3.15.) -re:

$$\frac{\partial F}{\partial \varphi_{\beta k}} = -2 \sum_{j=1}^n B_{kj} \varphi_{\beta j} + 2 \lambda_\beta \varphi_{\beta k} = 0, \quad (3.16.)$$

vagy

$$\sum_{j=1}^n B_{kj} \varphi_{\beta j} = \lambda_\beta \varphi_{\beta k}. \quad (3.17.)$$



Ilymódon ismét a (3.10.) rendszerhez jutunk.

A  $B_{kj}$  kovariancia mátrix  $\varphi_{\beta}(x_k)$  sajátvektorait a (3.1.) és a (3.17.) egyenletekből határozhatjuk meg és e sajátvektorok az  $x$  független változó véletlen függvényei.

Ha a  $B_{kj}$  kovariancia mátrix valós szimmetrikus, akkor annak  $\lambda_{\beta}$  sajátértékei valósak, a különböző sajátértékeknek megfelelő sajátvektorai pedig egymással ortogonálisak. Ezenkívül az összes sajátérték pozitív, mivel a kovariancia mátrix pozitív definit.

A 3.10., illetve a 3.17. egyenletrendszer megoldásai tehát egyúttal a  $B_{kj}$  kovariancia mátrix sajátértékei.

Ezek csökkenő sorrendben legyenek

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_n .$$

Minden egyes  $\varphi_{\beta k}$  sajátvektorhoz tartozik egy  $\lambda_{\beta}$  sajátérték, mely megegyezik az adott sajátvektor által megmagyarázott varianciával. Az első sajátvektor a teljes varianciának a legnagyobb hányadát teszi ki, és minden egyes azt követő sajátvektor a maradék varianciának a következő legnagyobb hányadát magyarázza. A

$$\lambda_i / \sum_{i=1}^n \lambda_i$$

hányados (megmagyarázott variancia) kifejezi, hogy az  $i$ -edik sajátvektor szórásnégyzete az eredeti  $f_k$  mezők szórásnégyzetének hányadrészét teszi ki.

Gyakorlati célokra még alapvető jelentőségű a felbontás közeledési sebessége (megmagyarázott kumulatív variancia), melyet az alábbi arány jellemez:

$$\sum_{i=1}^m \lambda_i / \sum_{i=1}^m \lambda_i ,$$

ahol  $m$  jóval kisebb, mint  $n$ .

Ez a hányados megadja, hogy az első  $k$  db (legnagyobb szórásnégyzetű) sajátvektor szórásnégyzetének összege az eredeti  $f_k$  mezők szórásnégyzetének hányadrészét tartalmazza (MĚŠERSKÁĀ et al., 1970).

(A módszerrel kapcsolatban megjegyzendő, hogy míg a természetes ortogonális függvényekkel való megközelítés az adatsűrítés igen hatékony eszköze, a függvényeket mesterségesen kényszerítjük arra, hogy ortogonálisak legyenek, a légkörben viszont semmiféle ilyen fizikai kényszer nem létezik, s e függvények időSORA a 0. lépés után már nem is ortogonális.)

### Analógia

MĚŠERSKÁĀ et al. (1970) az analógia mértékére az alábbi két mennyiséget definiálja:

$$A := \sum_{k=1}^m \alpha_k (a_{ki} - a_{kj})^2 \quad ; \quad (3.18.)$$

$$B := \frac{\sum_{k=1}^m a_{ki} a_{kj}}{\sqrt{\sum_{k=1}^m a_{ki}^2 \cdot \sum_{k=1}^m a_{kj}^2}} \quad (3.19.)$$

ahol az eredeti mezők első  $m$  ( $< n$ ) számú felbontásainak együtthatóit tekintjük. Ha  $\alpha_k = 1$  minden együtthatóra, akkor  $A$  éppen az euklideszi távolság. Ekkor, mivel az együtthatók természetes szórása  $\lambda_k$ , a két mező eltérésében az első együtthatók nagyobb szerephez jutnak. A (3.19.) összefüggés a két vektor által bezárt szög koszinuszával azonos.

#### 4. FEJEZET

##### A harmonikus analízis

Vizsgálatunk tárgya a meteorológiai elemek olyan idő-sora, amelyet valamilyen sztochasztikus folyamat realizációjának

$$X(1), X(2), \dots, X(n)$$

sorozatával írunk le. Ebben az idő-sorban  $X(i)$  az  $i$ -edik időpillanatban észlelt, vagy számított érték. Olyan idősorok analízisével kívánunk foglalkozni, amelyekben valamilyen periodikus jelenséget tételezhetünk föl. Vizsgálatunk célja éppen ezeknek a periódusoknak a felderítése, valamint annak jellemzése, hogy e periódusoknak milyen szerepük van a folyamat előállításában. Az  $X$  sortatot a következő matematikai modellel írjuk le:

$$X(k) = \sum_{i=1}^M a_i \cos(\omega_i k + \phi_i) + \mu(k), \quad k = 1, 2, \dots, n \quad (4.1.)$$

ahol  $M$  természetes szám (a periodikus összetevők száma), az  $a_i$  és az  $\omega_i$  számok valós számoknak egy sorozata,  $\{\phi_i\}$  a  $(-\pi; \pi)$  intervallumon egyenletes eloszlású független valószínűségi változók vektora,  $\mu(k)$  pedig a  $\{\phi_i\}$ -ktől független fehérzaj folyamat, azaz olyan valószínűségi változó sorozat, amelyeknek a várható értéke zérus:

$$M[\mu(k)] = 0, \quad (4.2.)$$

és tagjai korrelálatlanok:

$$\text{cov}(k, l) = M[\mu(k)\mu(l)] = \begin{cases} 0, & \text{ha } k \neq l \\ \sigma_\mu^2, & \text{ha } k = l \end{cases} \quad (4.3.)$$

Vagyis modellünknel azt tételezzük föl, hogy a vizsgált idősor előállítható trigonometrikus függvények lineáris kombinációi (a periodikus tag) és egy független zajtag összegeként. A feladat az, hogy a megfigyelések  $X(i)$  sorának egyetlen realizációjával becslést adjunk az  $M$ , az  $\{a_i\}$  és  $\{\omega_i\}$ , valamint a  $\{\phi_i\}$  értékekre.

Tekintsük az idősort modellező (4.1.) kifejezés periodikus tagjának egy összetevőjét, és az legyen

$$Z(k) = a \cos(\omega k + \phi) . \quad (4.4.)$$

A koszinusz függvény tulajdonságai miatt  $Z(k)$  periodikus függvény a  $2\pi/\omega$  periódus szerint. Az egységnyi hosszúságú intervallumba eső periódusok száma - amelyik nem feltétlenül egész szám - a periódus reciproka  $\omega/2\pi$ , amelyet frekvenciának nevezünk. Látható, hogy a  $Z(k)$  függvény maximumait a

$$k_{\max} = -\frac{\phi}{\omega} \pm \frac{2\pi}{\omega} l , \quad l = 0, 1, 2 \dots \quad (4.5.)$$

időpontokban veszi föl (szintén nem feltétlenül egész).

Az  $a$  együtthatót amplitúdónak nevezzük. A  $\phi$  valószínűségi változó a fázis. Vizsgálatunkban - amikor a becslést egyetlen realizáció alapján végezzük - a fázist tekinthetjük konstansnak is, mivel egy realizáción belül egyetlen értéket vesz föl. Ugyancsak az általánosítás megsértése nélkül föltehetjük, hogy  $|\omega| \leq \pi$ .

A fázis formailag kiiktatható a következő módon: a trigonometrikus összefüggések alapján világos, hogy a  $Z(k)$  függvény felírható a

$$Z(k) = (A \cos \omega k + B \sin \omega k) \quad (4.6.)$$

alakban is, ahol az  $(a, \phi)$  és az  $(A, B)$  párok között az alábbi egyértelmű összefüggések állnak fenn:

$$\begin{aligned} A &= a \cdot \cos \phi, & a &= \sqrt{A^2 + B^2}, \\ B &= -a \sin \phi, & \phi &= \arctg\left(-\frac{B}{A}\right). \end{aligned} \quad (4.7.)$$

A továbbiakban a (4.1.) -ben leírt idősort tehát a

$$X(k) = \sum_{i=1}^M [A_i \cos \omega_i k + B_i \sin \omega_i k] + \mu(k) \quad (4.8.)$$

modellel kívánjuk közelíteni, ahol a jelölések megfelelnek az előzőekben megfogalmazottaknak.

A (4.8.) kifejezésben az  $A_i$  és  $B_i$  amplitúdókat a legkisebb négyzetek módszerével becsüljük. Vagyis keressük azokat az  $A_i$  és  $B_i$  becsléseket, amelyekre az

$$R = R_n \{A_i, B_i\} = \sum_{k=1}^n \left[ X(k) - \sum_{i=1}^M (A_i \cos \omega_i k + B_i \sin \omega_i k) \right]^2 \quad (4.9.)$$

kifejezés a minimumát veszi föl. A szokásos eljárásnak megfelelően itt is úgy járunk el, hogy  $R$ -et differenciáljuk rendre  $A_i$  és  $B_i$  szerint, majd a differenciálhányadosokat zérussal tesszük egyenlővé. A felsorolt műveletek végrehajtása után a következő egyenletrendszert kapjuk:

$$\sum_{k=1}^n X(k) \cos \omega_j k = \sum_{i=1}^M A_i \cdot cc(\omega_i, \omega_j) + \sum_{i=1}^M B_i \cdot sc(\omega_i, \omega_j), \quad (4.10.)$$

$$\sum_{k=1}^n X(k) \sin \omega_j k = \sum_{i=1}^M A_i \cdot sc(\omega_i, \omega_j) + \sum_{i=1}^M B_i \cdot ss(\omega_i, \omega_j), \quad (4.11.)$$

ahol

$$\begin{aligned}cc(\omega_i, \omega_j) &= \sum_{k=1}^m \cos \omega_i \cdot k \cos \omega_j \cdot k \\sc(\omega_i, \omega_j) &= \sum_{k=1}^m \sin \omega_i \cdot k \cos \omega_j \cdot k \\ss(\omega_i, \omega_j) &= \sum_{k=1}^m \sin \omega_i \cdot k \sin \omega_j \cdot k\end{aligned} \tag{4.12.}$$

Ennek az egyenletrendszernek a gyökei adják a keresett  $\hat{A}_i$  és  $\hat{B}_i$  értékeket. A (4.10.)-(4.11.) egyenletrendszer megoldása adott  $\omega_i$  értékek rendszerére kiszámítható, azonban az  $\omega_i$  értékeket előre nem ismerjük. Ezért olyan, a tényleges  $\omega$ -kat jól közelítő  $\omega_i$  értékeket választunk, amelyek lehetővé teszik az egyenletrendszer megoldását. Legyen

$$L = \text{entier} \left( \frac{n}{2} \right), \tag{4.13.}$$

és a továbbiakban csak azokat az  $\omega_i$  értékeket keressük, amelyekre

$$\omega_i = \frac{2\pi}{m} i, \quad i = 1, 2, \dots, L, \tag{4.14.}$$

és az ehhez tartozó  $\hat{A}_i$ , valamint  $\hat{B}_i$  becslések az  $i/n$  frekvenciákhoz tartozó amplitúdók becslései. Mivel általában  $n$  nagy szám, és a  $2\pi/m$  sűrűségű felosztás elegendően pontos, a két frekvencia eltérése nem nagy, az így definiált  $\omega_i$  értékek  $2\pi/m$  sűrűséggel fedhetik a  $[0, \pi]$  intervallumot. Ugyanakkor az  $\omega_i$  értékek ilyen választása esetén a (4.10.)-(4.11.) egyenletrendszer megoldása a  $cc(\dots)$ ,  $sc(\dots)$  és  $ss(\dots)$  függvények ortogonális tulajdonságai miatt egyszerű lesz. Legyen ugyanis  $p$ , illetve  $q$  két olyan egész szám,

amilyeneket most a frekvenciák definiálásakor megengedtünk. Ezekre a  $p$  és  $q$  értékekre fennállnak a következő azonosságok:

$$cc\left(\frac{2\pi}{n} p, \frac{2\pi}{n} q\right) = \begin{cases} 0, & \text{ha } 0 \leq p \neq q \leq L, \\ n/2, & \text{ha } 0 < p = q < n/2 \\ n, & \text{ha } p = q \text{ és } p = 0, \text{ vagy } n/2 \\ & \text{és } n \text{ páros} \end{cases} \quad (4.15.)$$

$$sc\left(\frac{2\pi}{n} p, \frac{2\pi}{n} q\right) = 0 \text{ minden } p, q\text{-ra} \quad (4.16.)$$

és

$$ss\left(\frac{2\pi}{n} p, \frac{2\pi}{n} q\right) = \begin{cases} 0, & \text{ha } 0 \leq p \neq q \leq L, \\ n/2, & \text{ha } 0 < p = q < n/2, \\ 0, & \text{ha } p = q \text{ és } p = 0, \text{ vagy } n/2 \text{ és } n \text{ páros} \end{cases} \quad (4.17.)$$

Ezen azonosságok alapján viszont a (4.10.)–(4.11.) egyenlőségrendszer könnyen megoldható, és a megoldás:

$$\hat{A}_i = \frac{2}{n} \sum_{k=1}^n X(k) \cos\left(\frac{2\pi}{n} ik\right), \quad i = 1, 2, \dots, M \quad (4.18.)$$

$$\hat{B}_i = \frac{2}{n} \sum_{k=1}^n X(k) \sin\left(\frac{2\pi}{n} ik\right), \quad (4.19.)$$

míg speciálisan

$$\hat{A}_0 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n X(k) \quad \text{és} \quad \hat{B}_0 = 0. \quad (4.20.)$$

Igy megkaptuk az amplitúdók becslését a legkisebb négyzetek módszerével. Most még arról kell meggyőződnünk, hogy  $\hat{A}_i$  és  $\hat{B}_i$  valóban jó becslései  $A_i$ -nek és  $B_i$ -nek.

Könnyen bebizonyíthatjuk, hogy e becslések torzítatlanok és erősen konzisztensek, azaz

$$M(\hat{A}_i) = A_i, \quad M(\hat{B}_i) = B_i. \quad (4.21.)$$

Az  $A_i$  és  $B_i$  amplitúdók becslésének a szórása:

$$D(\hat{A}_i) = \sqrt{\frac{2}{n} \sigma_\mu^2} \quad \text{és} \quad D(\hat{B}_i) = \sqrt{\frac{2}{n} \sigma_\mu^2} \quad (4.22.)$$

Mint láttuk, az  $\hat{A}_i$  és  $\hat{B}_i$  becslések torzítatlanok és látható, hogy

$$\lim_{n \rightarrow \infty} D^2(\hat{A}_i) = \lim_{n \rightarrow \infty} D^2(\hat{B}_i) = 0, \quad (4.23.)$$

ezért a két becslés erősen konzisztens is, vagyis

$$M[(\hat{A}_i - A_i)^2] \rightarrow 0, \quad \text{ha } n \rightarrow \infty, \quad (4.24.)$$

és

$$M[(\hat{B}_i - B_i)^2] \rightarrow 0, \quad \text{ha } n \rightarrow \infty.$$

Mint azt tudjuk, ez az összefüggés implikálja a becslés konzisztenciáját, vagyis, hogy minden  $\varepsilon < 0$ -ra

$$P(|\hat{A}_i - A_i| < \varepsilon) \rightarrow 1, \quad \text{ha } n \rightarrow \infty, \quad (4.25.)$$

és

$$P(|\hat{B}_i - B_i| < \varepsilon) \rightarrow 1, \quad \text{ha } n \rightarrow \infty.$$

Mindezekeken túlmenően igazolható az is, hogy

$$\text{cov}(\hat{A}_i, \hat{B}_i) = 0$$

minden  $i$ -re. A periodikus tagot természetesen visszaalakíthatjuk úgy, hogy

$$\hat{a}_i = \sqrt{\hat{A}_i^2 + \hat{B}_i^2}, \quad (4.26.)$$

$$\hat{\phi}_i = \text{arc tg} \left( - \frac{\hat{B}_i}{\hat{A}_i} \right), \quad (4.27.)$$



és kereshetjük a folyamat előállítását az

$$X(k) = \sum_{i=1}^L \hat{a}_i \cos\left(\frac{2\pi}{n} i k + \hat{\phi}_i\right) + \hat{\mu}(k) \quad (4.28.)$$

alakban.

A becslések elvégzése után még ellenőrizni kell, hogy:

1. milyen  $\hat{a}_i$  értékek térnek el szignifikánsan a zérustól,
2.  $\hat{\mu}(k)$  milyen jó közelítéssel tekinthető fehérzajnak,
3. a zajtag  $\hat{\sigma}_{\hat{\mu}}$  szórása kellően kicsi-e?

Az  $\hat{a}_i$  amplitúdó-becsléseket ábrázolhatjuk a megfelelően nagy amplitúdók szemléletes kiválasztása céljából. Mivel  $\omega_i = 2\pi i/n$  és a frekvencia  $\omega_i/2\pi$ , ezért a vizsgált amplitúdók az  $i/n$  frekvenciához tartoznak. Az  $i/n$  frekvenciák függvényében az ábrán a becsült amplitúdók  $\hat{a}_i^2$  négyzeteit tartalmazó grafikont periodogramnak nevezzük. A periodogram csak a szemléltetést segíti, a pontosabb elemzést nem helyettesítheti (HAMED et al., 1986).

#### A harmonikus analízissel kapott amplitúdók szignifikancia vizsgálata

A feladat annak eldöntése, hogy mely  $\hat{a}_i$  ( $i = 1, 2, \dots, \lfloor \frac{N}{2} \rfloor$ ) amplitúdók tekinthetők zérustól különbözőnek. Ehhez a vizsgálathoz az

$$\hat{a}_i^2 = \hat{A}_i^2 + \hat{B}_i^2 \quad (i = 1, 2, \dots, \lfloor \frac{N}{2} \rfloor) \quad (4.29.)$$

becslések állnak rendelkezésre, amelyeknek a hipotézisvizsgálati módszerek alapjául szolgáló főbb tulajdonságaik az alábbiak:

1. Várható értékek:

$$M(\hat{a}_i^2) = a_i^2 + \frac{4}{N} \sigma^2, \text{ ha } \omega_i \neq \pi \quad (4.30.)$$

$$M(\hat{a}_i^2) = a_i^2 + \frac{1}{N} \sigma^2, \text{ ha } \omega_i = \pi$$

2. A  $\mathcal{M}(k)$  normalitása esetén az  $a_i^2$  becslések teljesen függetlenek, valamint

a. ha  $N$  páratlan:

$$\frac{N}{2} \hat{a}_i^2 \in \sigma^2 \chi_2^2 \quad (i = 1, 2, \dots, \lfloor \frac{N}{2} \rfloor)$$

b. ha  $N$  páros:

$$\frac{N}{2} \hat{a}_i^2 \in \sigma^2 \chi_2^2 \quad (i = 1, 2, \dots, \frac{N}{2} - 1)$$

$$\text{és } N \hat{a}_{\frac{N}{2}}^2 \in \sigma^2 \chi_1^2.$$

A páros és a páratlan elemszámú eset eltér egy kicsit egymástól. Mi a továbbiakban csak a páratlan elemszámú esettel fogunk foglalkozni, de némi módosítással ezek a vizsgálatok a páros esetre is alkalmazhatóak (HAMED et al., 1987).

Tehát az a kérdés, hogy az

$$I_i = \frac{N}{2} \hat{a}_i^2 \quad (i = 1, 2, \dots, \lfloor \frac{N}{2} \rfloor; N \text{ páratlan}) \quad (4.31.)$$

elemek közül melyek tekinthetők azonosan  $\sigma^2 \chi_2^2$  eloszlásúnak, illetve melyek azok, amelyekről - nagyságuknál fogva - ez a 0-hipotézis már nem fogadható el. Az

$I_i$  ( $i = 1, 2, \dots, \lfloor \frac{N}{2} \rfloor$ ) elemeket periodogramnak szokták nevezni, és az előbbi szempont alapján történő vizsgálatot pedig periodogram-elemzésnek.

A periodogram-elemzésnél abból a 0-hipotézisből szoktunk kiindulni, hogy nincsen ciklikus rend, azaz valamennyi periodikus komponens együtthatója 0, és így - normális fehérzaj esetén - az összes periodogram elem  $\sigma^2 \chi_2^2$  eloszlású.

Ha ez teljesül, akkor

$$P \left( \frac{\max_{1 \leq i \leq [N/2]} I_i}{\sigma^2} > X \right) = 1 - \left( 1 - e^{-\frac{X}{2}} \right)^{[N/2]} \quad (4.32.)$$

és ez alapján dönthetünk hipotézisünk helyességéről, illetve esetleg kiválaszthatunk egy "valódi" periodikus összetevőt, tudniillik a maximális periodogram elemhez tartozót. Ehhez azonban a priori ismerni kellene a  $\sigma^2$  szórásnégyzetet, amire természetesen semmi lehetőségünk sincs, és így kénytelenek vagyunk ennek valamilyen becslésével megelégedni. Erre a célra a (4.32.) egyenlőségnél gyakran az

$$\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{[N/2]} I_i$$

értéket használják, ugyanis ha igaz a 0-hipotézisünk, akkor ez erősen konzisztens becslése  $\sigma^2$ -nek. Ehelyett azonban - különösen rövid idősorok esetén - megfelelőbb a FISHER (1929) által kimutatott pontos eloszlás alkalmazása, amely szerint, ha igaz a 0-hipotézisünk, akkor

$$P \left( \frac{\max_{1 \leq i \leq [N/2]} I_i}{\sum_{j=1}^{[N/2]} I_j} > X \right) = \sum_{j=1}^{[1/X]} \binom{k}{j} (-1)^{j-1} (1-jX)^{k-1}, \quad (4.33.)$$

ahol  $[1/X]$  az  $1/X$  egész része, és  $k = [N/2]$ .

Az ez alapján végrehajtott próbát FISHER-féle tesztnek szokás nevezni, és ez tehát lehetővé teszi annak eldöntését, hogy a maximális periodogram elemhez tartozó periodikus összetevő valódinak tekinthető-e, vagy nem. Kérdés persze, hogy ha találtunk egy valódi összetevőt, akkor hogyan foly-

tassuk a vizsgálatot. Ezzel kapcsolatban HAMED et al.(1987) a WHITTLE (1952) által javasolt eljárás alkalmazását látta célszerűnek, amely szerint, ha

$$\bar{I}_{1, [N/2]} \geq \bar{I}_{2, [N/2]} \geq \dots \geq \bar{I}_{[N/2], [N/2]}$$

a rendezett periodogram, akkor

1. lépés:

A 0-hipotézis, hogy valamennyi elem  $\sigma^2 \chi_2^2$  eloszlású, és a FISHER-féle teszt alapján döntünk. Ha elfogadható, akkor készen vagyunk, ha nem, akkor a maximális elemhez tartozó összetevőt valódinak tekintjük és következik a második lépés.

2. lépés:

A 0-hipotézis, hogy  $\bar{I}_{2, [N/2]}, \dots, \bar{I}_{[N/2], [N/2]}$  egy  $\sigma^2 \chi_2^2$  eloszlású mintához tartozó rendezett minta, és megint a FISHER-féle teszt alapján döntünk, ahol most a (4.33.) egyenlőségénél a próbastatisztika:

$$\bar{I}_{2, [N/2]} / \sum_{j=2}^{[N/2]} \bar{I}_{j, [N/2]} \quad \text{és} \quad k = [N/2] - 1. \quad (4.34.)$$

Ha elfogadható a 0-hipotézis, akkor befejeztük, ha nem, akkor az  $\bar{I}_{2, [N/2]}$  elemhez tartozó összetevőt is valódinak tekintjük, és ... így tovább, amíg vagy megállunk, vagy elfogynak az elemek.

HAMED et al. (1987) egy Monte-Carlo módszerrel működő programot dolgozott ki a megfelelő kvantilisek (elfogadási tartományok) megbecsülésére.

A módszer a következő:

a. Az  $\bar{I}_k$  eloszlása szerint előállítunk  $[N/2]$  elemű  $\chi_1^2$

eloszlású független mintát  $(v_1, v_2, \dots, v_{[N/2]})$ .

b. Kiválasztjuk a  $v_1, v_2, \dots, v_k$  mintaelemek maximumát:

$$v_{1,k} - t. \quad (k = [N/2], [N/2] - 1, \dots).$$

c. Kiszámítjuk a

$$W^k = \frac{v_{1,k}}{\sum_{i=1}^k v_i} \quad (k = [N/2], [N/2] - 1, \dots) \quad (4.35.)$$

értékeket.

d. Az a., b., c. ismétlésével a  $W^k$  valószínűségi változóra is készítünk  $n$  nagyságú mintasorozatot:

$$W_1^k, W_2^k, \dots, W_n^k$$

e. A  $W_1^k, W_2^k, \dots, W_n^k$  mintából rendezett mintát készítünk, amelyet jelöljön most

$$W_{1n}^k, W_{2n}^k, W_{3n}^k, \dots, W_{nn}^k$$

f. Ekkor RÉNYI (1954) szerint a  $W^k$  valószínűségi változó (FISHER-féle próbastatisztika) eloszlásához tartozó  $P$  kvantilisnek igen jó becslése nagy  $n$ -ekre a  $W_{jn}^k$  rendezett mintaelem, ahol  $j \approx np$  az  $np$ -t legjobban közelítő egész.

Ezt az algoritmust alkalmazva HAMED et al. (1987) táblázatot készített a próbastatisztika eloszlásának megfelelő kvantiliseire, mely felhasználható a kapott periodogramok teszteléséhez (HAMED et al., 1987).

## 6. 1. HIVATKOZÁSOK

- FISHER, R. A., 1929: Tests of significance in harmonic analysis. Proc. Roy. Soc., A., 125., 54-9.
- GLAGOLEV, U. A., 1970: Spravocnik po fiziceskim parametram atmosfery. Leningrad.
- GRUZA, G. V. és KAZNAČEEVA, V. D., 1968: Statističeskaâ struktura baričeskogo polâ severnogo polušariâ. Trudy, S. A. R. N. I. G. M. I., 38/53.
- HAMED, A. F.; GULYÁS, O. és KETSKEMÉTY, L., 1986: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. I. Időjárás, 90., 14-23.
- HAMED, A. F.; SZENTIMREI, T. és GULYÁS, O., 1987: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. II. Időjárás, 91.,
- LETESTU, S., 1966: WMO International Tables, 188. TP 94., World Meteorological Organization, Geneva
- MESERSKAA, A. V.; RUHOVEC, L. V.; UDIN, M. I. és AKOVLEVA, N. I., 1970: Estestvennye sostavlâúšie meteorologičeskih polej. Leningrad, 199 p.
- RÉNYI, A., 1954: Valószínűségszámítás. Tankönyvkiadó, Budapest
- TALJAARD, J. J.; VAN LOON, H.; CRUTCHER, H. L. és JANE, R. L., 1969: Climate of the upper air. Southern Hemisphere. vol. 1., Washington
- TRENBERTH, K. E., 1981: Seasonal variations in global sea level pressure and the total mass of the atmosphere. J. Geophys. Res., vol. 86., No. C6., 5238-5246.
- VERNIANI, F., 1966: The total mass of the Earth's atmosphere. J. Geophys. Res., 71., 385-391.
- WHITTLE, P., 1952: The simultaneous estimation of a time series harmonic components and covariance structure. Trabajos. Estadist, 3., 43-57.

## KIADVÁNYOK:

- NORMAL WEATHER CHARTS for the NORTHERN HEMISPHERE, 1952. Technical Paper, No. 1., U. S. Weather Bureau
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1968: Methods in use for the reduction of atmospheric pressure. Tech. Note 91., Geneva

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Megköszönöm Práger Tamásnak az ELTE Meteorológiai Tanszéke docensének a segítségét, értékes szakmai tanácsait, javaslatait, s azt, hogy a dolgozat elkészítését mindvégig figyelemmel kísérte. Köszönetet mondok Gulyás Ottónak, az Országos Meteorológiai Szolgálat tudományos tanácsadójának, értékes szakmai tanácsaiért, javaslataiért. Megköszönöm munkatársaim segítségét. A számítástechnikai feldolgozásokat a JATE Kibernetikai Laboratóriuma R-55 számítógépén Hegedüs Tibor, a JATE Éghajlattani Tanszékének munkatársa végezte. Az Éghajlattani Tanszék ZX Sinclair Spectrum személyi számítógépén végzett saját munkám mellett segítségemre voltak Kiss Árpád, a Tanszék adjunktusa, és Bottyán Zsolt, a Tanszék demonstrátora. A dolgozat elkészítését a JATE Természettudományi Kara anyagiilag támogatta.

T A R T A L O M J E G Y Z É K

1. BEVEZETÉS .....	1
1. 1. CÉLKITŰZÉS .....	1
1. 2. ADATOK .....	2
2. A TENGERSZINTI ÉS A FELSZÍNI LÉGNYOMÁS FÖLDGÖMBI ELOSZ- LÁSÁNAK ALAPVETŐ SAJÁTOSSÁGAI .....	5
2. 1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS .....	5
2. 2. A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁSI MEZŐ ALAPSTATISZTIKÁI ....	9
2. 2. 1. A HAVI ÁTLAGMEZŐK .....	9
2. 2. 2. A HAVI KÖZEPEK SZÉLESSÉGENKÉNTI ÁTLAGAI ..	29
2. 2. 3. A HAVI KÖZEPEK FÖLDGÖMBI ÉS GLOBÁLIS ÁTLAGAI .....	35
2. 2. 4. A HAVI ÁTLAGMEZŐK ÖSSZEHAJONLÍTÁSA MÁS SZERZŐK ADATAIVAL .....	38
2. 2. 5. A HAVI KÖZEPEK SZÓRÁSMEZŐI .....	42
2. 2. 6. A HAVI KÖZEPEK SZÓRÁSAINAK SZÉLESSÉGEN- KÉNTI ÁTLAGAI .....	49
2. 2. 7. A HAVI KÖZEPEK SZÓRÁSAINAK FÉLGÖMBI ÉS GLOBÁLIS ÁTLAGAI .....	51
2. 2. 8. A HAVI ÁTLAGMEZŐK KORRELÁCIÓS FÜGGVÉNYEI .	52
2. 3. A FELSZÍNI LÉGNYOMÁSI MEZŐ JELLEMZŐI .....	55
2. 3. 1. A HAVI KÖZEPEK FÉLGÖMBI ÉS GLOBÁLIS ÁTLAGAI .....	55
2. 3. 2. A HAVI ÁTLAGMEZŐK ÖSSZEHAJONLÍTÁSA MÁS SZERZŐK ADATAIVAL .....	59
2. 4. A LÉGKÖR TÖMEGELOSZLÁSA .....	59
2. 4. 1. A TÖMEG SZÉLESSÉGENKÉNTI ÁTLAGAI.....	61



2. 4. 2. A TÖMEGELOSZLÁS ÖSSZEHA-SONLÍTÁSA MÁ-S SZERZŐK ADATAIVAL .....	63
2. 5. HIVATKOZÁSOK .....	65
3. A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁSI MEZŐ EMPIRIKUS ORTOGONÁLIS ÖSSZETEVŐI AZ ÉSZAKI FÉLGÖMBÖN ÉS A FÖLDÖN .....	70
3. 1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS .....	70
3. 2. EREDMÉNYEK .....	76
3. 2. 1. MEGMAGYARÁZOTT VARIANCIÁK ÉS KUMULATIV VARIANCIÁK .....	79
3. 2. 2. TÉRBELI SAJÁTVEKTOR RENDSZEREK .....	81
3. 2. 3. EGYÜTTHATÓ IDŐSOROK .....	98
3. 3. HIVATKOZÁSOK .....	107
4. CIKLUSOK ÉS KVÁZIPERIODICITÁSOK .....	111
4. 1. CIKLUSOK ÉS KVÁZIPERIODICITÁSOK A LÉGKÖRBEN /IRODALMI ÁTTEKINTÉS/ .....	111
4. 1. 1. A KVÁZIKÉTÉVES OSZCILLÁCIÓ .....	111
4. 1. 2. EGYÉB PERIODICITÁSOK .....	117
4. 2. CIKLUSOK ÉS KVÁZIPERIODICITÁSOK A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁS FÖLDGÖMBI ELOSZLÁSÁBAN .....	127
4. 2. 1. IRODALMI ÁTTEKINTÉS .....	127
4. 2. 2. EREDMÉNYEK .....	129
4. 3. HIVATKOZÁSOK .....	133
5. ÖSSZEGZÉS .....	142
6. FÜGGELÉK .....	151
6. 1. HIVATKOZÁSOK .....	173
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....	174
TARTALOMJEGYZÉK .....	175

## ÁBRAJEGYZÉK

1. Állomáshálózat
2. a. A tengerszinti légnyomás átlaga, január
2. b. A tengerszinti légnyomás átlaga, február
2. c. A tengerszinti légnyomás átlaga, március
2. d. A tengerszinti légnyomás átlaga, április
2. e. A tengerszinti légnyomás átlaga, május
2. f. A tengerszinti légnyomás átlaga, június
2. g. A tengerszinti légnyomás átlaga, július
2. h. A tengerszinti légnyomás átlaga, augusztus
2. l. A tengerszinti légnyomás átlaga, szeptember
2. j. A tengerszinti légnyomás átlaga, október
2. k. A tengerszinti légnyomás átlaga, november
2. l. A tengerszinti légnyomás átlaga, december
3. a. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, január
3. b. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, február
3. c. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, március
3. d. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, április
3. e. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, május
3. f. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, június
3. g. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, július
3. h. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, augusztus
3. i. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, szeptember
3. j. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, október
3. k. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, november
3. l. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $10^0$  szélességenként, december
4. a. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, január
4. b. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, február

4. c. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, március
4. d. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, április
4. e. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, május
4. f. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, június
4. g. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, július
4. h. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, augusztus
4. i. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, szeptember
4. j. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, október
4. k. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, november
4. l. A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai  $30^0$  szélességenként, december
5. A tengerszinti légnyomás havi középértékeinek évi változása a földrajzi szélességgel, hPa
6. A tengerszinti légnyomás havi közepes meridián menti gradiensének évi változása a földrajzi szélességgel
7. a. A tengerszinti légnyomás havi átlagai /északi félgömb, déli félgömb/
7. b. A tengerszinti légnyomás havi átlagai /óceánfelszín, szárazföldi felszín/
8. a. A tengerszinti légnyomás szórása, január
8. b. A tengerszinti légnyomás szórása, február
8. c. A tengerszinti légnyomás szórása, március
8. d. A tengerszinti légnyomás szórása, április
8. e. A tengerszinti légnyomás szórása, május
8. f. A tengerszinti légnyomás szórása, június
8. g. A tengerszinti légnyomás szórása, július
8. h. A tengerszinti légnyomás szórása, augusztus
8. i. A tengerszinti légnyomás szórása, szeptember
8. j. A tengerszinti légnyomás szórása, október
8. k. A tengerszinti légnyomás szórása, november
8. l. A tengerszinti légnyomás szórása, december
9. a. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, január
9. b. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, február

- 9. c. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, március
- 9. d. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, április
- 9. e. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, május
- 9. f. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, június
- 9. g. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, július
- 9. h. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, augusztus
- 9. i. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, szeptember
- 9. j. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, október
- 9. k. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, november
- 9. l. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $10^0$  szélességenként, december
- 10. a. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, január
- 10. b. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, február
- 10. c. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, március
- 10. d. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, április
- 10. e. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, május
- 10. f. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, június
- 10. g. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, július
- 10. h. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, augusztus
- 10. i. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, szeptember
- 10. j. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, október
- 10. k. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, november
- 10. l. A tengerszinti légnyomás övezetes szórásai  $30^0$  szélességenként, december
- 11. a. A tengerszinti légnyomás havi szórásai /északi félgömb, déli félgömb/

- 11. b. A tengerszinti légnyomás havi szórásai /óceánfelszín, szárazföldi felszín/
- 12. a. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, január
- 12. b. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, február
- 12. c. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, március
- 12. d. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, április
- 12. e. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, május
- 12. f. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, június
- 12. g. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, július
- 12. h. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, augusztus
- 12. i. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, szeptember
- 12. j. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, október
- 12. k. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, november
- 12. l. A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, december
- 13. a. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, január
- 13. b. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, február
- 13. c. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, március
- 13. d. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, április
- 13. e. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, május
- 13. f. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, június
- 13. g. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, július
- 13. h. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, augusztus
- 13. i. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, szeptember
- 13. j. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, október
- 13. k. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, november
- 13. l. A tengerszinti légnyomási mező /akciócentrumok/ korrelációs függvényei, december
- 14. A légkör tömegeloszlásának havi változásai,  $10^{17}$  g
- 15. a. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, tél,  $10^{-3}$

15. b. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, tél,  $10^{-3}$ .
15. c. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, tél,  $10^{-3}$ .
15. d. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, tavasz,  $10^{-3}$ .
15. e. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, tavasz,  $10^{-3}$ .
15. f. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, tavasz,  $10^{-3}$ .
15. g. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, nyár,  $10^{-3}$ .
15. h. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, nyár,  $10^{-3}$ .
15. i. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, nyár,  $10^{-3}$ .
15. j. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, ősz,  $10^{-3}$ .
15. k. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, ősz,  $10^{-3}$ .
15. l. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, ősz,  $10^{-3}$ .
16. a. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi tél,  $10^{-3}$ .
16. b. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi tél,  $10^{-3}$ .
16. c. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi tél,  $10^{-3}$ .
16. d. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi tavasz,  $10^{-3}$ .
16. e. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi tavasz,  $10^{-3}$ .
16. f. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi tavasz,  $10^{-3}$ .
16. g. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi nyár,  $10^{-3}$ .
16. h. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi nyár,  $10^{-3}$ .

16. i. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi nyár,  $10^{-3}$
16. j. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi ősz,  $10^{-3}$
16. k. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi ősz,  $10^{-3}$
16. l. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi ősz,  $10^{-3}$
17. a. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, január,  $10^{-3}$
17. b. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, január,  $10^{-3}$
17. c. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, január,  $10^{-3}$
17. d. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$
17. e. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$
17. f. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$
17. g. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, július,  $10^{-3}$
17. h. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, július,  $10^{-3}$
17. i. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, július,  $10^{-3}$
17. j. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, október,  $10^{-3}$
17. k. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, október,  $10^{-3}$
17. l. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, október,  $10^{-3}$
18. a. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, Föld, január,  $10^{-3}$
18. b. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, Föld, január,  $10^{-3}$
18. c. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, Föld, január,  $10^{-3}$
18. d. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, Föld, április,  $10^{-3}$

18. e. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, Föld, április,  $10^{-3}$
18. f. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, Föld, április,  $10^{-3}$
18. g. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, Föld, július,  $10^{-3}$
18. h. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, Föld, július,  $10^{-3}$
18. i. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, Föld, július,  $10^{-3}$
18. j. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, Föld, október,  $10^{-3}$
18. k. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, Föld, október,  $10^{-3}$
18. l. A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, Föld, október,  $10^{-3}$
19. a. A téli első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
19. b. A tavaszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
19. c. A nyári első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
19. d. Az őszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
20. a. A téli első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
20. b. A tavaszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
20. c. A nyári első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
20. d. Az őszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
21. a. A januári első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
21. b. Az áprilisi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
21. c. A júliusi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
21. d. Az októberi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, északi félgömb
22. a. A januári első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
22. b. Az áprilisi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
22. c. A júliusi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
22. d. Az októberi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők, Föld
23. a. A tengerszinti légnyomás évi ciklusának amplitúdója és fázisa, északi félgömb
23. b. A tengerszinti légnyomás évi ciklusának amplitúdója és fázisa, déli félgömb
23. c. A tengerszinti légnyomás évi ciklusának amplitúdója és fázisa,  $40^{\circ} \text{N} - 40^{\circ} \text{S}$
24. a. A tengerszinti légnyomás félévi ciklusának amplitúdója és fázisa, északi félgömb



24. b. A tengerszinti légnyomás félévi ciklusának amplitúdója és fázisa, déli félgömb
24. c. A tengerszinti légnyomás félévi ciklusának amplitúdója és fázisa,  $40^{\circ}$  N -  $40^{\circ}$  S
25. a. A tengerszinti légnyomás 12 havi ciklusa, állomásonként
25. b. A tengerszinti légnyomás 6 havi ciklusa, állomásonként

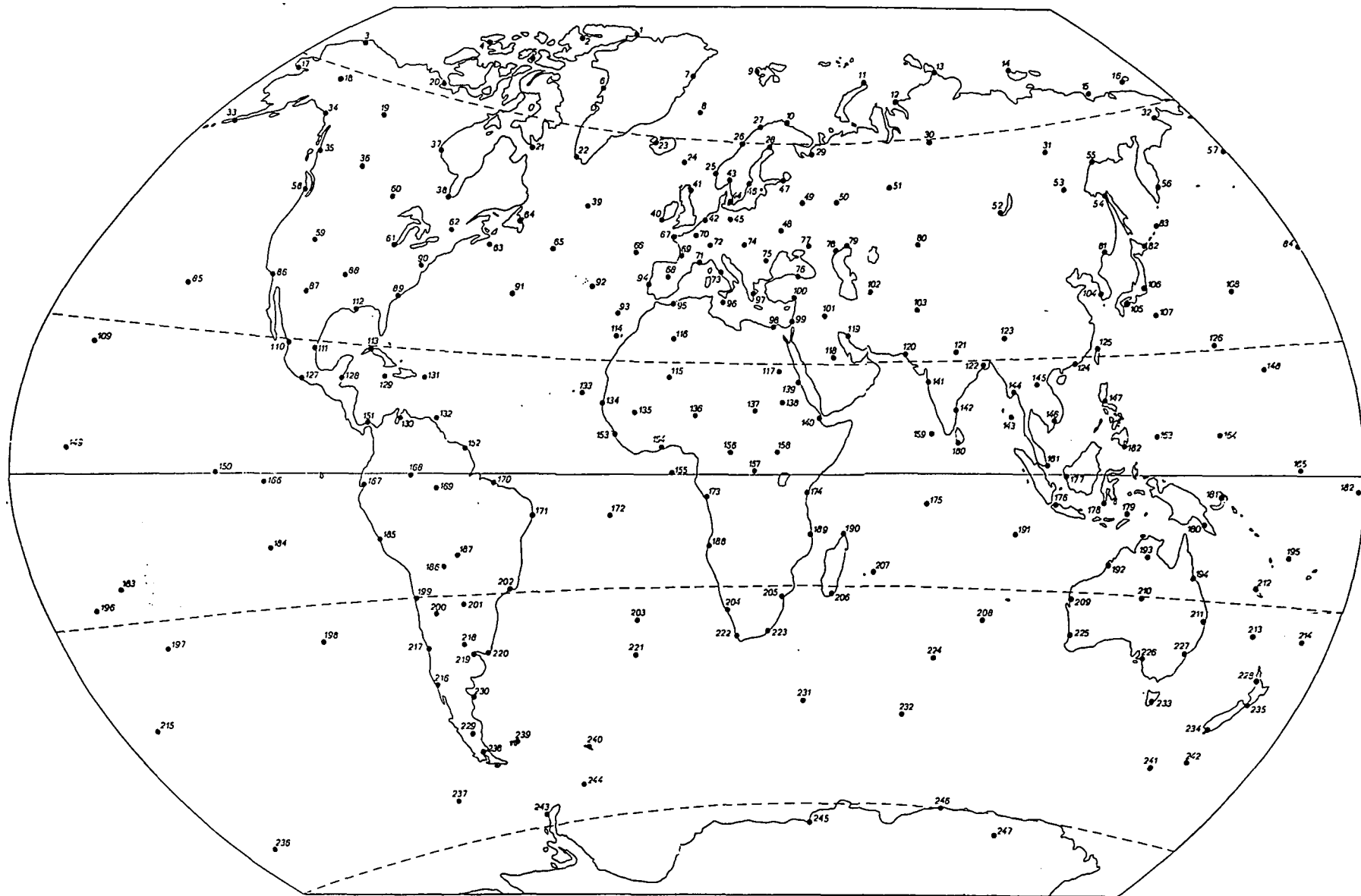
## TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

1. Állomáshálózat
2. A vizsgált állomások övenkénti eloszlása
3. Azon állomások százalékos aránya, melyek adott tengerszint fölötti magasságnál /m/ alacsonyabban fekszenek
4. A tengerszinti légnyomás havi és évi középértékei, hPa, jelen tanulmány
5. A tengerszinti légnyomás havi változásai, hPa, jelen tanulmány
6. A közepes tengerszinti légnyomás értékei, hPa
7. a. A tengerszinti légnyomás havi és évi középértékeinek különbségei, jelen tanulmány - GORCZYNSKI, 1917
7. b. A tengerszinti légnyomás havi és évi középértékeinek különbségei, jelen tanulmány - CLAUSS, 1953
7. c. A tengerszinti légnyomás havi és évi középértékeinek különbségei, jelen tanulmány - VOWINCKEL, 1955a
7. d. A tengerszinti légnyomás havi és évi középértékeinek különbségei, jelen tanulmány - STEHNOVSKIJ, 1962
7. e. A tengerszinti légnyomás havi és évi középértékeinek különbségei, jelen tanulmány - PFLUGBEIL, 1967
7. f. A tengerszinti légnyomás havi és évi középértékeinek különbségei, jelen tanulmány - KAUFELD, 1972
8. Tengerszinti légnyomás vizsgálatok mintavételi paraméterei
9. A tengerszinti légnyomás havi és évi szórásai, hPa, jelen tanulmány
10. A felszíni légnyomás értékei, hPa
11. a. A felszíni légnyomás havi és évi középértékei, hPa, jelen tanulmány /5<sup>o</sup> szélesség, 5<sup>o</sup> hosszúság szerinti rácshálózat felszíni magasság adatai alapján/
11. b. A felszíni légnyomás havi és évi középértékei, hPa, jelen tanulmány /4,5<sup>o</sup> szélesség, 15<sup>o</sup> hosszúság szerinti rácshálózat felszíni magasság adatai alapján/
12. a. A felszíni légnyomás havi és évi középértékei, hPa, GORCZYNSKI, 1917
12. b. A felszíni légnyomás havi és évi középértékei, hPa, CLAUSS, 1953
12. c. A felszíni légnyomás havi és évi középértékei, hPa, VOWINCKEL, 1955a
12. d. A felszíni légnyomás havi és évi középértékei, hPa, STEHNOVSKIJ, 1962

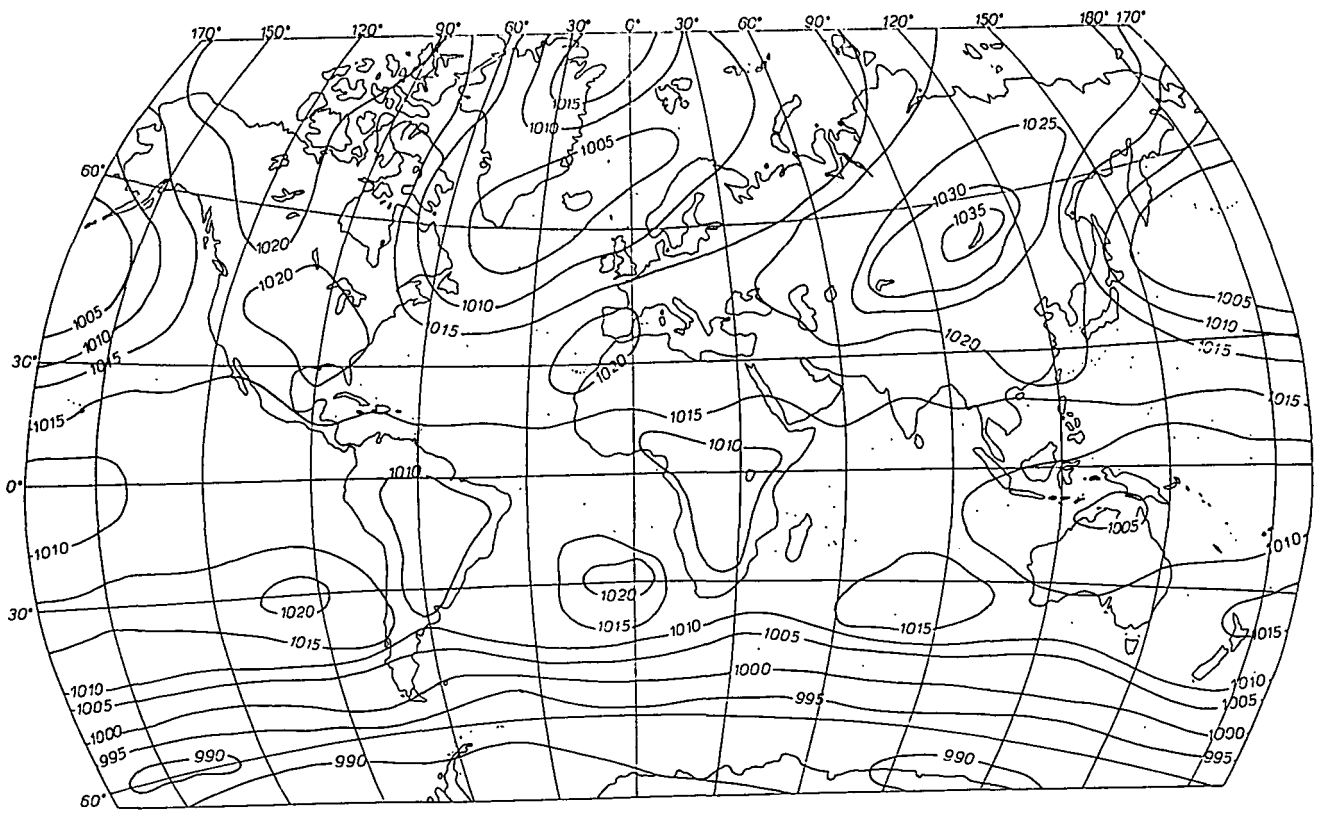
12. e. A felszíni légnyomás havi és középértékei, hPa, PFLUGBEIL, 1967
12. f. A felszíni légnyomás havi és középértékei, hPa, SPIRINA, 1970
12. g. A felszíni légnyomás havi és középértékei, hPa, KAUFELD, 1972
13. A légkör tömege,  $10^{21}$  g
14. A légkör tömegeloszlása,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány
15. A légkör tömegeloszlásának havi változásai,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány
16. a. A légkör tömegének havi és évi különbségei,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány - GORCZYNSKI, 1917
16. b. A légkör tömegének havi és évi különbségei,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány - CLAUSS, 1953
16. c. A légkör tömegének havi és évi különbségei,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány - VOWINCKEL, 1955a
16. d. A légkör tömegének havi és évi különbségei,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány - STEHNOVSKIJ, 1962
16. e. A légkör tömegének havi és évi különbségei,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány - PFLUGBEIL, 1967
16. f. A légkör tömegének havi és évi különbségei,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány - SPIRINA, 1970
16. g. A légkör tömegének havi és évi különbségei,  $10^{20}$  g, jelen tanulmány - KAUFELD, 1972
17. a. Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, északi félgömb, évszak, %
17. b. Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, Föld, évszak, %
17. c. Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, északi félgömb, hónap, %
17. d. Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, Föld, hónap, %
18. Az eredeti mezők 90 %-os pontosságú visszaállítással elérhető adatosökkentés, %
19. Az egyes évszakok első három sajátvektorának térbeli korrelációi, északi félgömb,  $10^2$
20. Az egyes évszakok első három sajátvektorának térbeli korrelációi, Föld,  $10^2$
21. Az egyes évszakok középső hónapjai első három sajátvektorának térbeli korrelációi, északi félgömb,  $10^2$
22. Az egyes évszakok középső hónapjai első három sajátvektorának térbeli korrelációi, Föld,  $10^2$

23. Az egyes évszakok első három sajátvektorának térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei,  $10^2$
24. Az egyes évszakok középső hónapjai első három sajátvektorának térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei,  $10^2$
25. Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, északi félgömb,  $10^2$
26. Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, Föld,  $10^2$
27. Az egyes évszakok azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömbi sajátvektorok,  $10^2$
28. Az egyes évszakok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömbi sajátvektorok,  $10^2$
29. Az egyes évszakok sajátvektorai és szórásmezői közötti térbeli korrelációk, északi félgömb,  $10^2$
30. Az egyes évszakok sajátvektorai és szórásmezői közötti térbeli korrelációk, Föld,  $10^2$
31. Az egyes évszakok középső hónapjainak sajátvektorai és e hónapok szórásmezői közötti térbeli korrelációk, északi félgömb,  $10^2$
32. Az egyes évszakok középső hónapjainak sajátvektorai, és e hónapok szórásmezői közötti térbeli korrelációk, Föld,  $10^2$
33. Az egyes évszakok sajátvektorai és szórásmezői közötti térbeli korrelációk, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömb,  $10^2$
34. Az egyes évszakok középső hónapjainak sajátvektorai és e hónapok szórásmezői közötti térbeli korrelációk, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömb,  $10^2$
35. Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, északi félgömb,  $10^2$
36. Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, Föld,  $10^2$
37. Az egyes évszakok azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, Föld - északi félgömb,  $10^2$
38. Az egyes évszakok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, Föld - északi félgömb,  $10^2$
39. a. Az egyes évszakok első három sajátvektor együttható idősora közötti korrelációk a T-A-N-Ú egymásra következés alapján, északi félgömb,  $10^2$

39. b. A tavasz, nyár, ősz és a rákövetkező évi tél első három sajátvektor együtthető időszora közötti korrelációk, északi félgömb,  $10^2$
40. a. Az egyes évszakok első három sajátvektor együtthető időszora közötti korrelációk a T-A-N-Ő egymásra következés alapján, Föld,  $10^2$
40. b. A tavasz, nyár, ősz és a rákövetkező évi tél első három sajátvektor együtthető időszora közötti korrelációk, Föld,  $10^2$
41. a. Az egyes évszakok középső hónapjainak első három sajátvektor együtthető időszora közötti korrelációk a J-Á-U-O egymásra következés alapján, északi félgömb,  $10^2$
41. b. Április, július, október és a rákövetkező évi január első három sajátvektor együtthető időszora közötti korrelációk, északi félgömb,  $10^2$
42. a. Az egyes évszakok középső hónapjainak első három sajátvektor együtthető időszora közötti korrelációk a J-Á-U-O egymásra következés alapján, Föld,  $10^2$
42. b. Április, július, október és a rákövetkező évi január első három sajátvektor együtthető időszora közötti korrelációk, Föld,  $10^2$

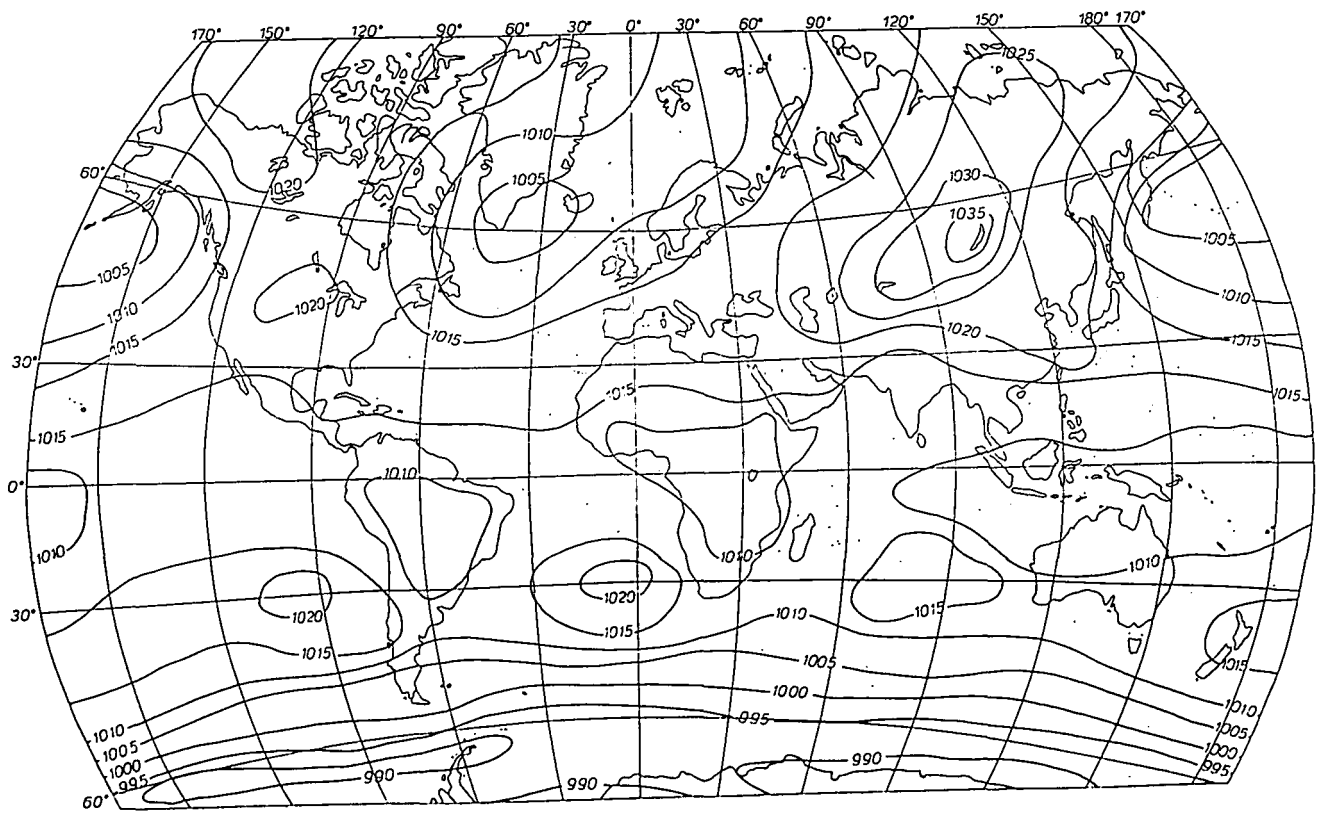


Állomáshálózat



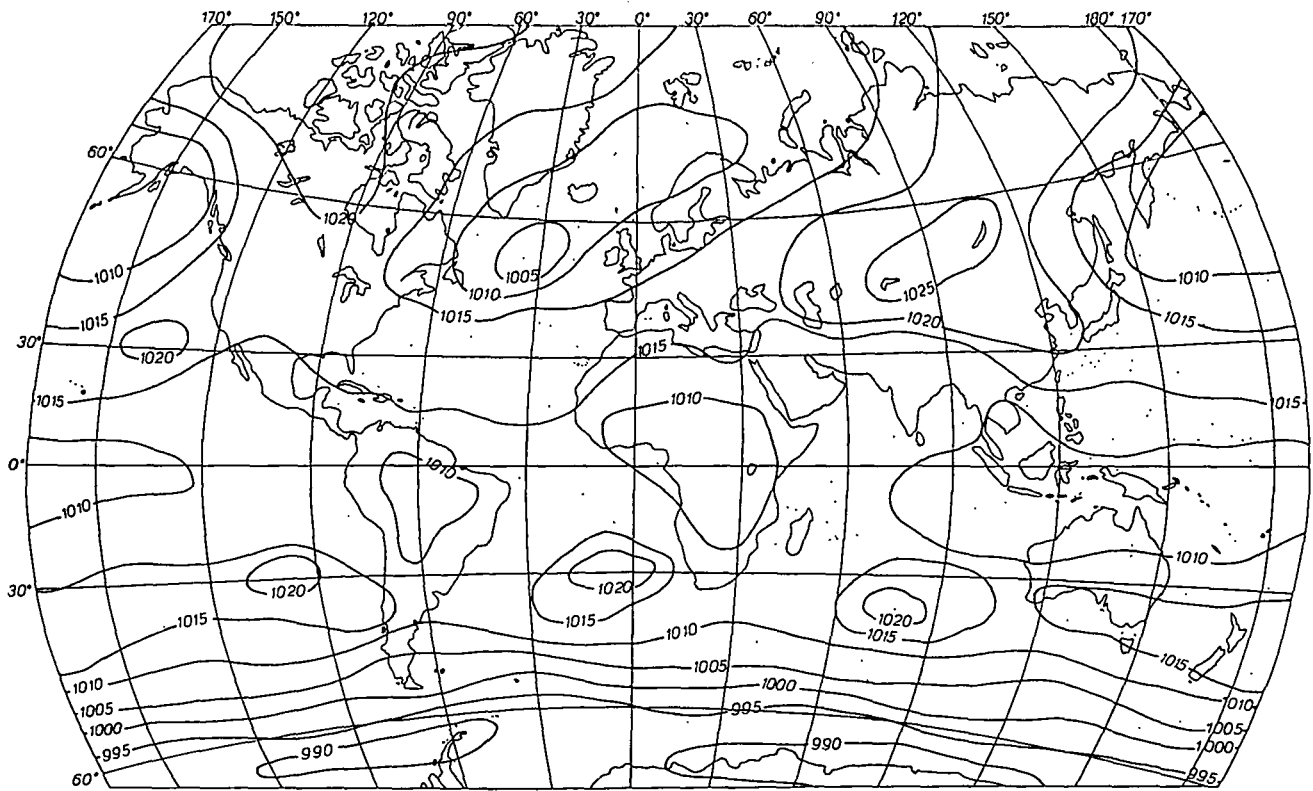
A tengerszinti légnyomás állaga, január, hPa

2. a. ábra



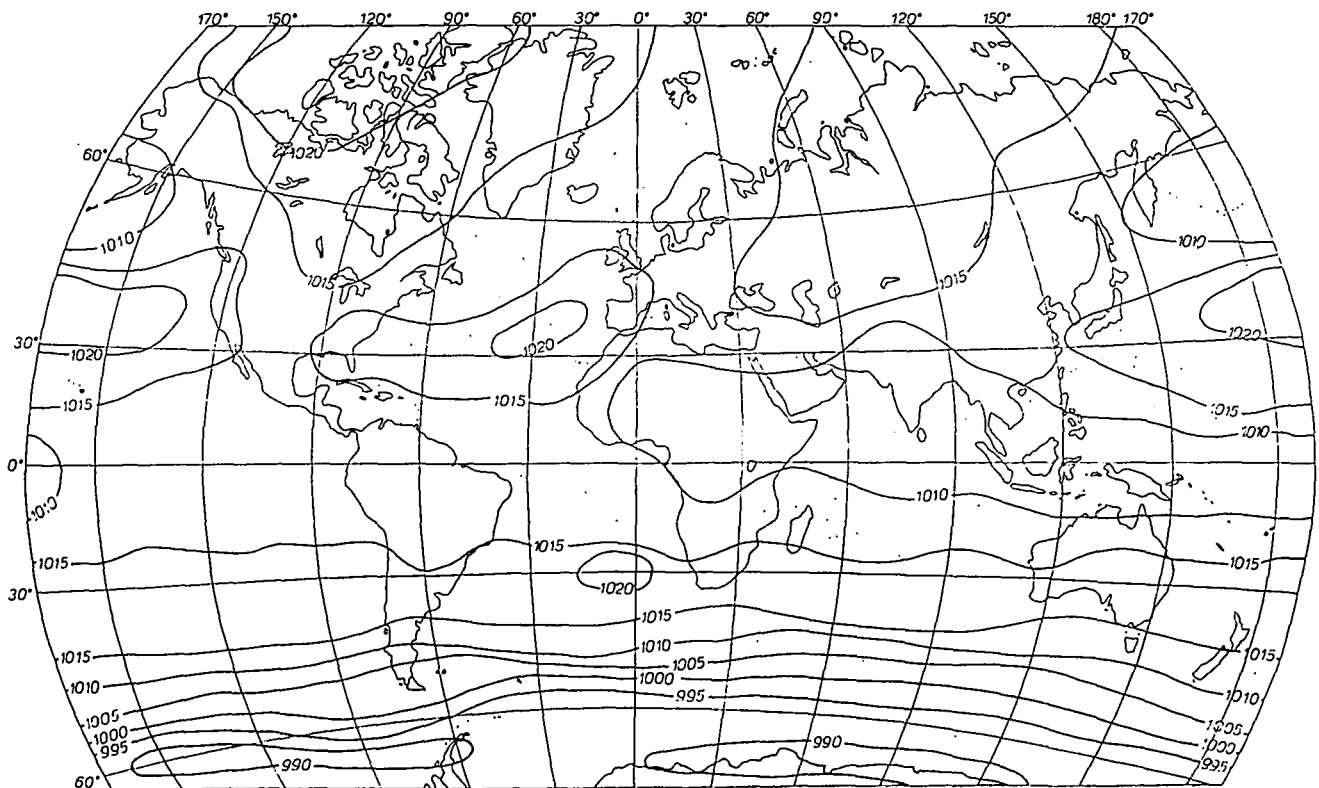
A tengerszinti légnyomás állaga, február, hPa

2. b. ábra



A tengerszinti légnyomás átlaga, március, hPa

2. c. ábra



A tengerszinti légnyomás átlaga, április, hPa

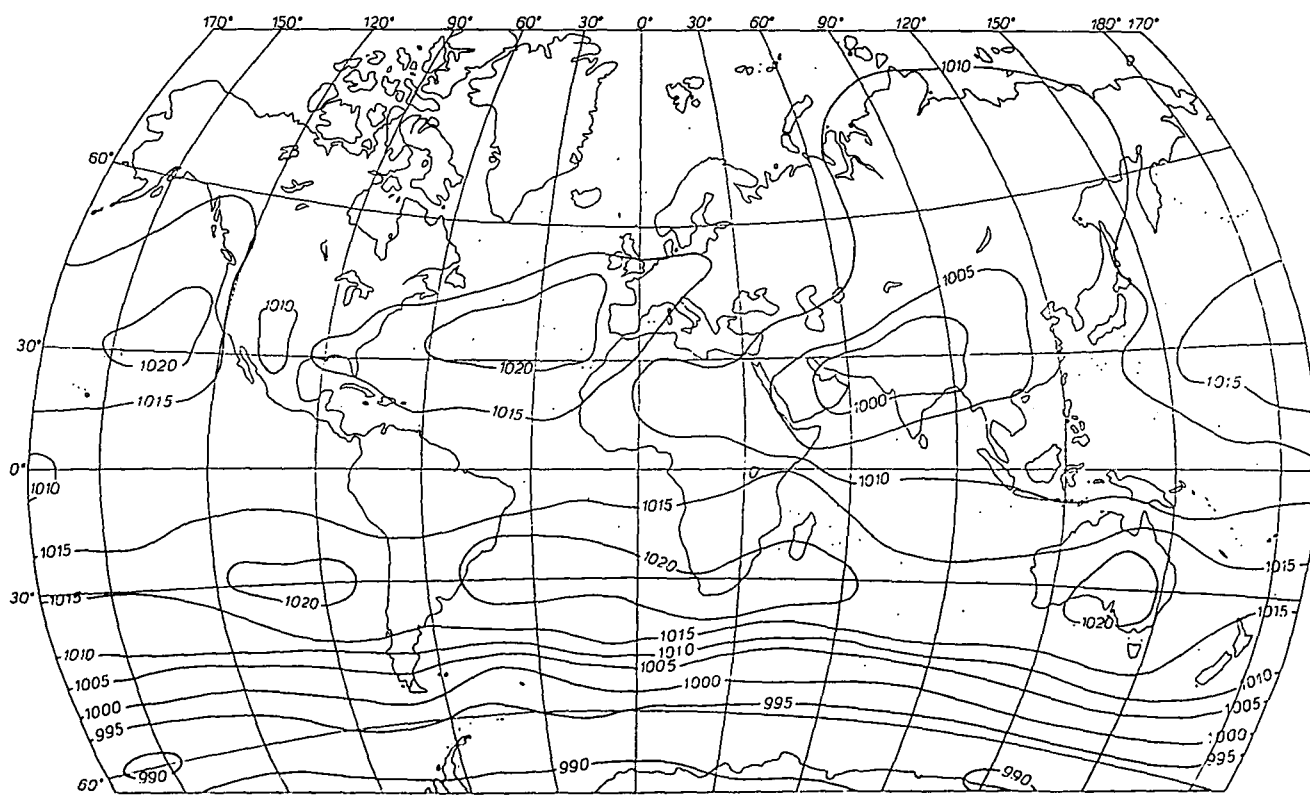
2. d. ábra





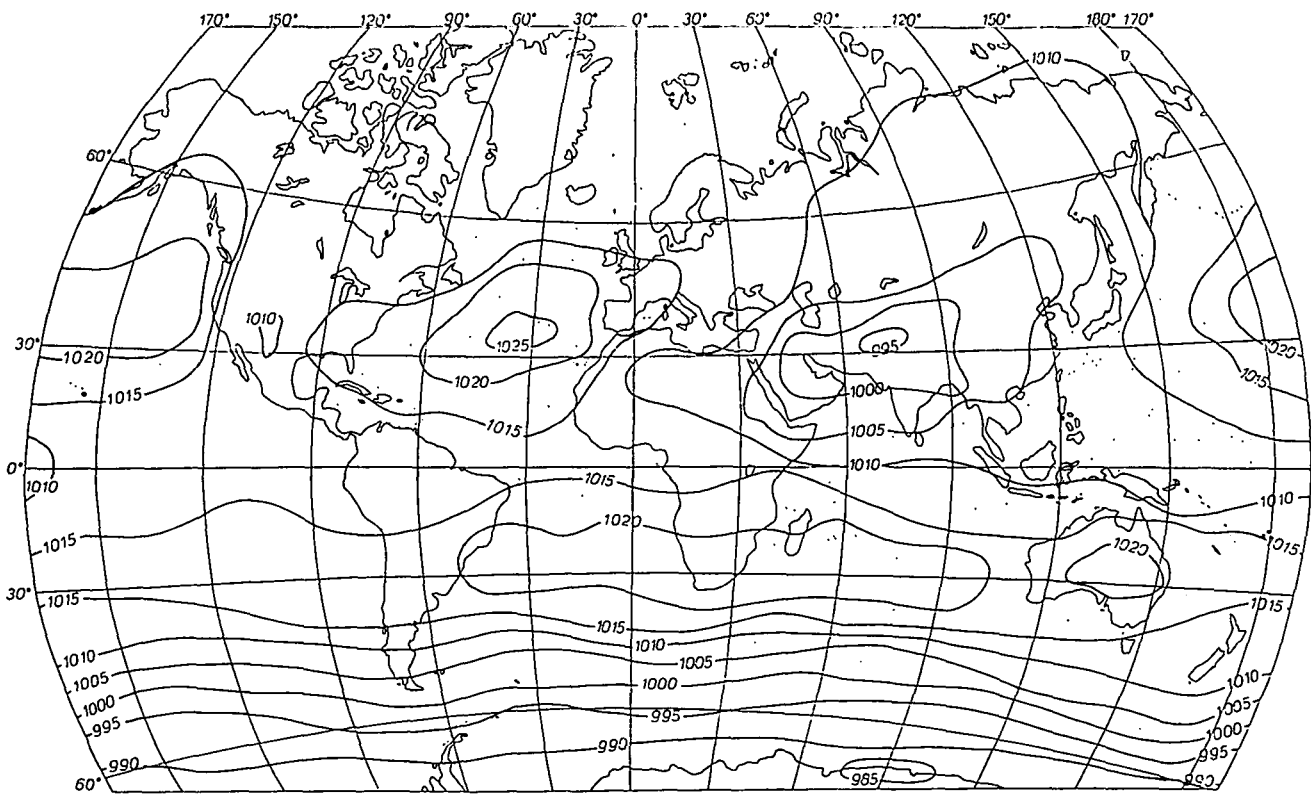
A tengerszintű légnyomás átlaga, május, hPa

2.e. ábra



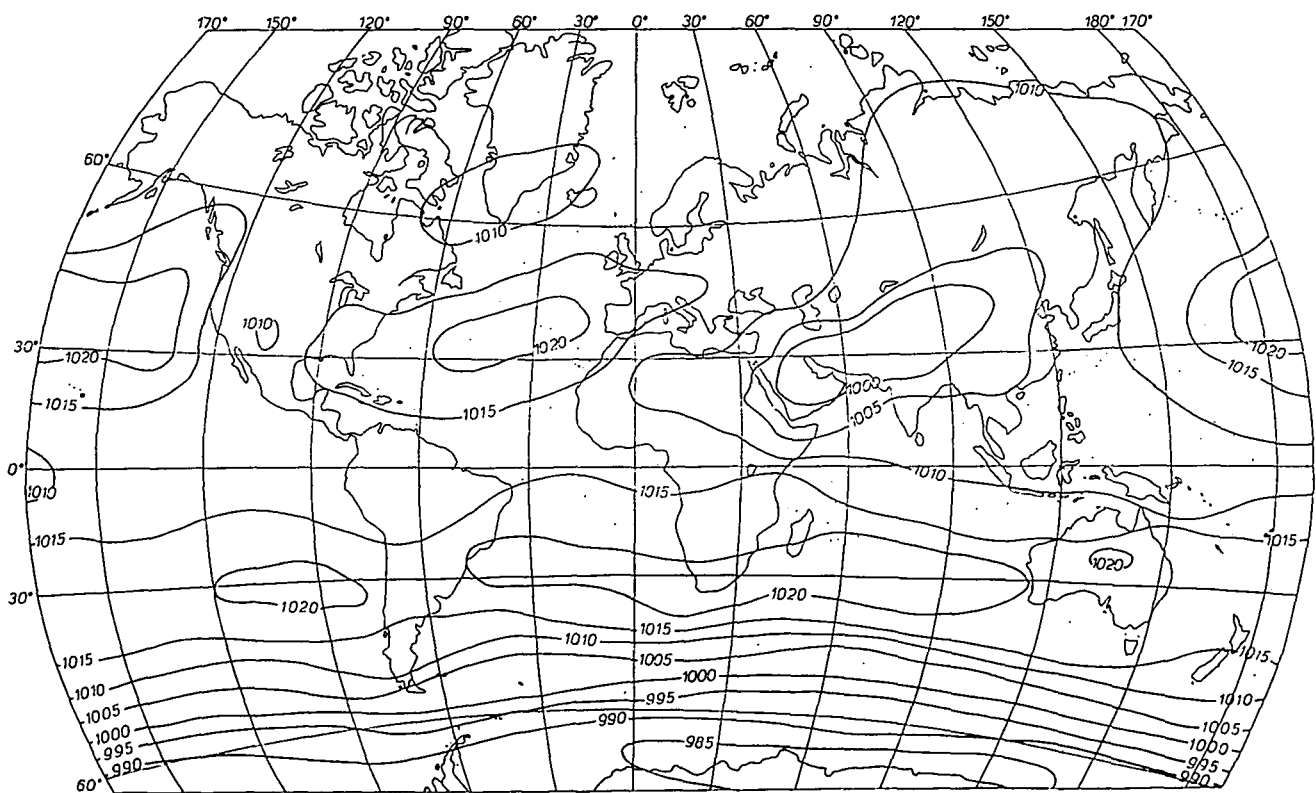
A tengerszintű légnyomás átlaga, június, hPa

2.f. ábra



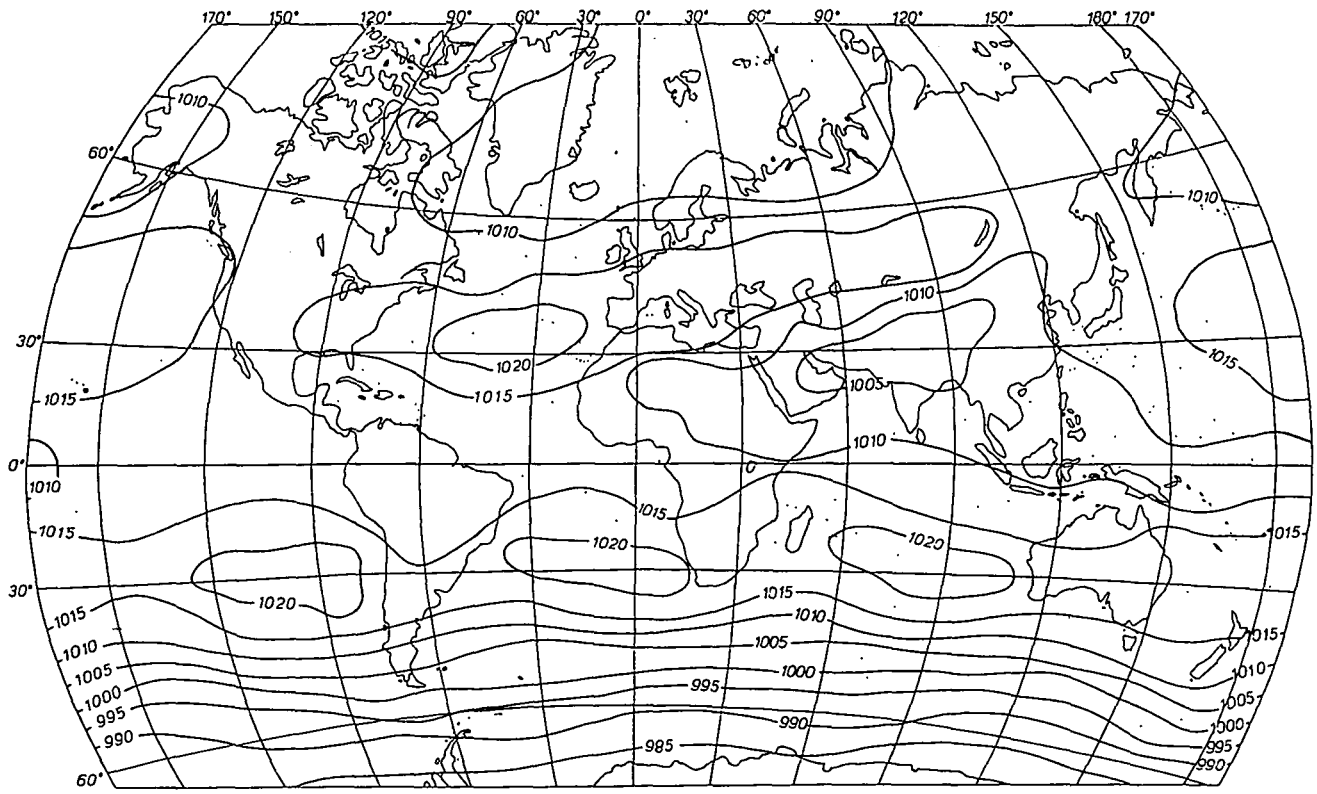
A tengerszinti légnyomás átlaga, július, hPa

2. g. ábra



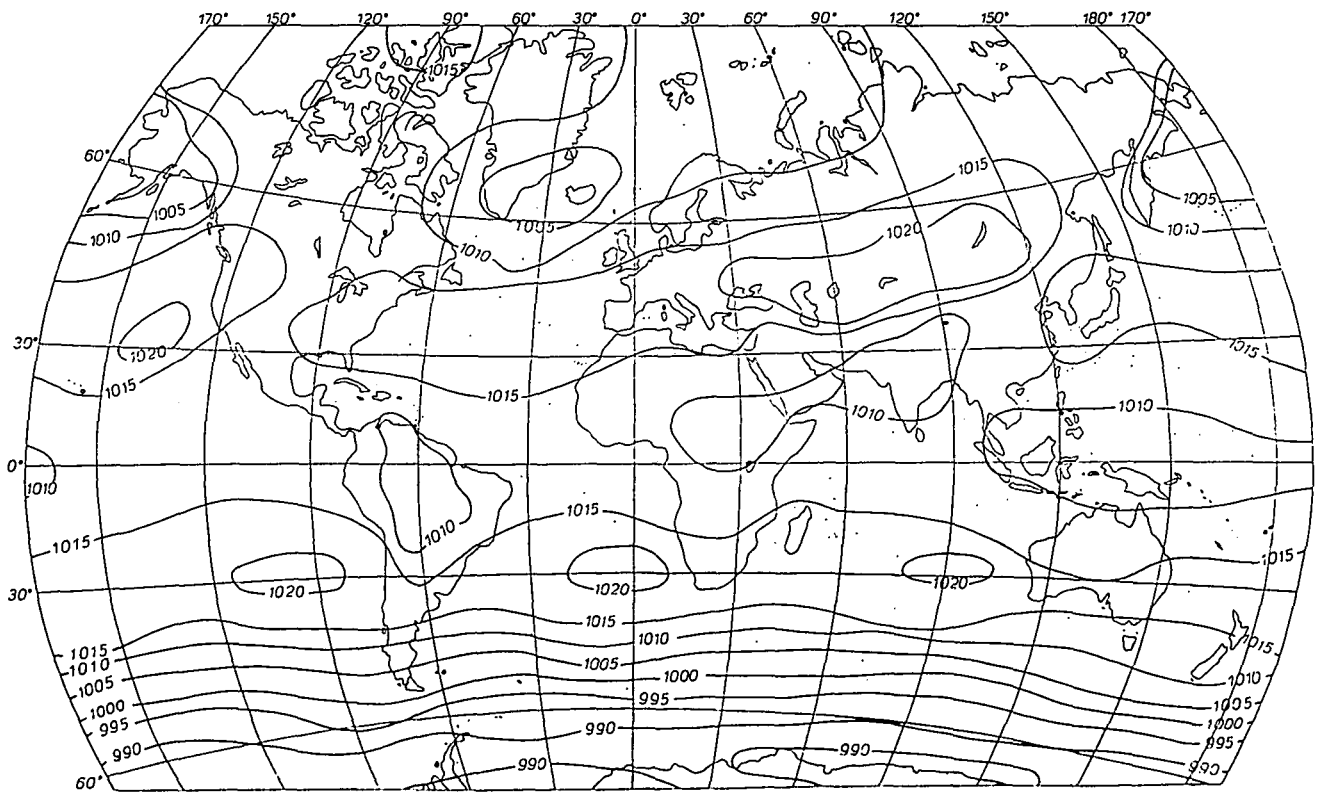
A tengerszinti légnyomás átlaga, augusztus, hPa

2. h. ábra



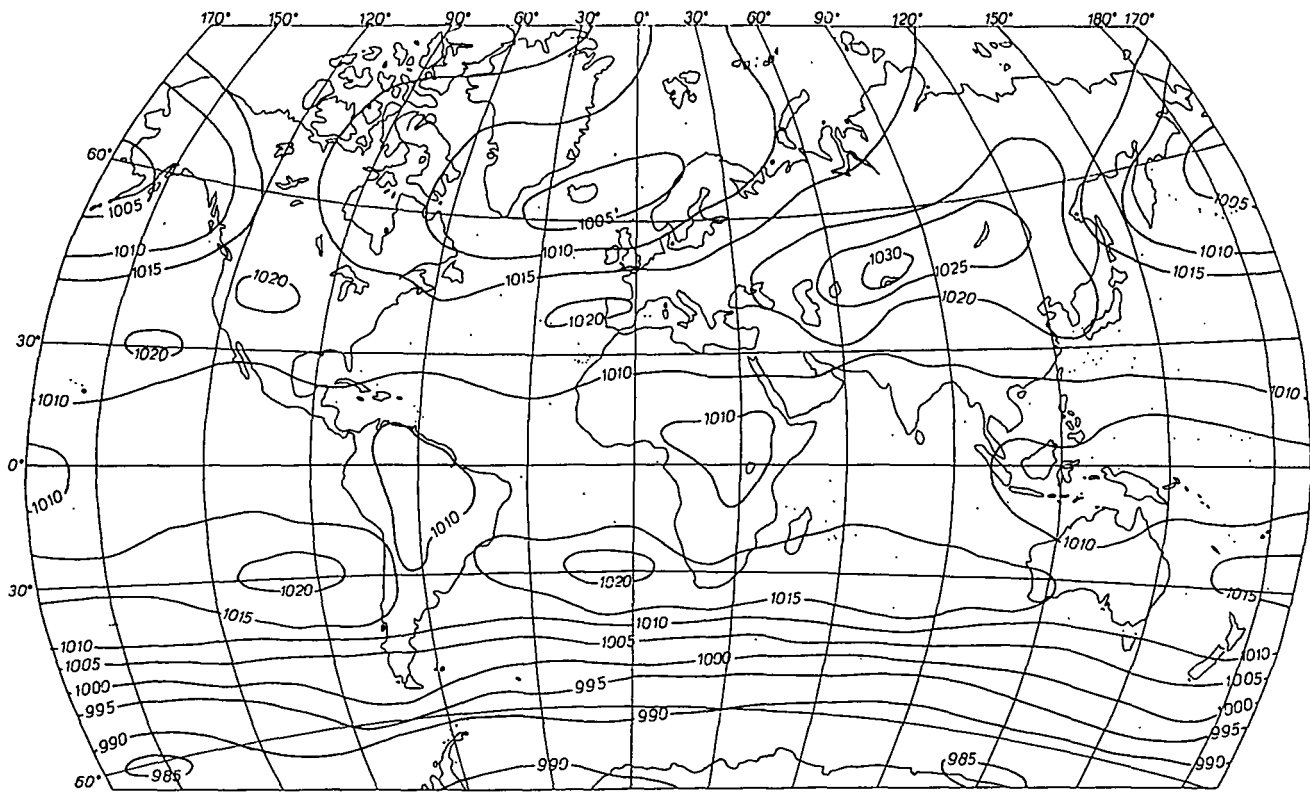
A tengerszinti légnyomás átlaga, szeptember, hPa

2.i. ábra



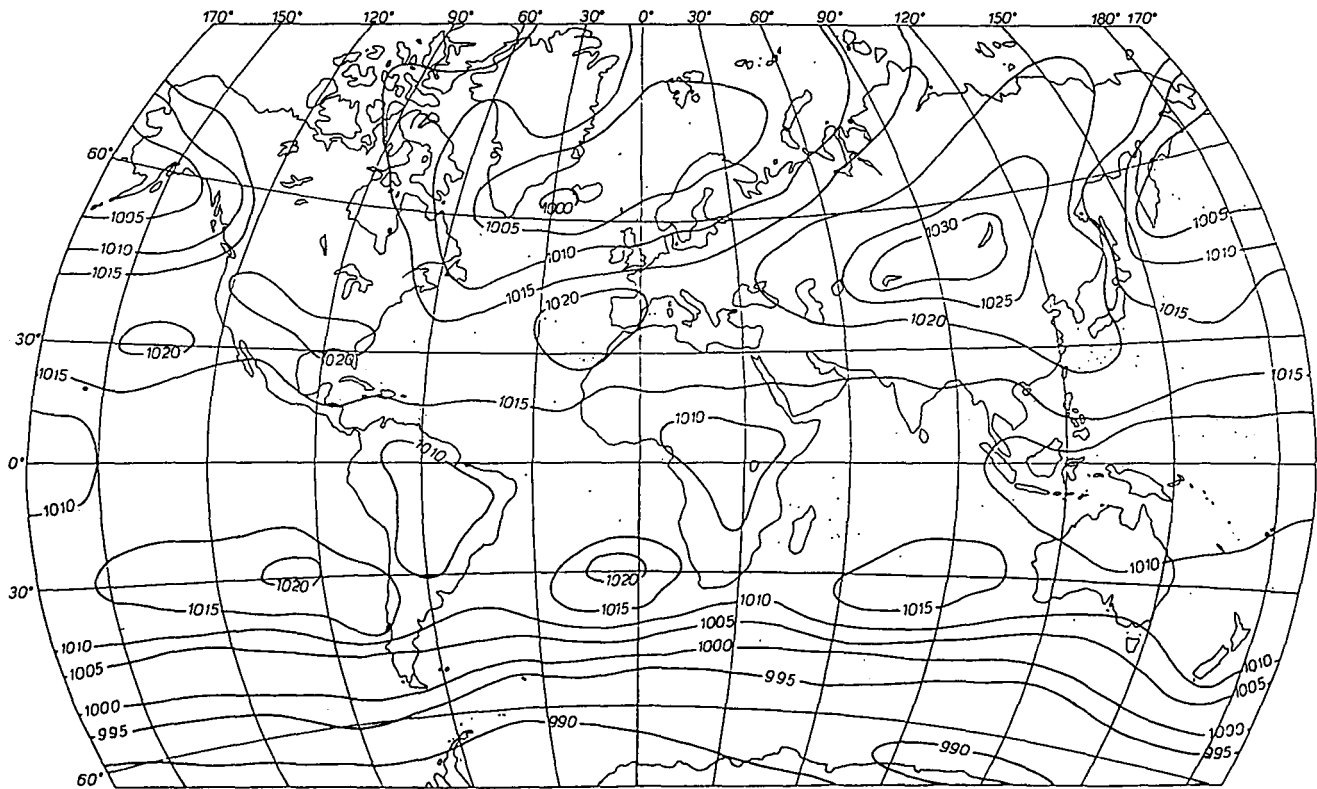
A tengerszinti légnyomás átlaga, október, hPa

2.j. ábra



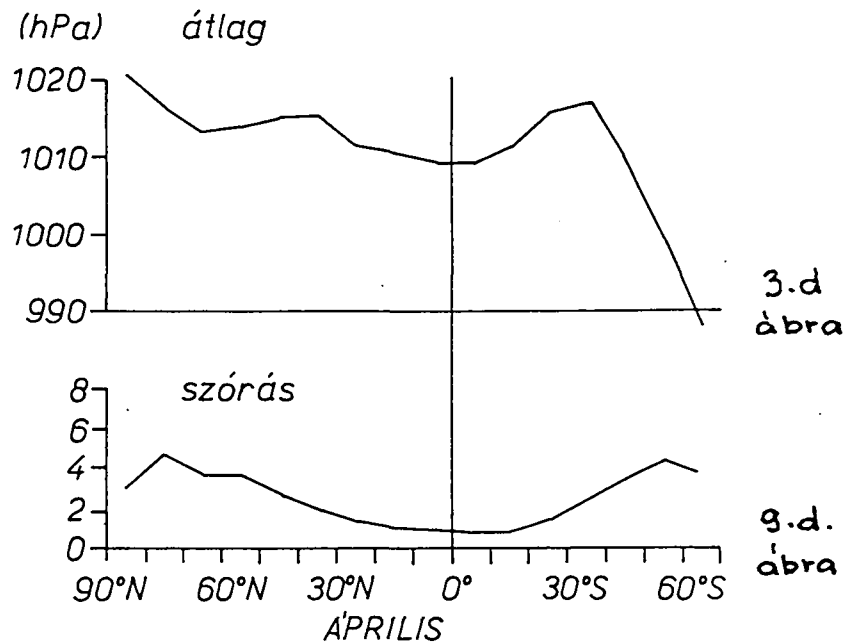
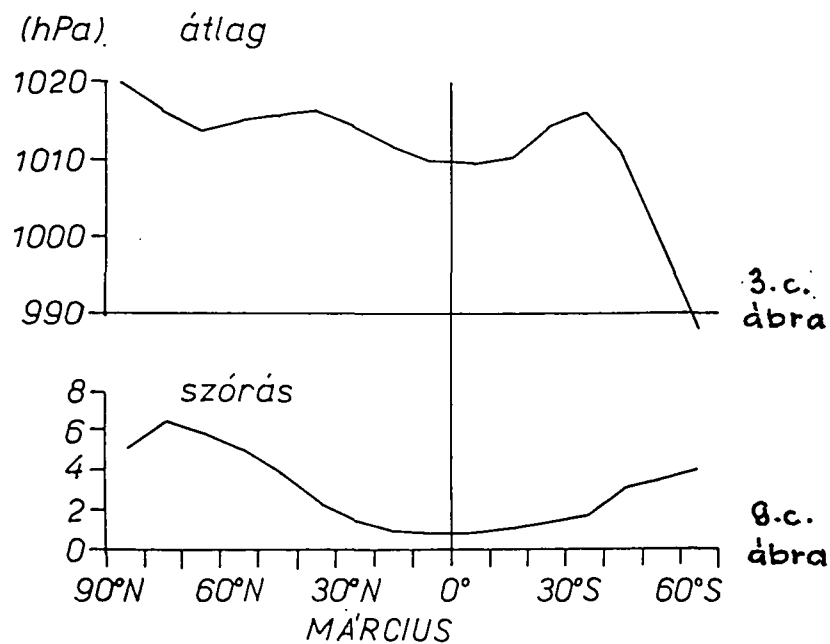
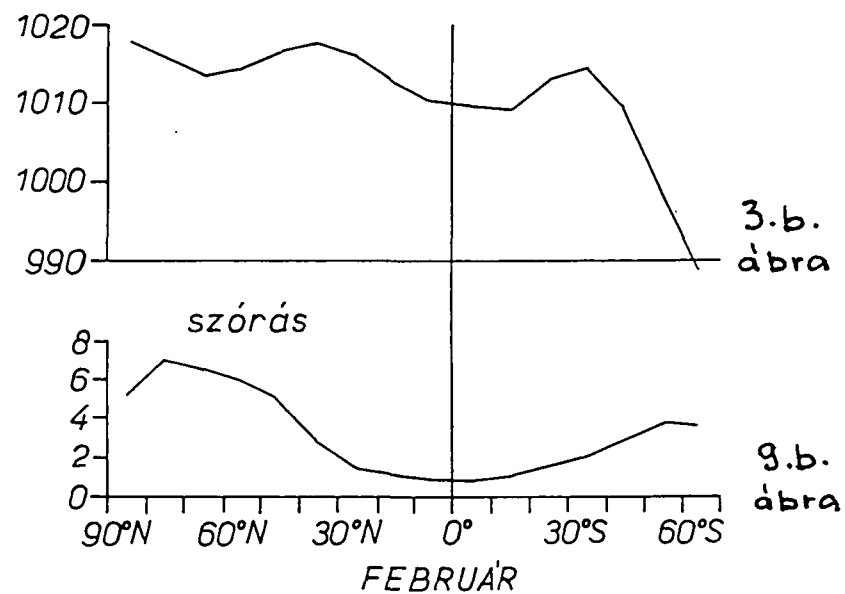
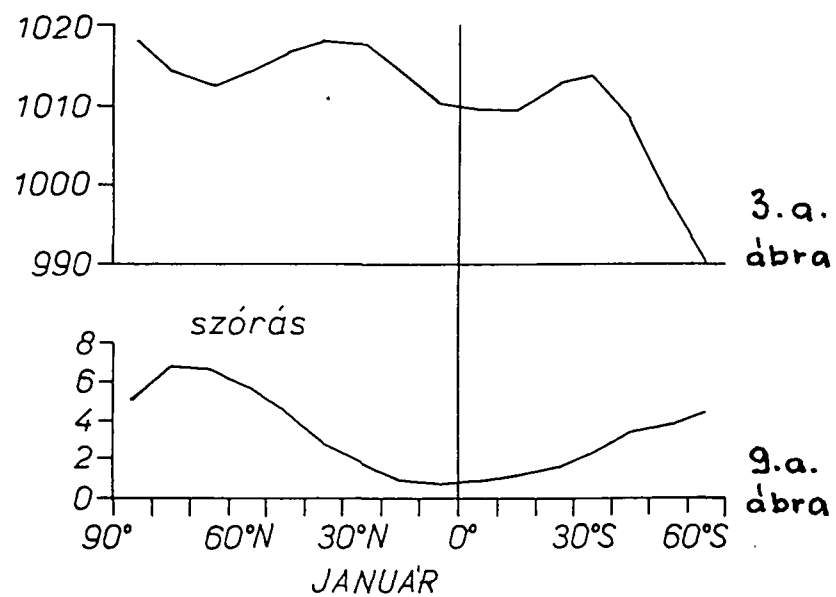
A tengerszinti légnyomás átlaga, november, hPa

2.k. ábra

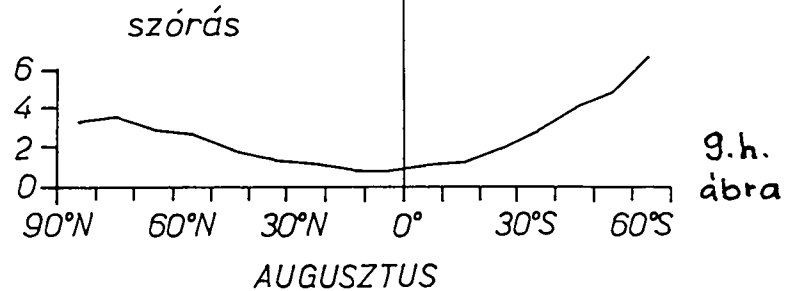
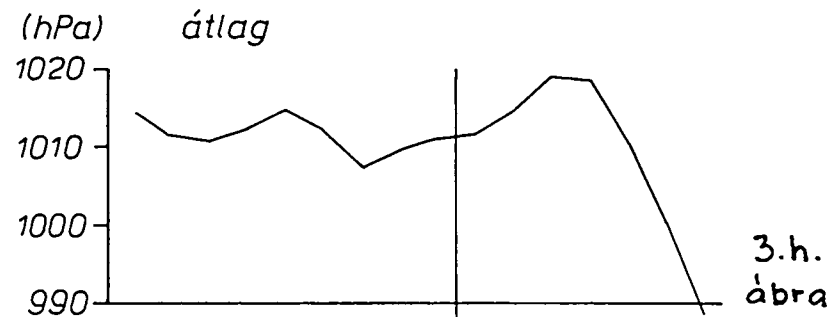
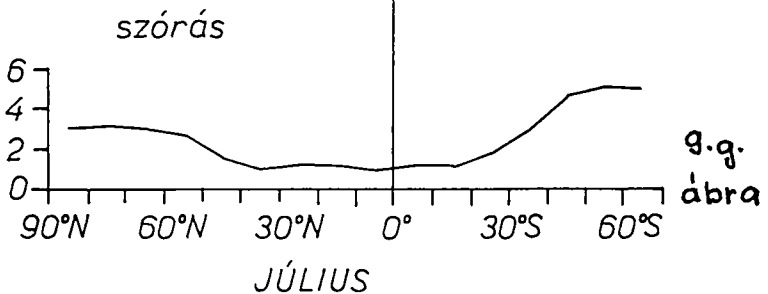
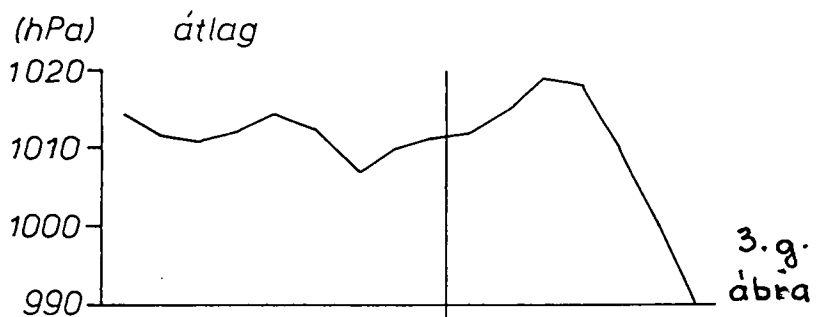
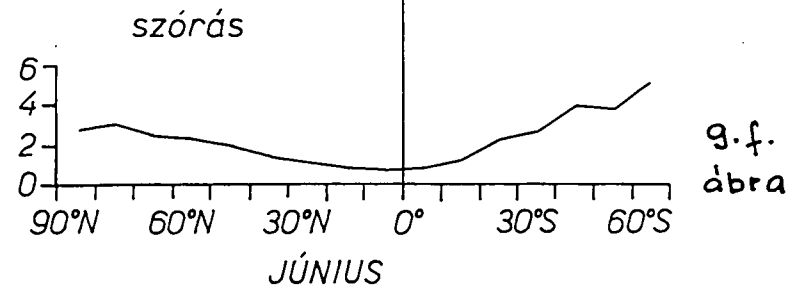
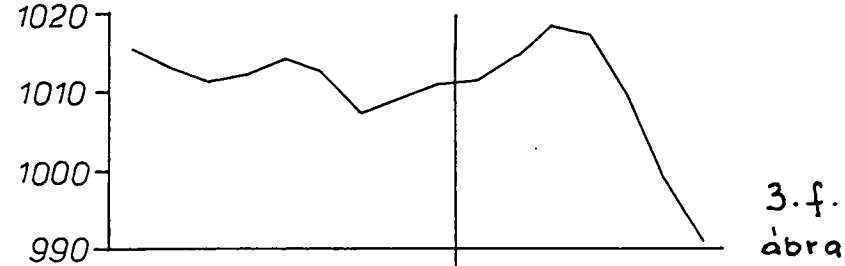
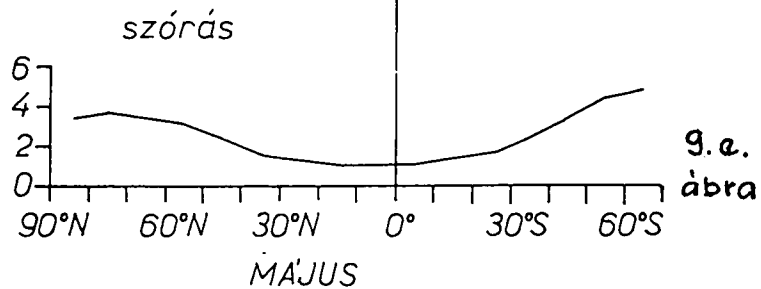
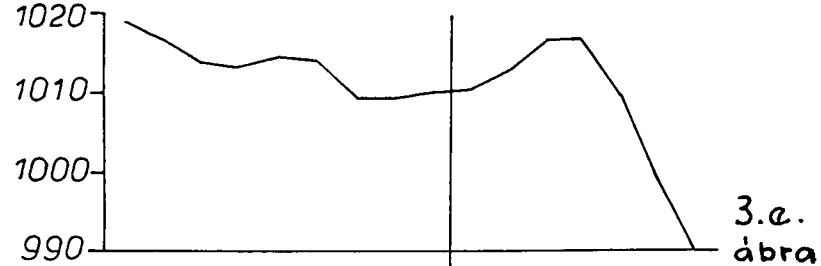


A tengerszinti légnyomás átlaga, december, hPa

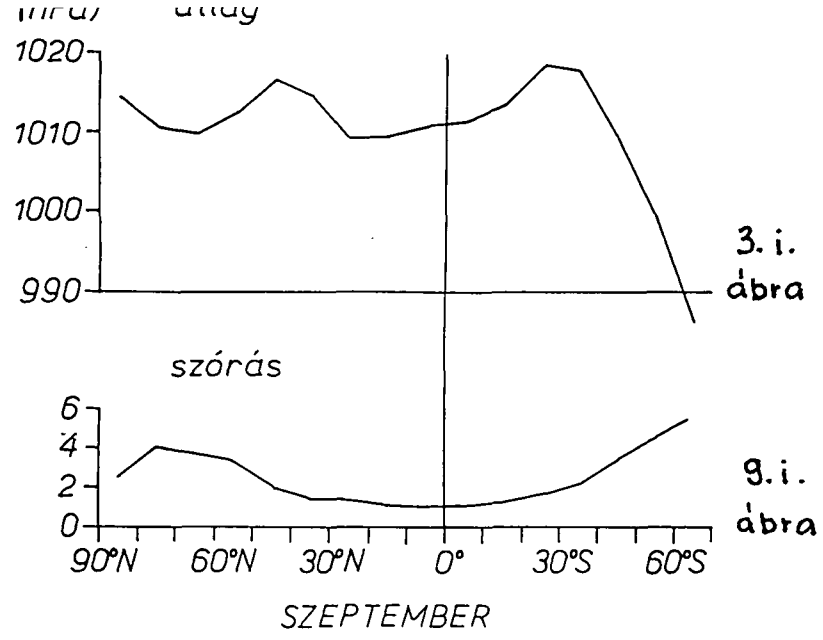
2.L. ábra



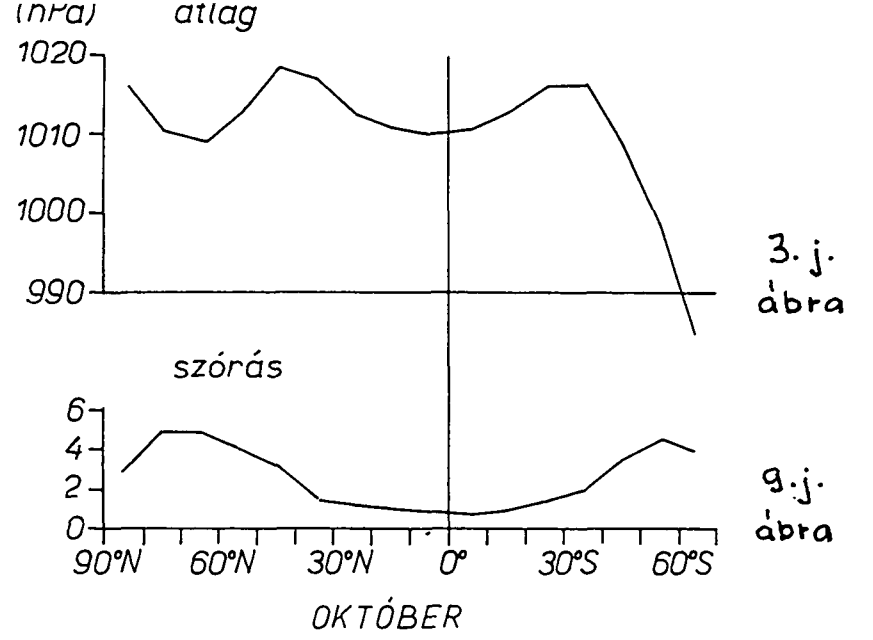
A tengersizti légnyomás övezetes átlagai és szórásai, 10° szélességenként



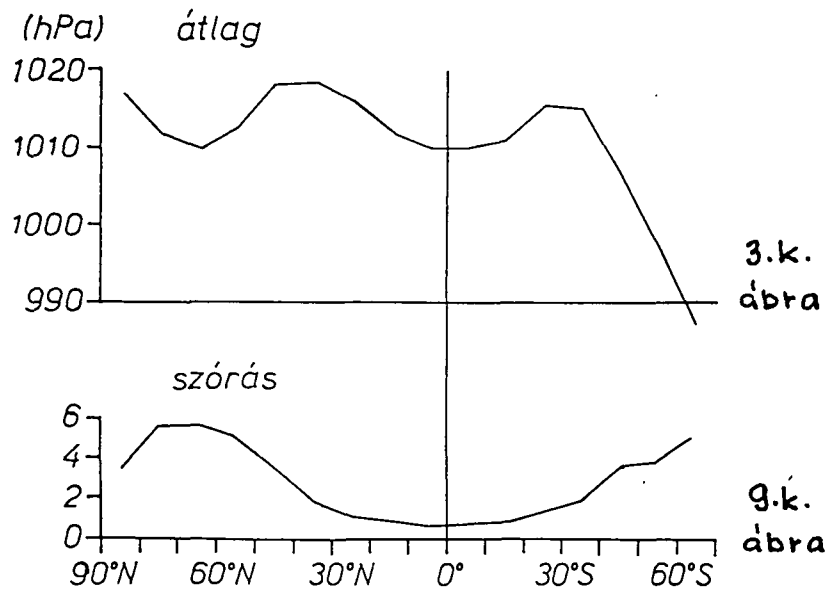
A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai és szórásai, 10° szélességenként



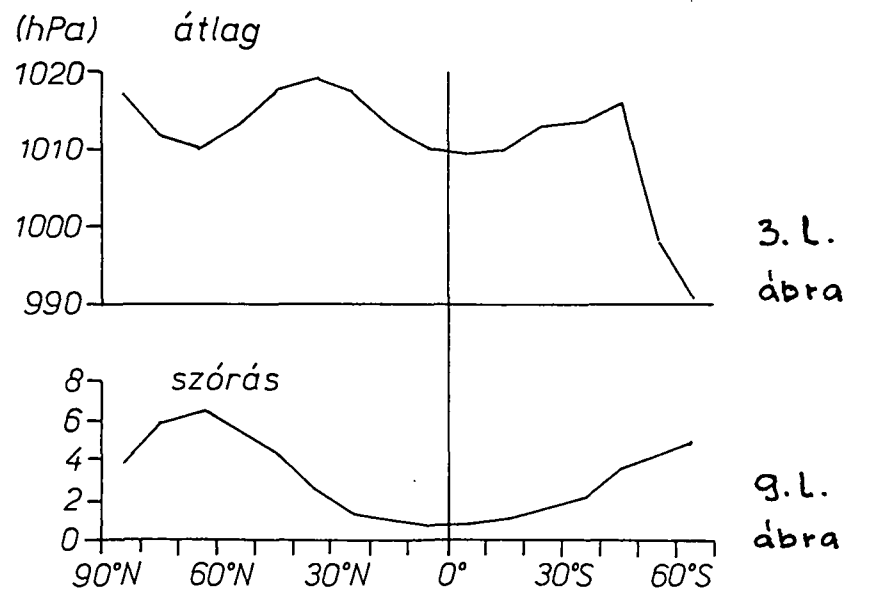
SZEPTEMBER



OKTÓBER

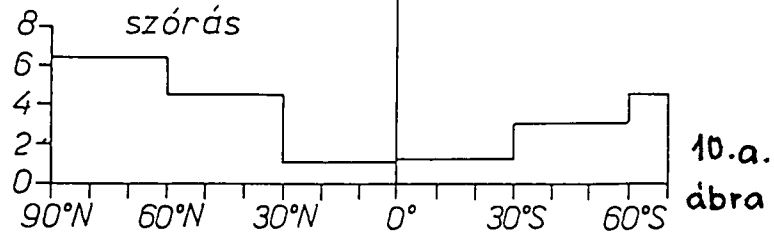
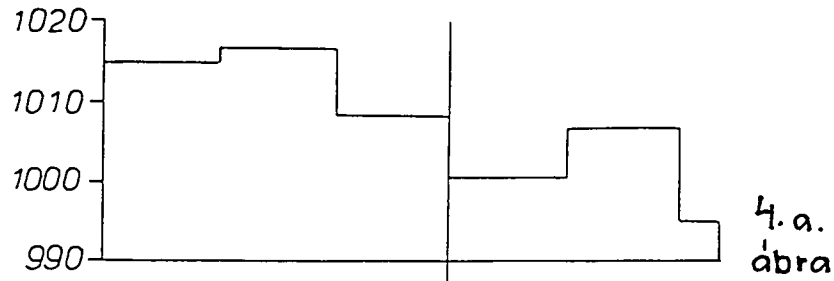


NOVEMBER

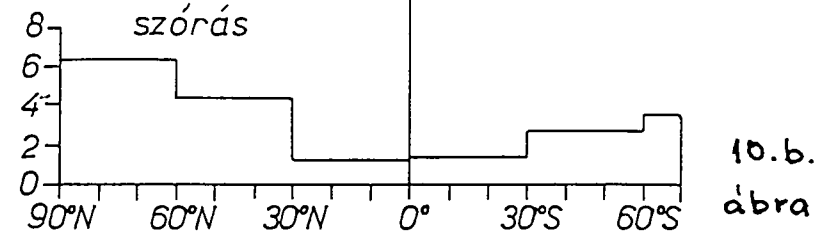
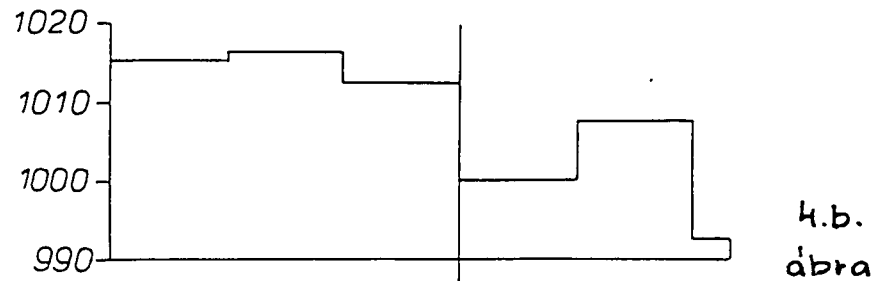


DECEMBER

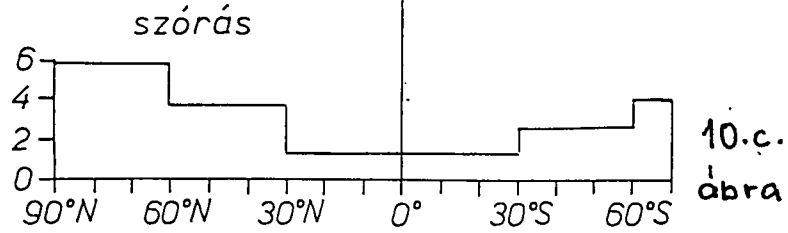
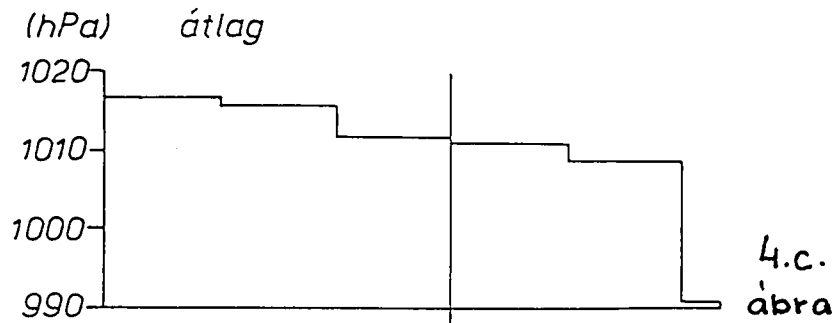
A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai és szórásai, 10° szélességenként



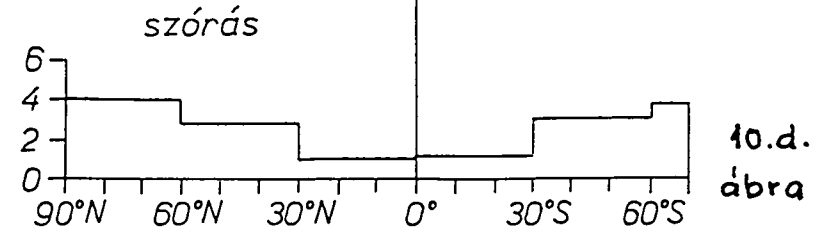
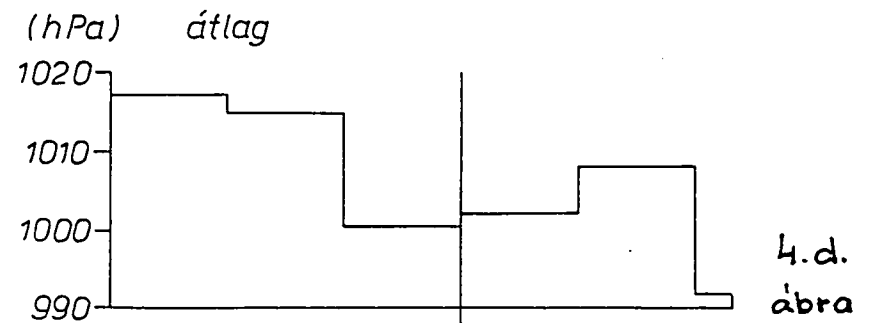
JANUÁR



FEBRUÁR



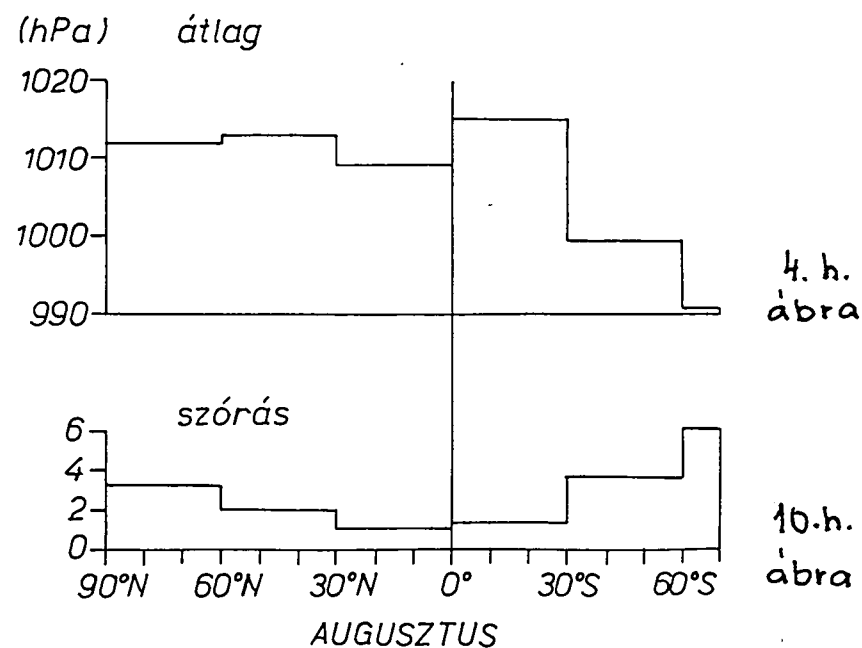
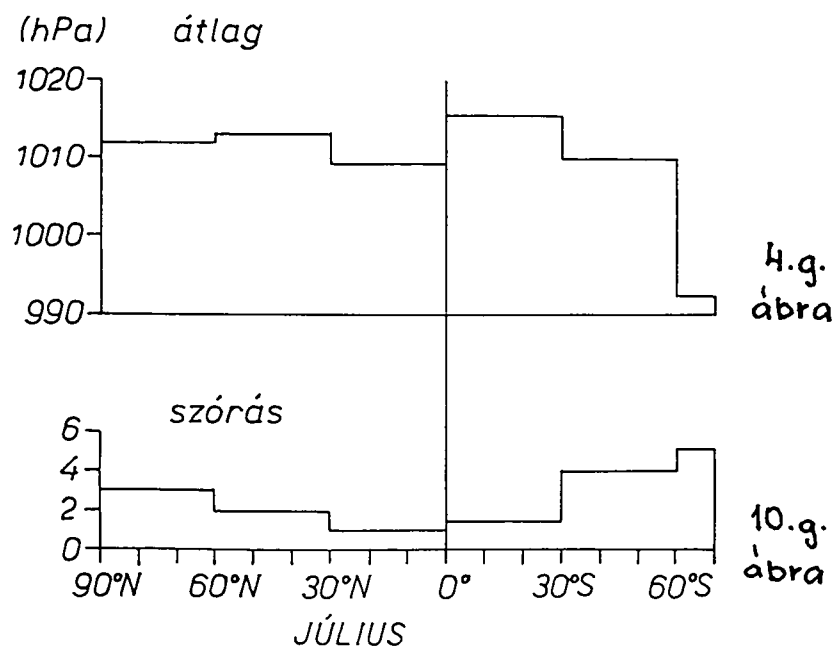
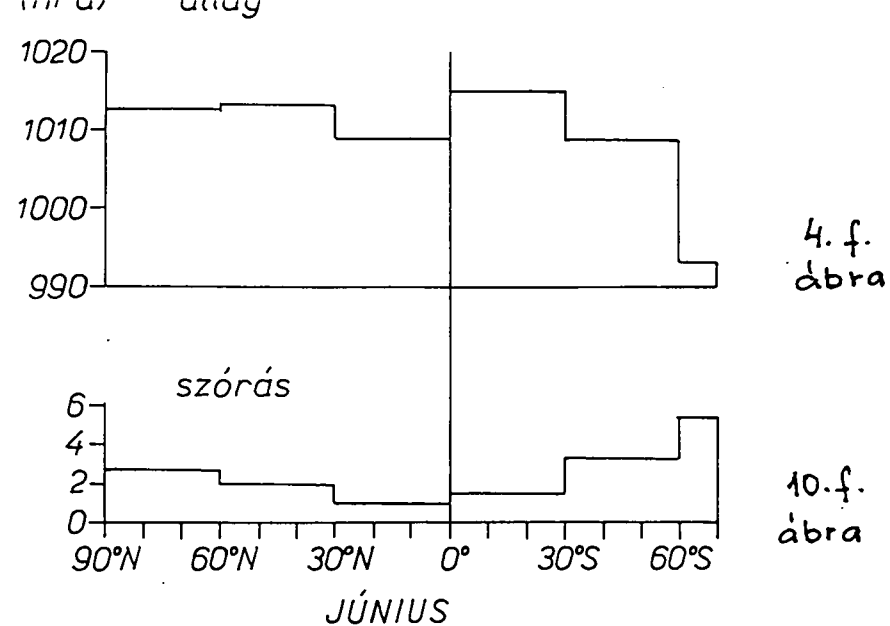
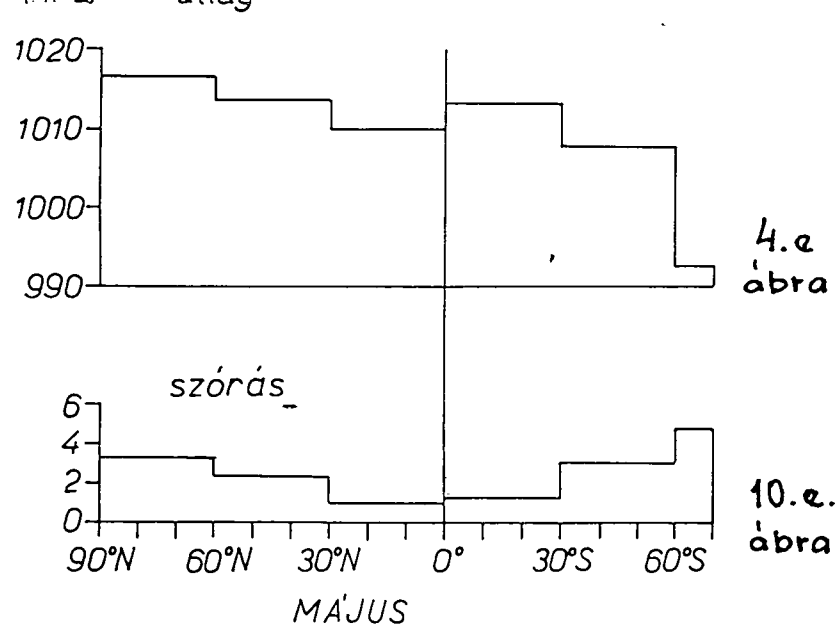
MÁRCIUS



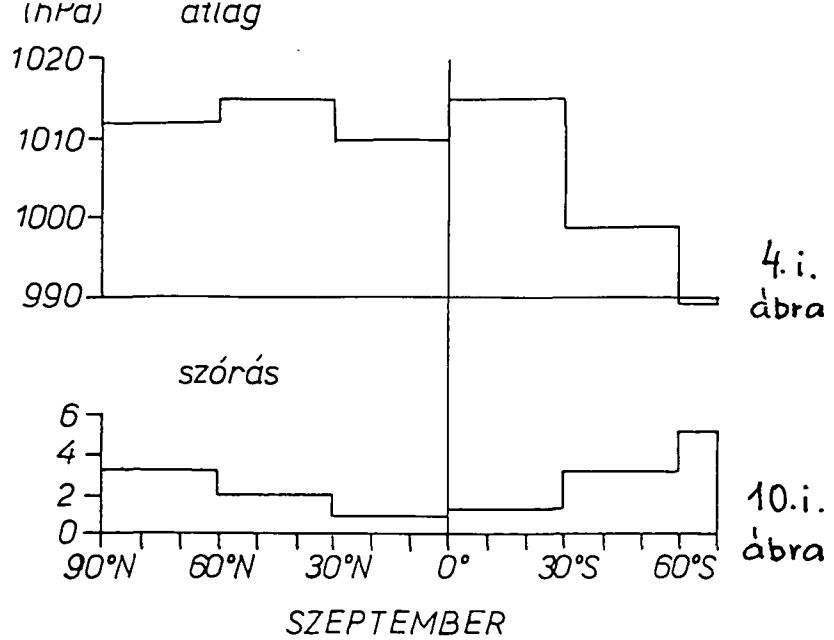
ÁPRILIS

A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai és szórásai, 30° szélességeként

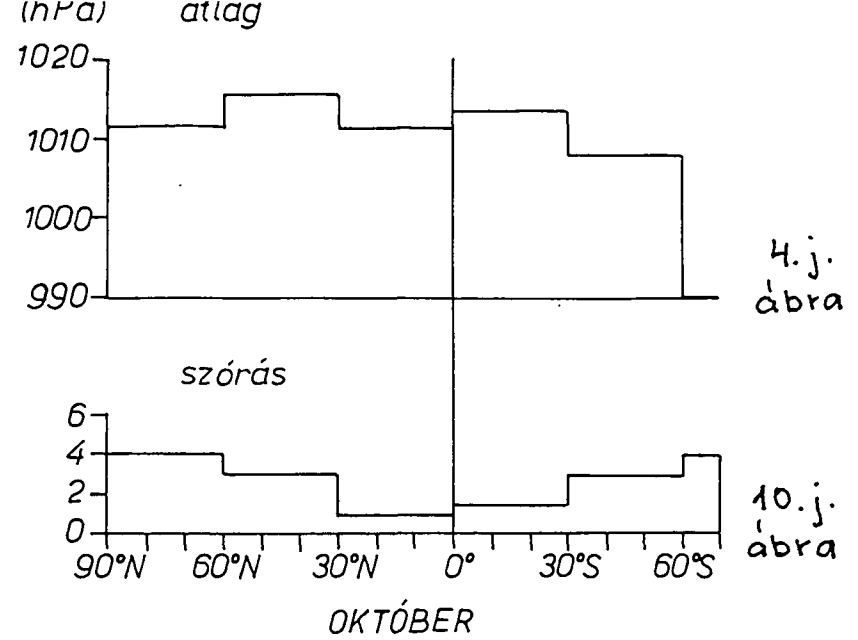




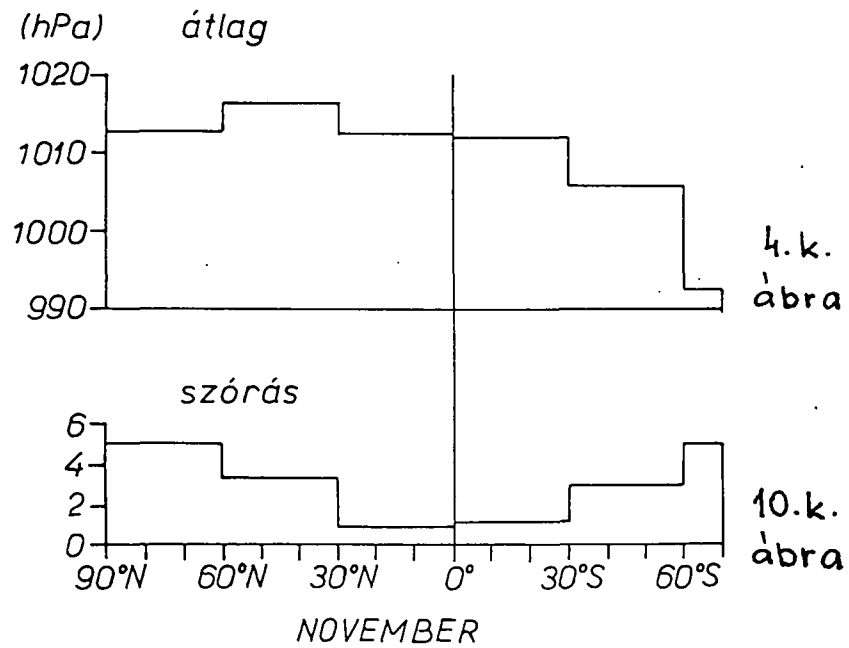
A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai és szórásai, 30° szélességenként



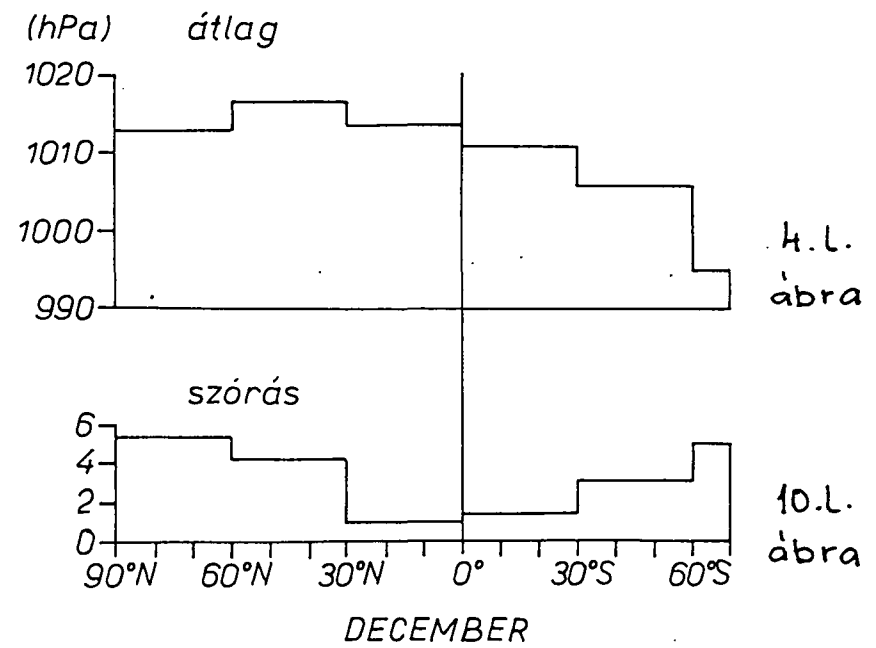
SZEPTEMBER



OKTÓBER

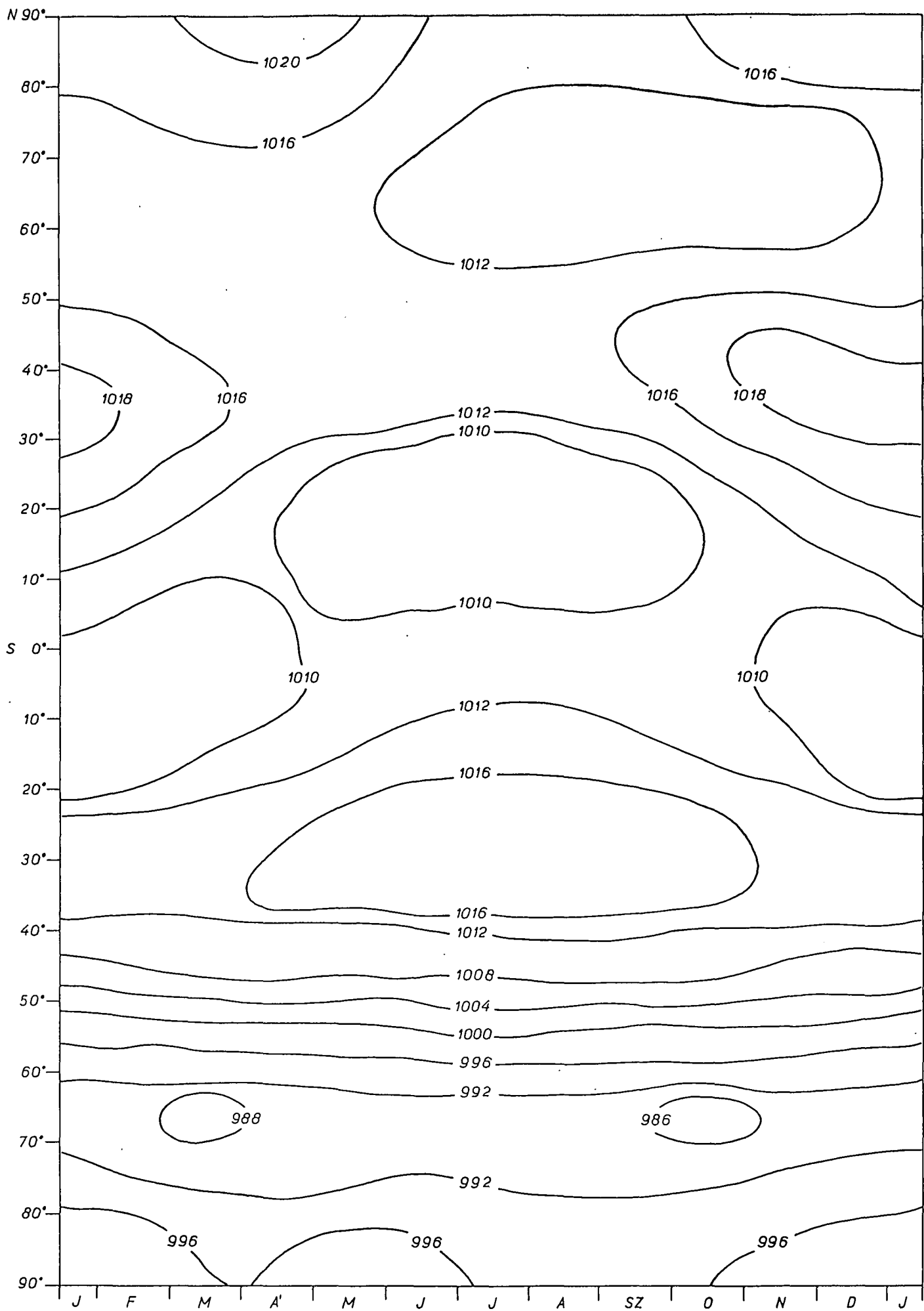


NOVEMBER



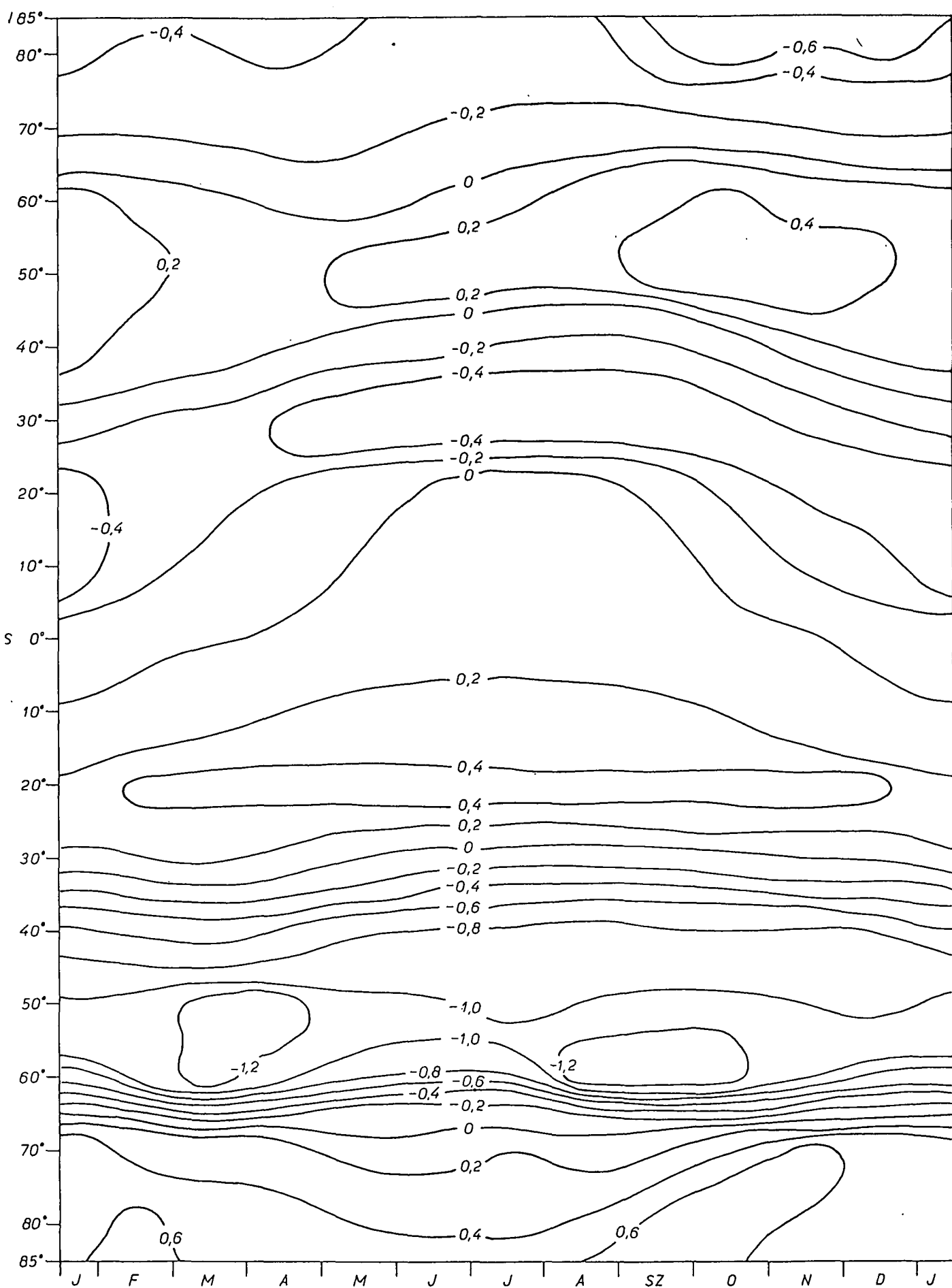
DECEMBER

A tengerszinti légnyomás övezetes átlagai és szórásai, 30° szélességenként

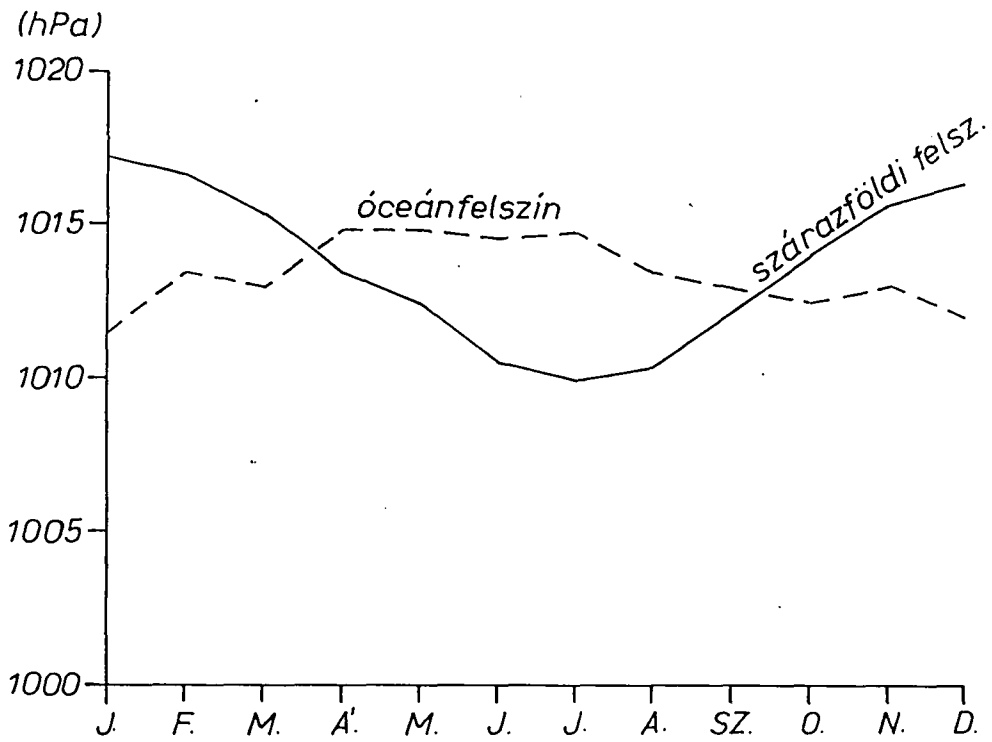


A tengerszinti légnyomás havi középértékeinek évi változása a földrajzi szélességgel, hPa

5. ábrán

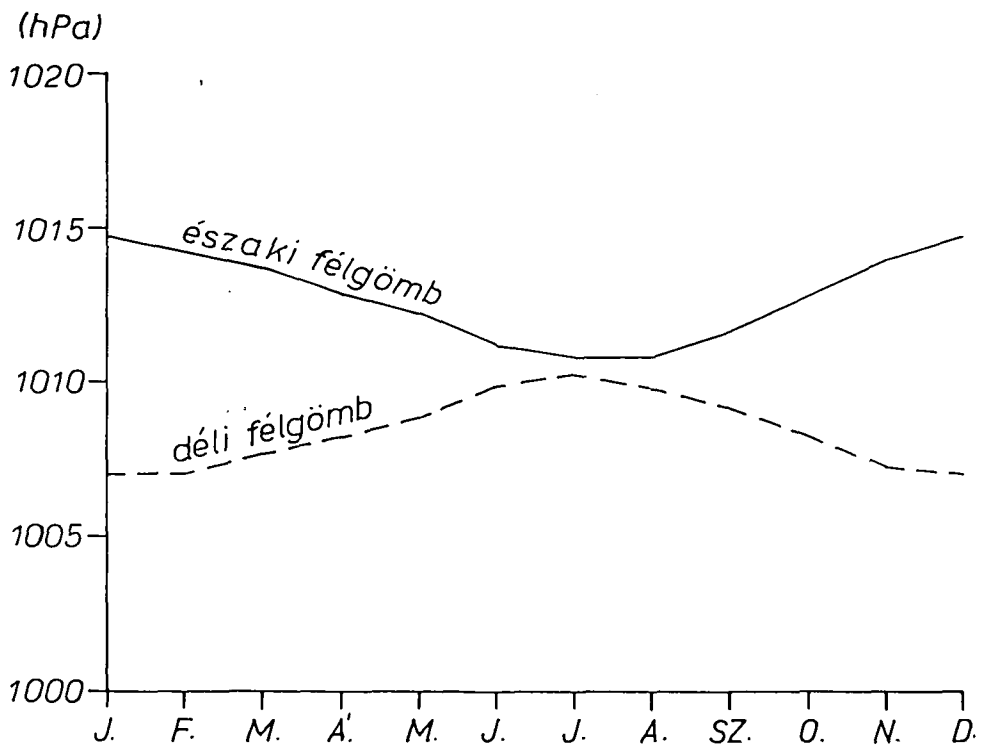


A tengerszinti légnyomás havi közepes meridián menti gradiensének, évi változása a földrajzi szélességgel, hPa



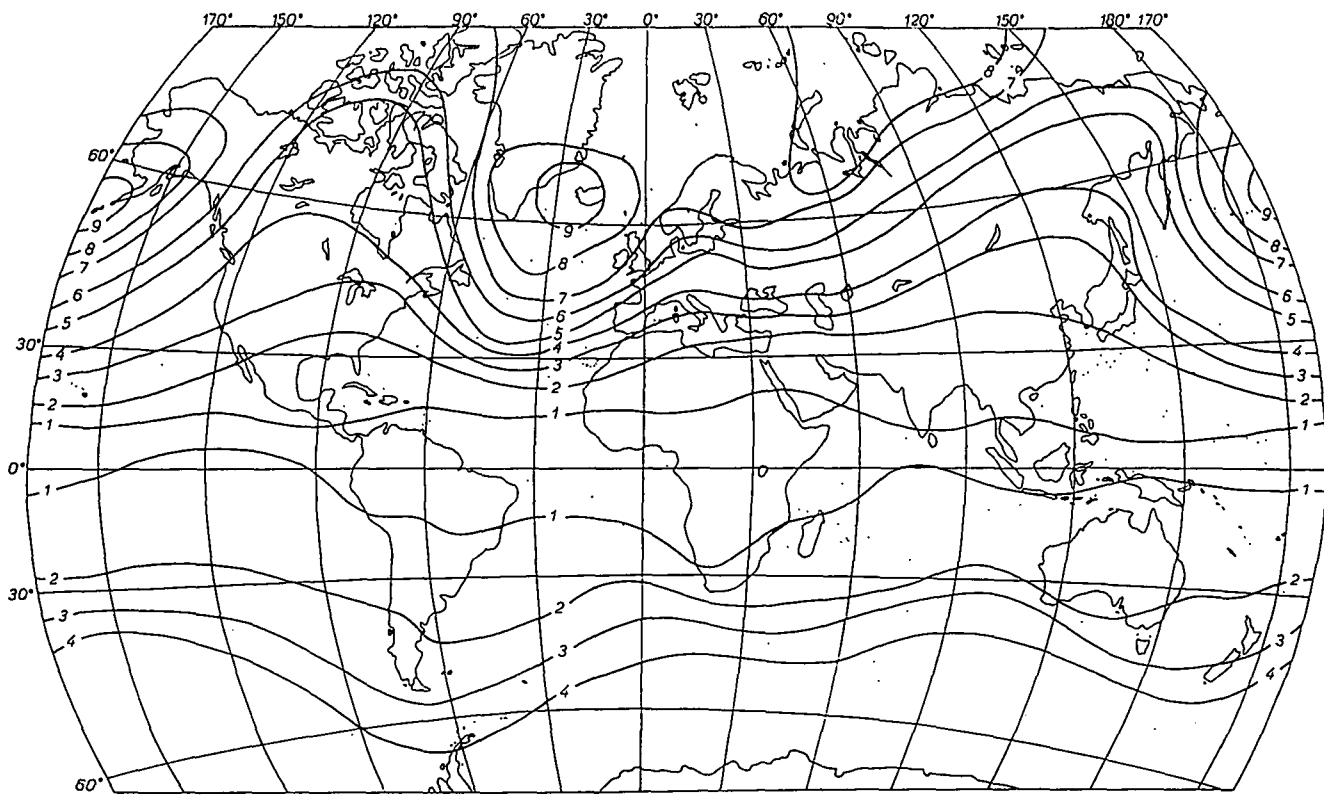
7.b.  
ábra

A tengerszinti légnyomás havi átlagai, 70°N-20°N



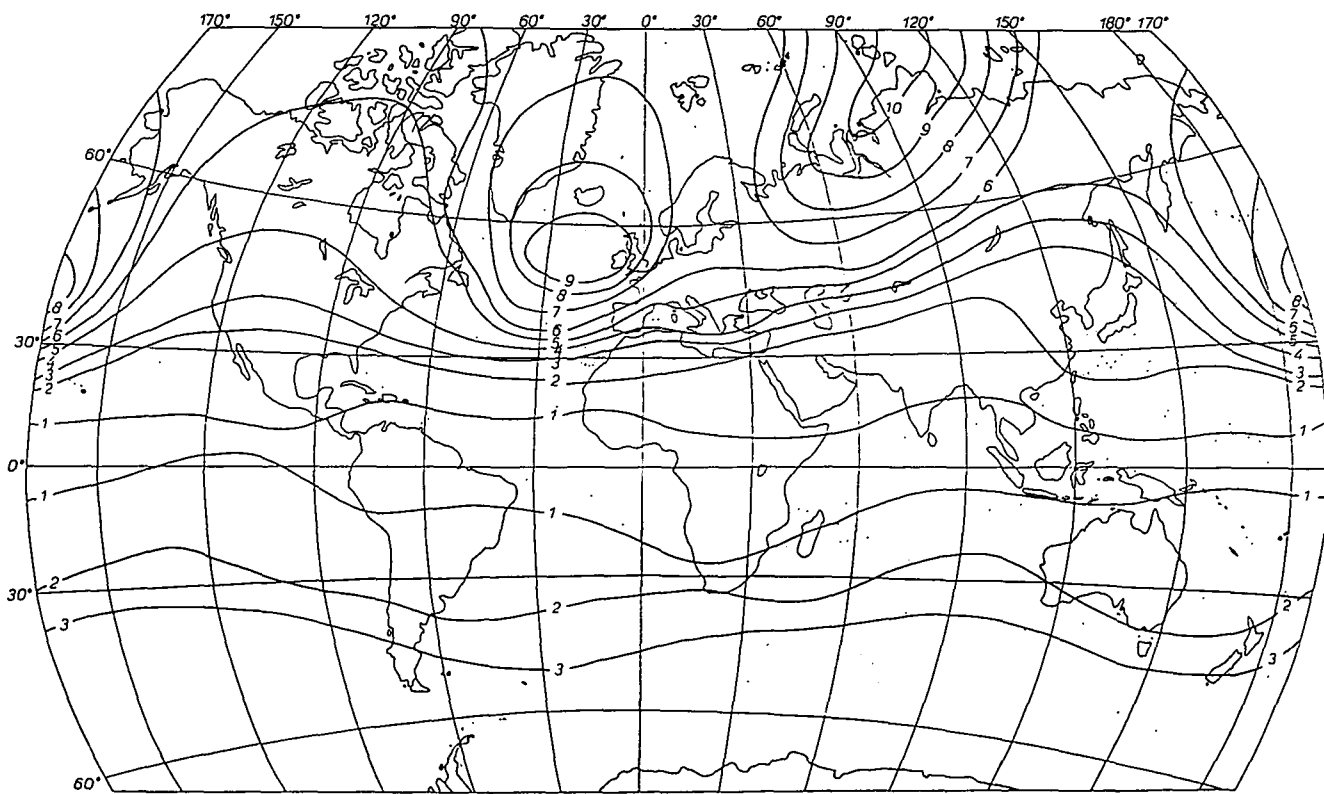
7.a  
ábra

A tengerszinti légnyomás havi átlagai



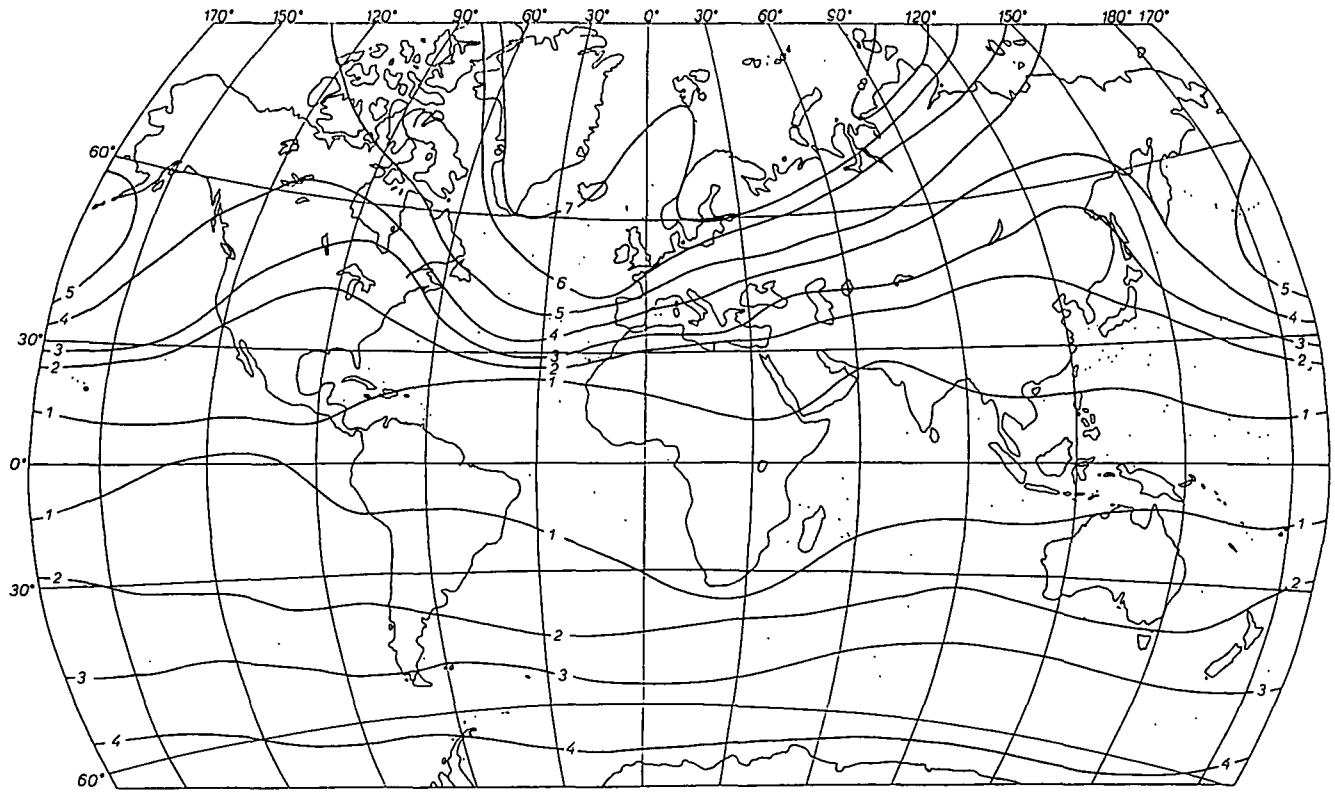
A tengerszinti légnyomás szórása, január, hPa

8.a. ábra



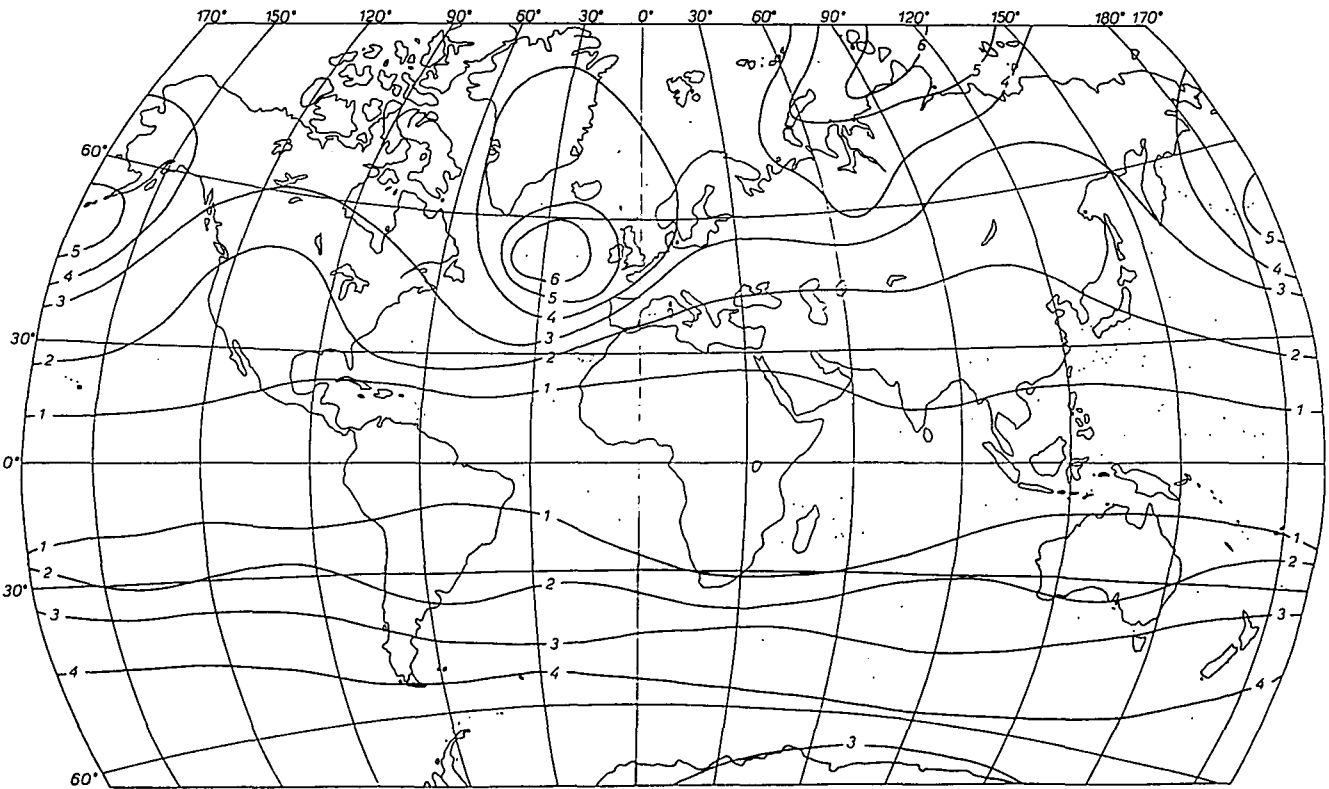
A tengerszinti légnyomás szórása, február, hPa

8.b. ábra



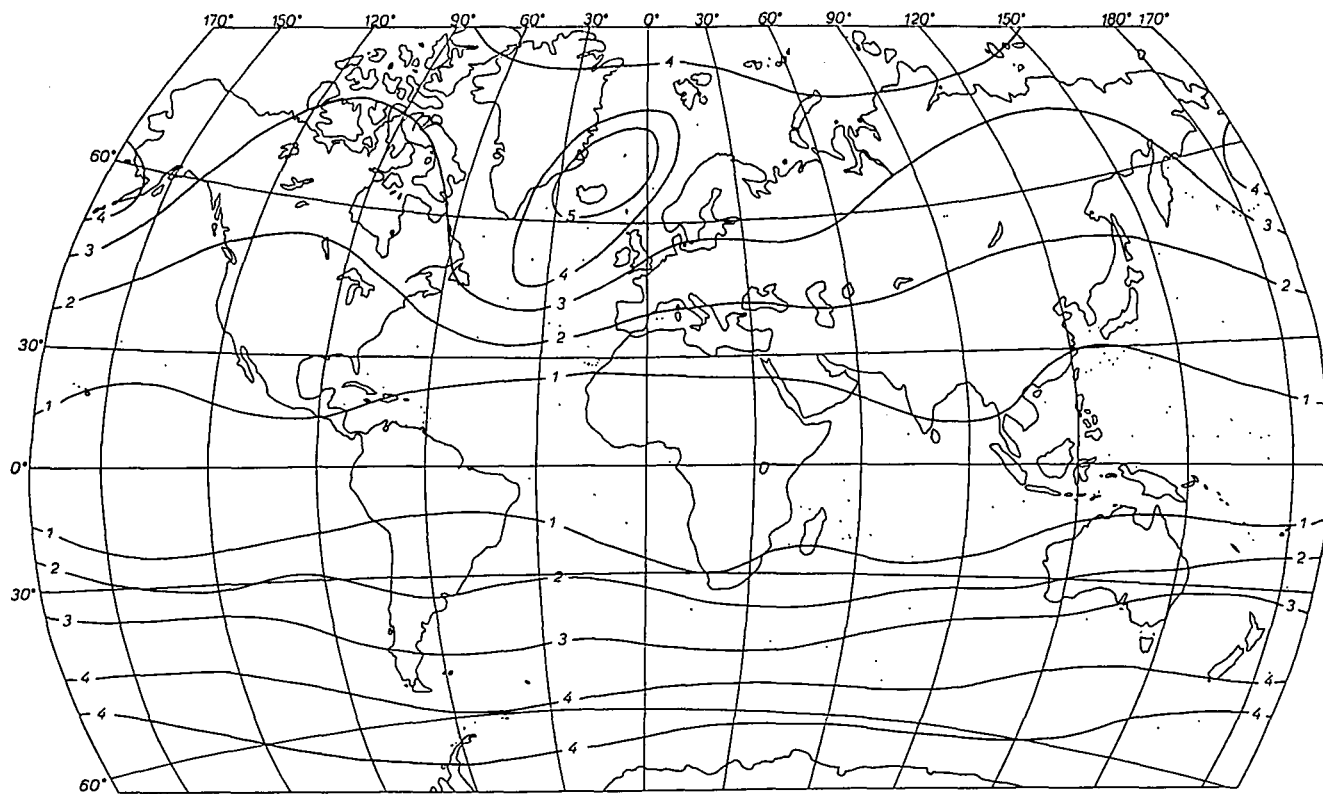
A tengerszinti légnyomás szórása, március, hPa

8.c. ábra



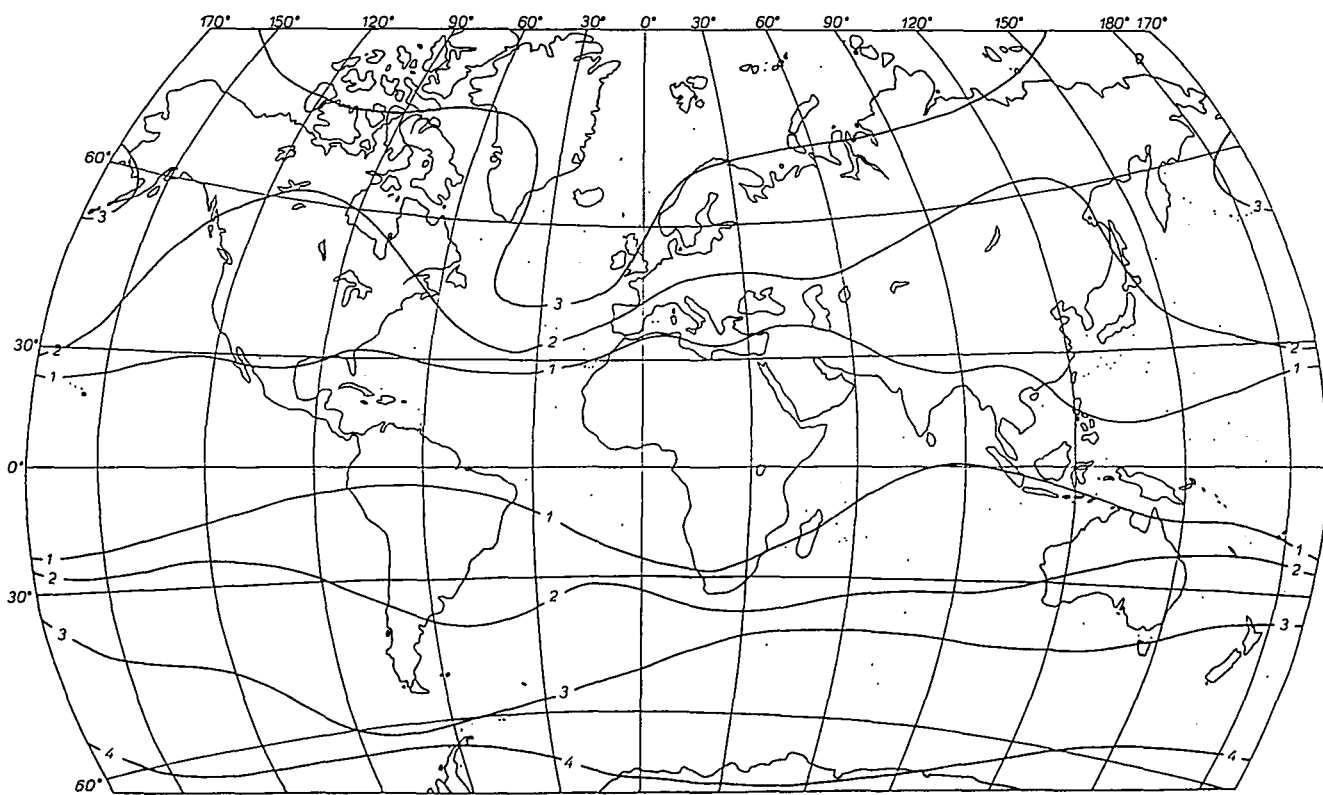
A tengerszinti légnyomás szórása, április, hPa

8.d. ábra



A tengerszinti légnyomás szórása, május, hPa

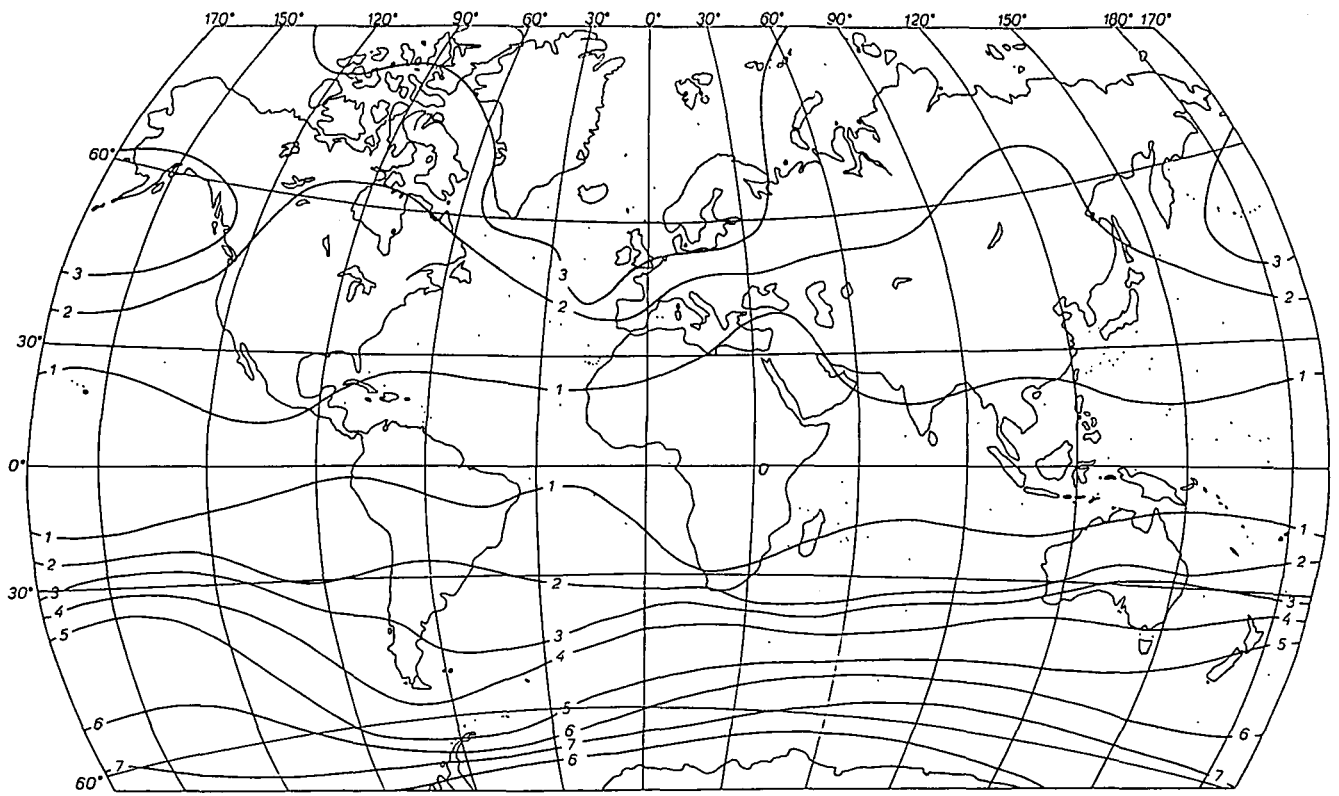
8.e. ábra



A tengerszinti légnyomás szórása, június, hPa

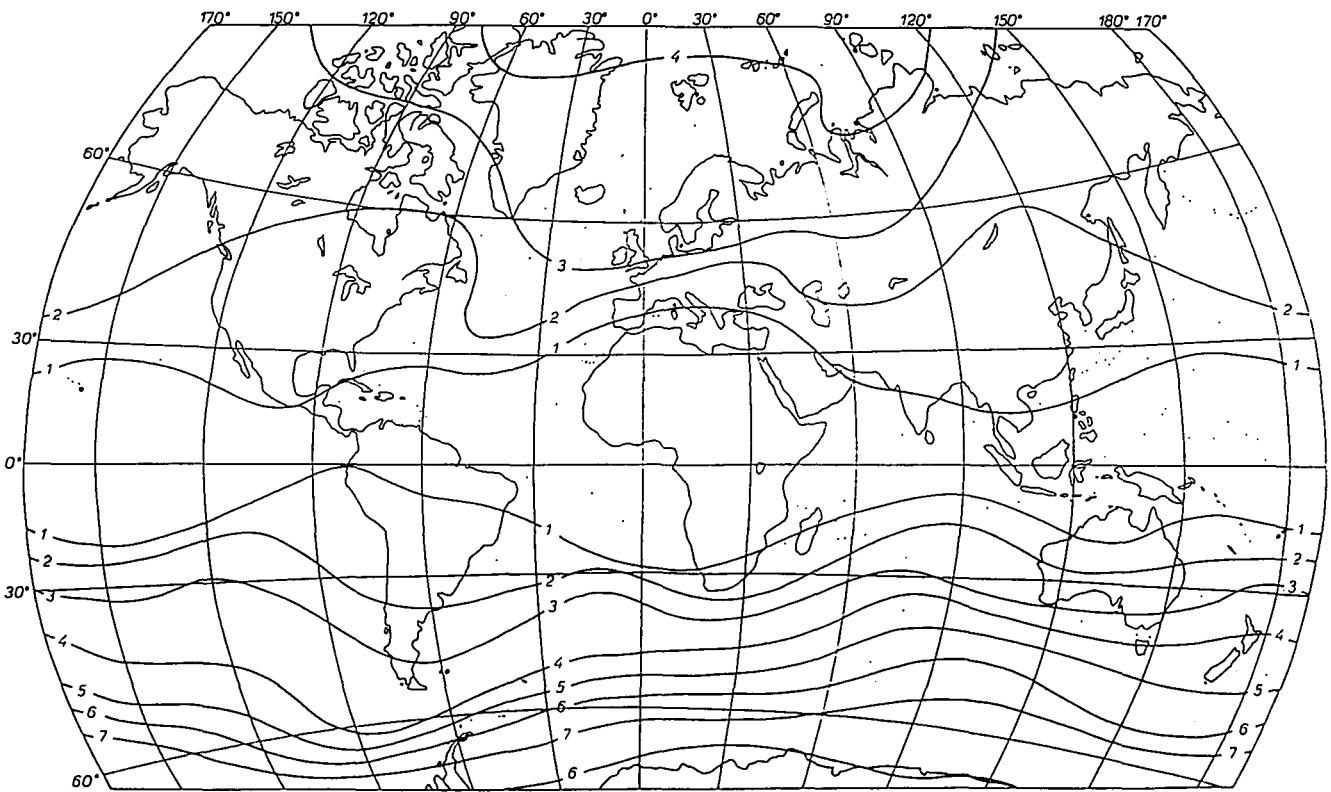
8.f. ábra





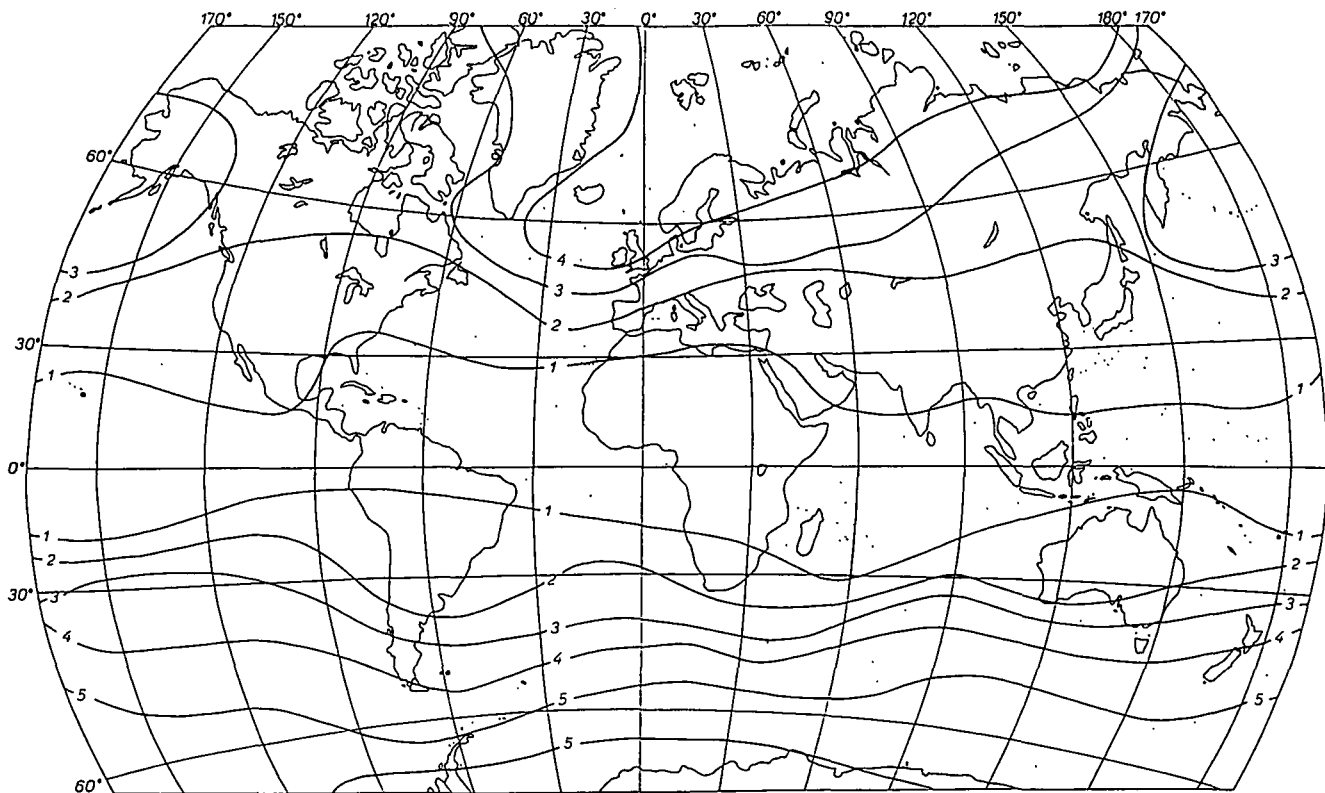
A tengerszinti légnyomás szórása, július, hPa

8.g. ábra



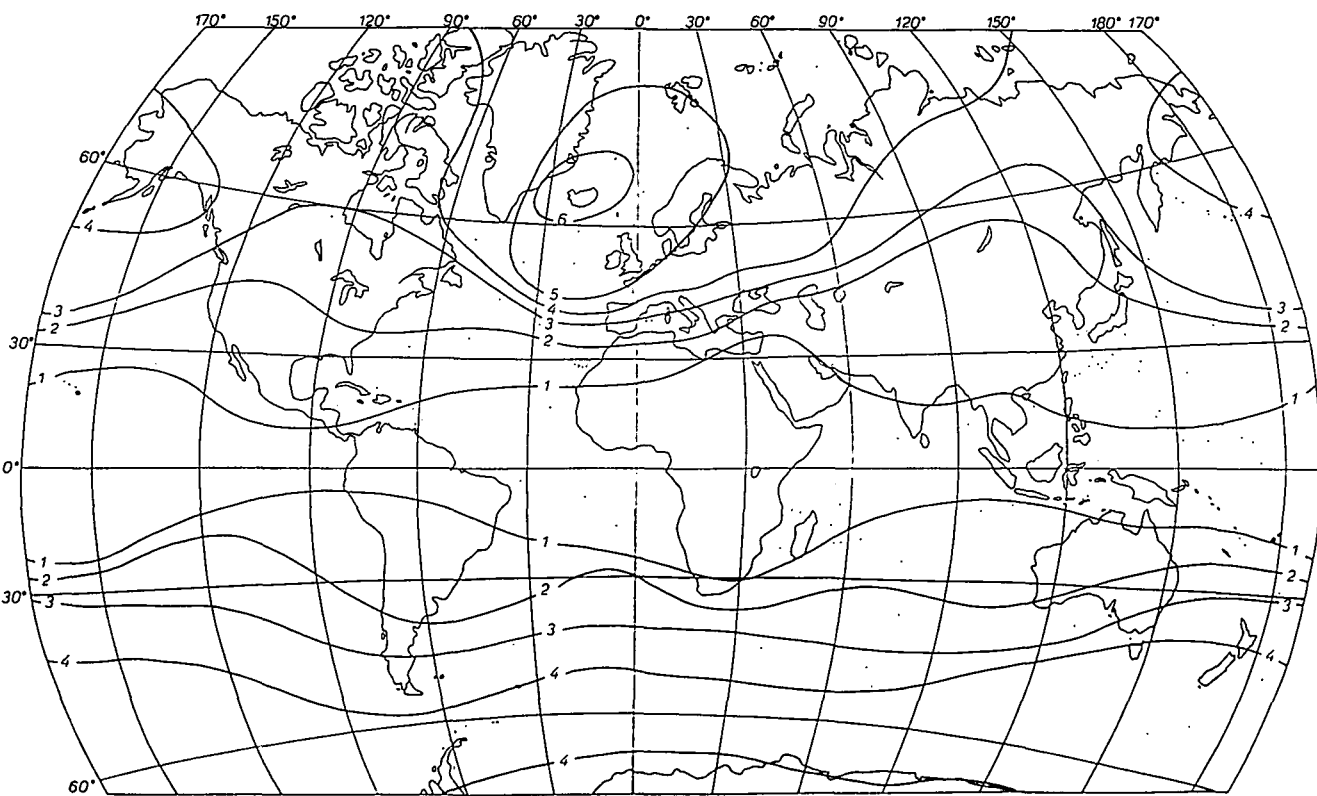
A tengerszinti légnyomás szórása, augusztus, hPa

8.h. ábra



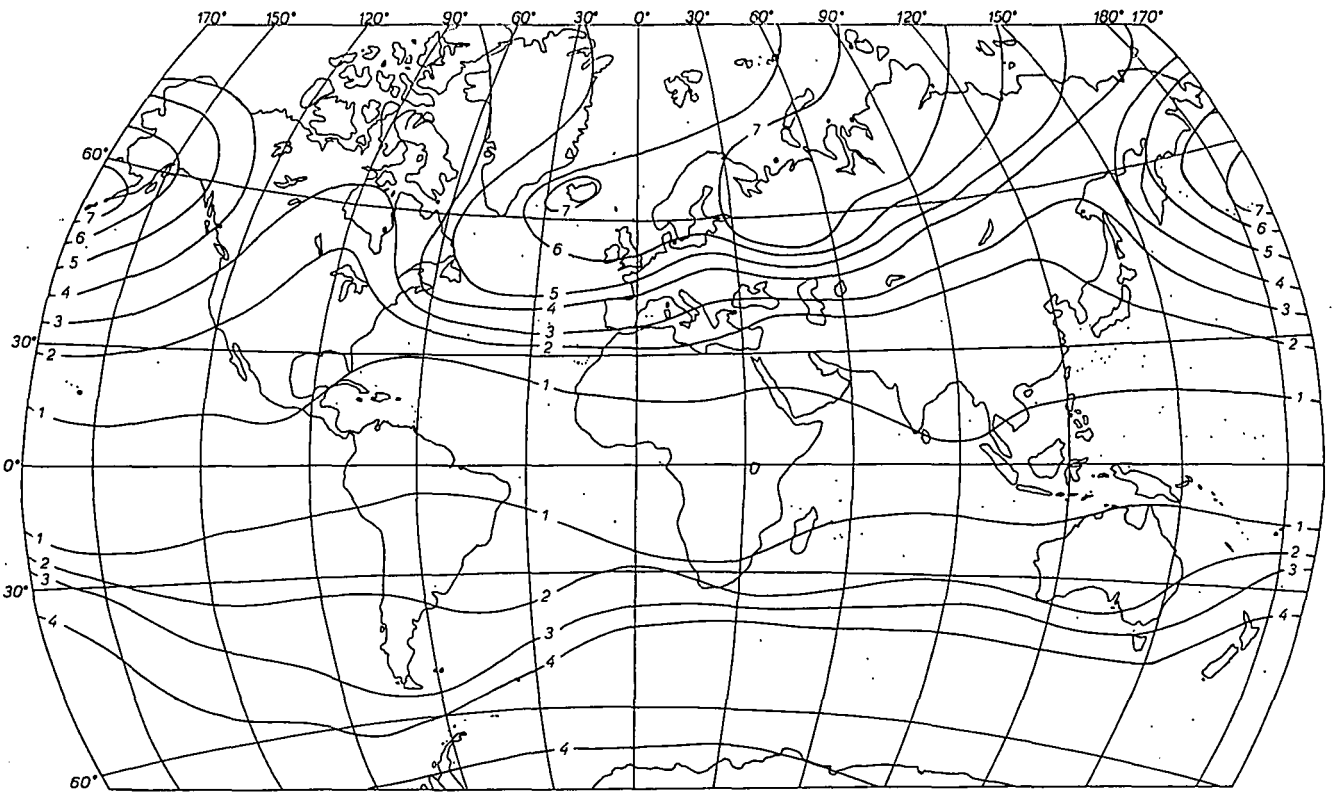
A tengerszinti légnyomás szórása, szeptember, hPa

8.i. ábra



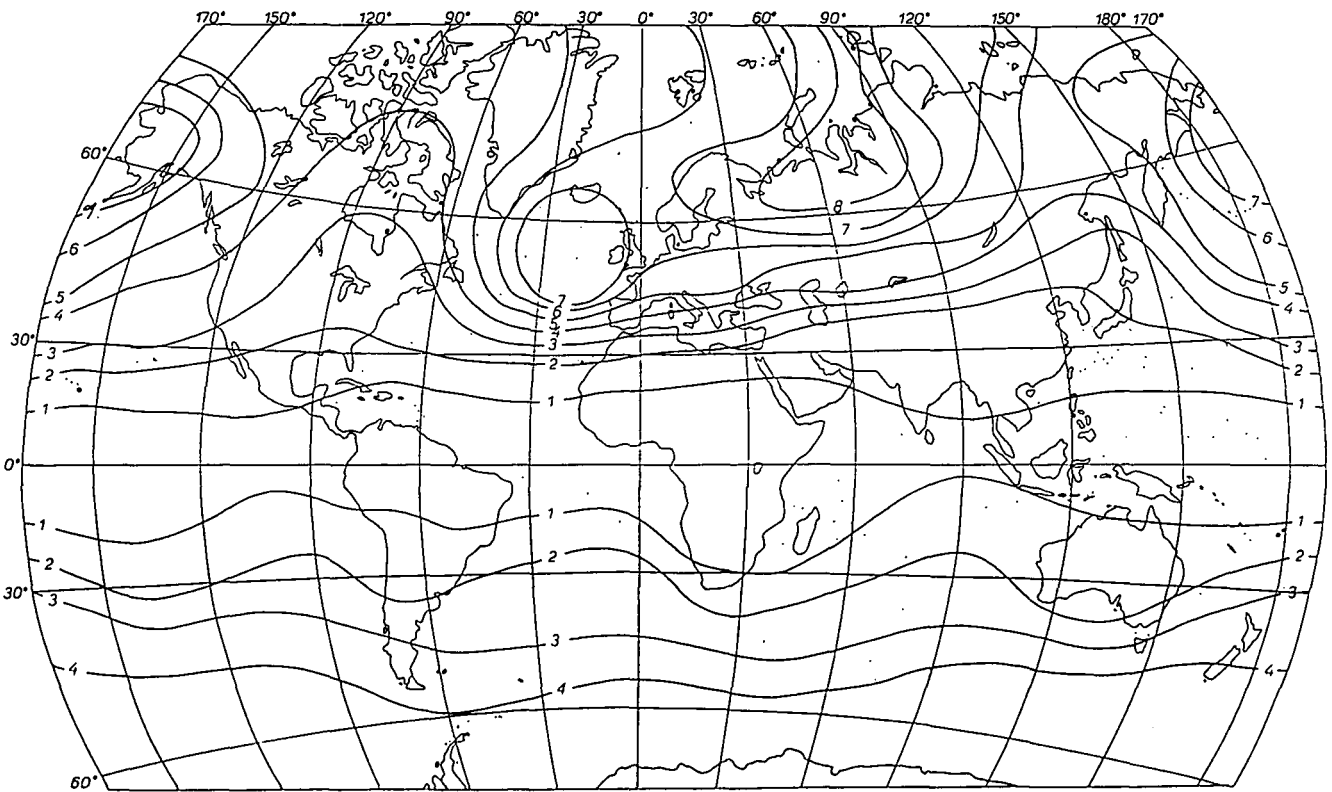
A tengerszinti légnyomás szórása, október, hPa

8.j. ábra



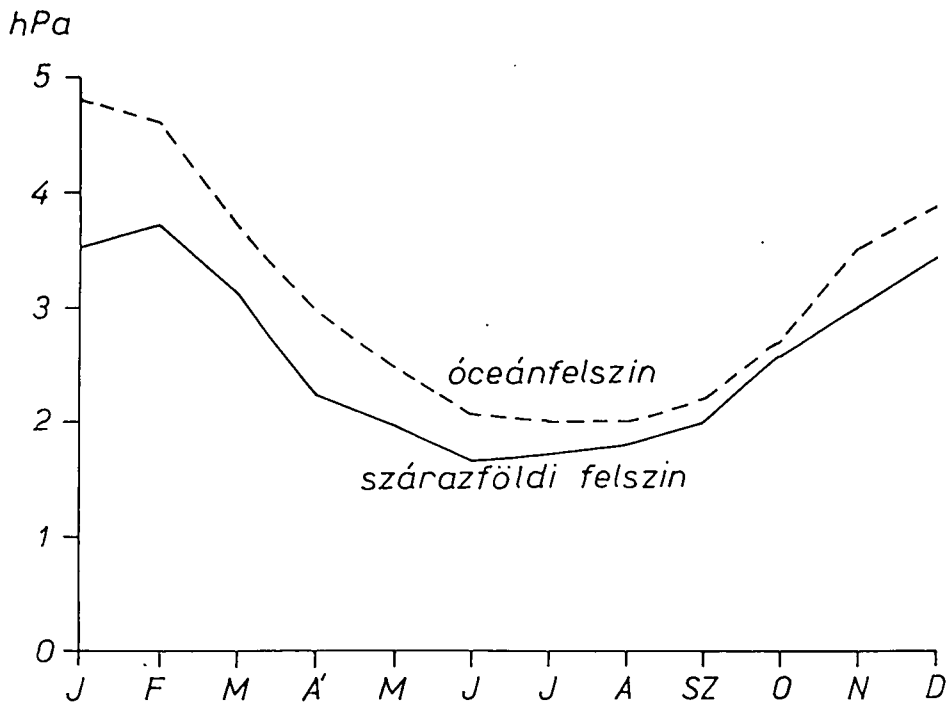
A tengerszinti légnyomás szórása, november, hPa

8.k. ábra



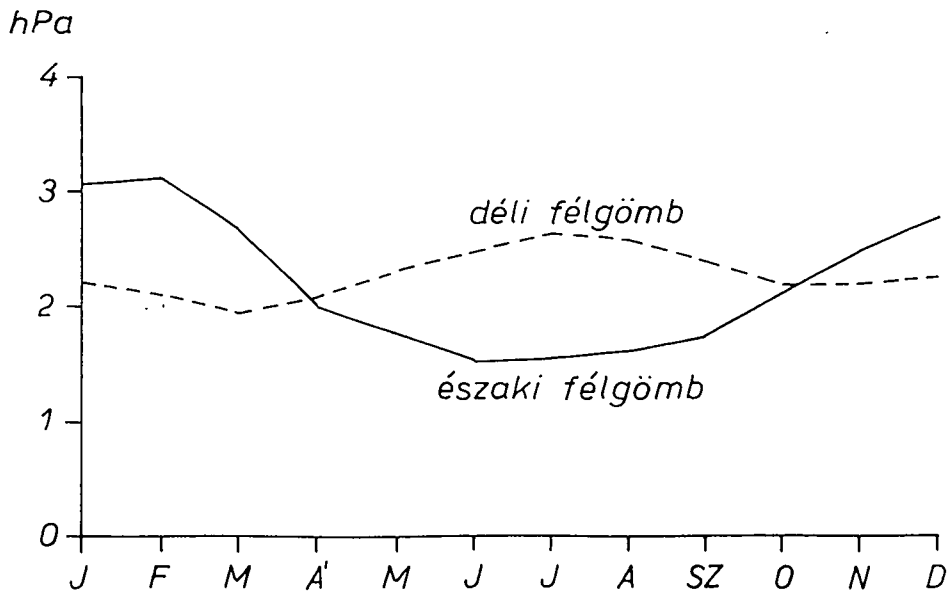
A tengerszinti légnyomás szórása, december, hPa

8.L. ábra



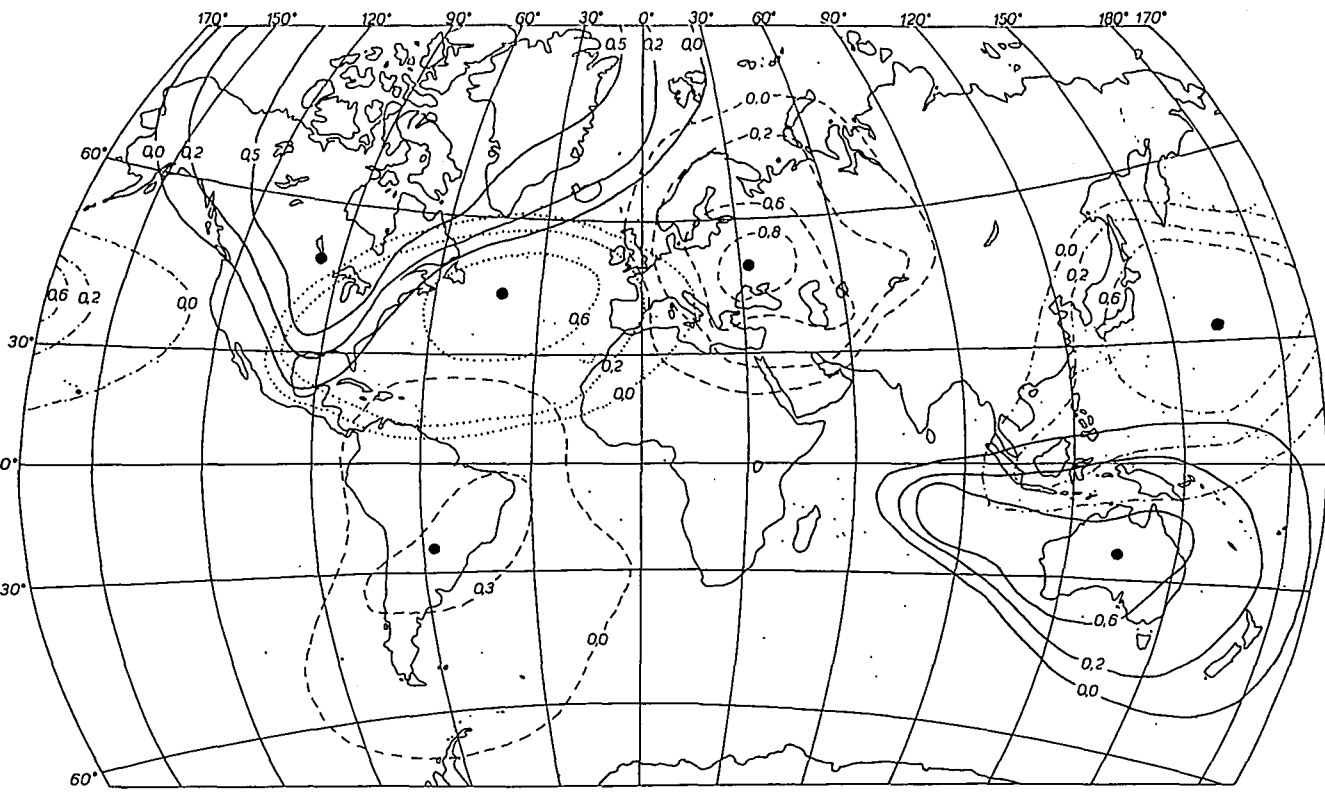
11.b.  
ábra

A tengerszinti légnyomás havi szórásai, 70°N-20°N



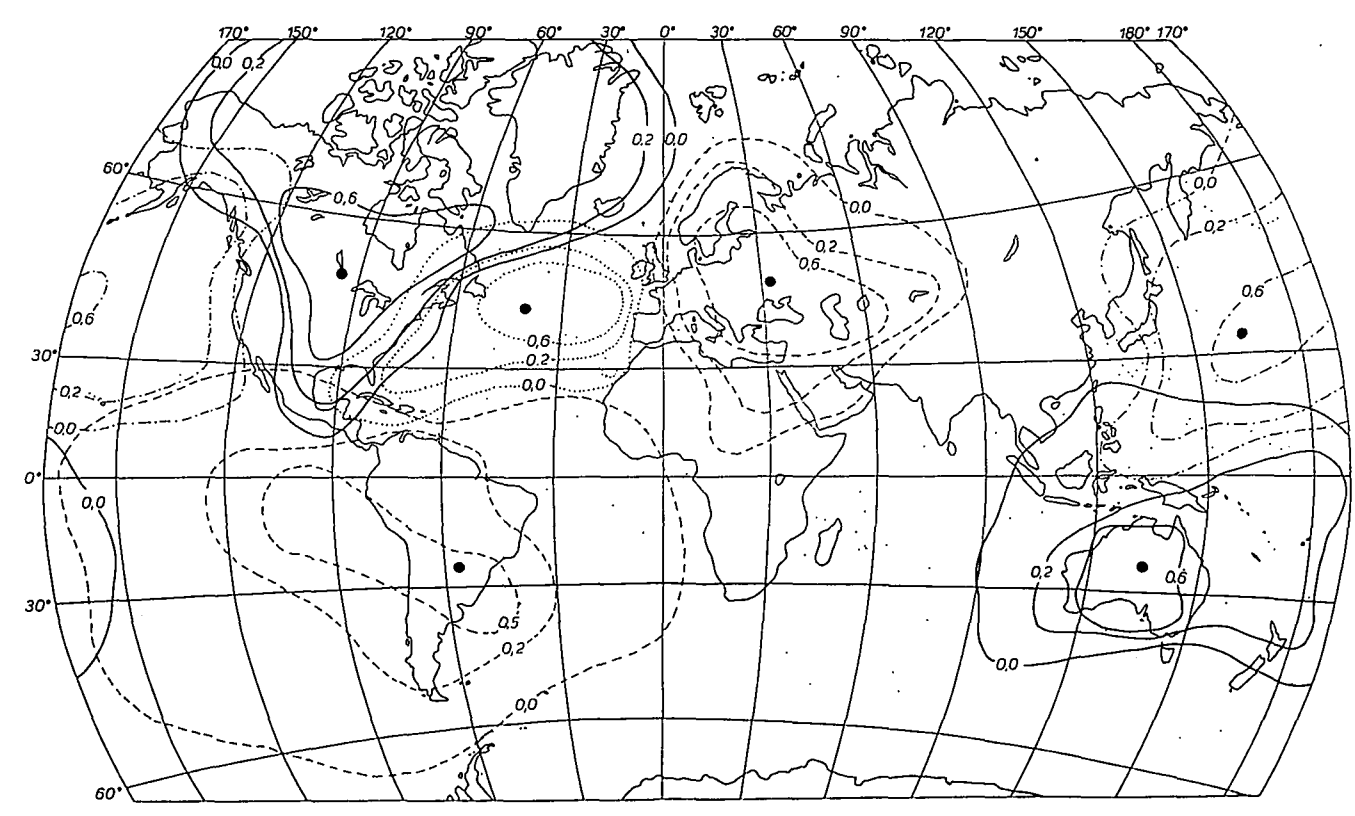
11.a.  
ábra

A tengerszinti légnyomás havi szórásai



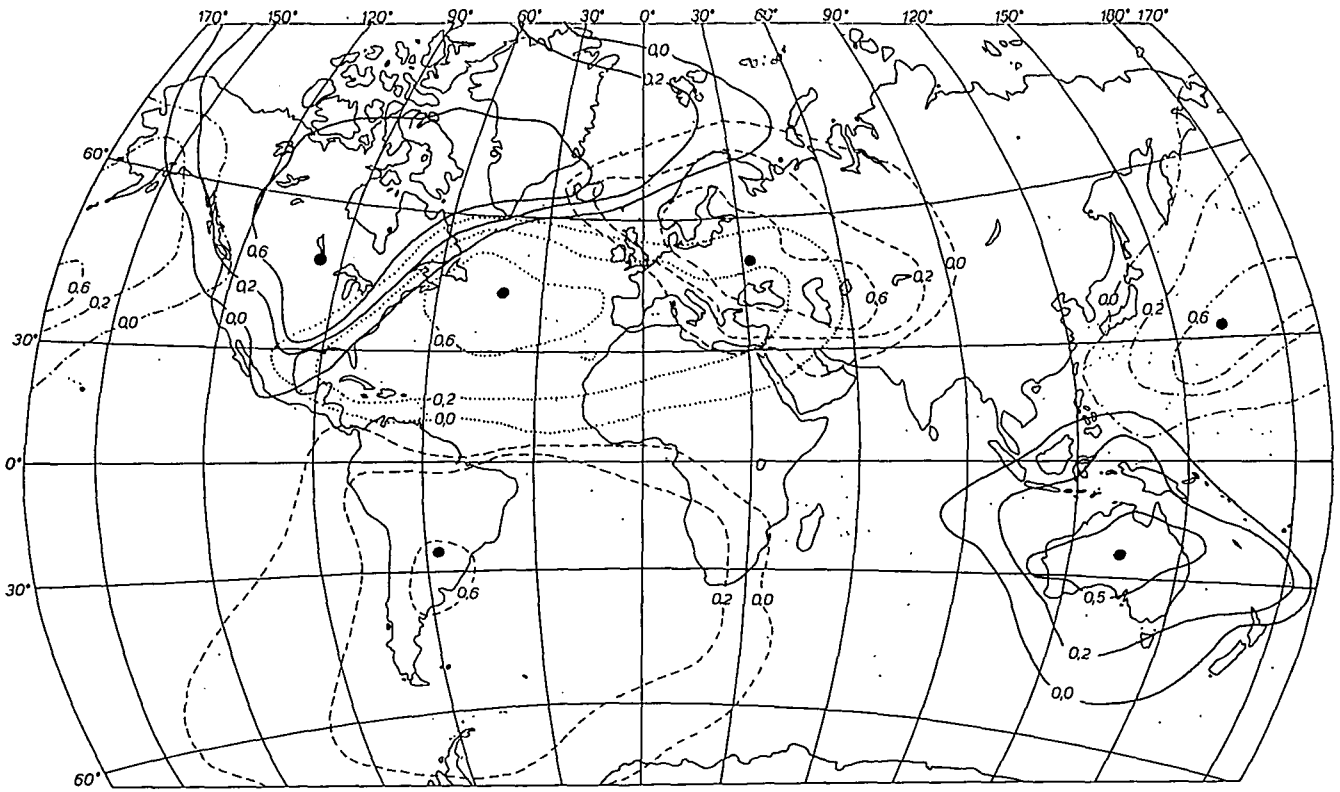
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, január

12. a. ábra



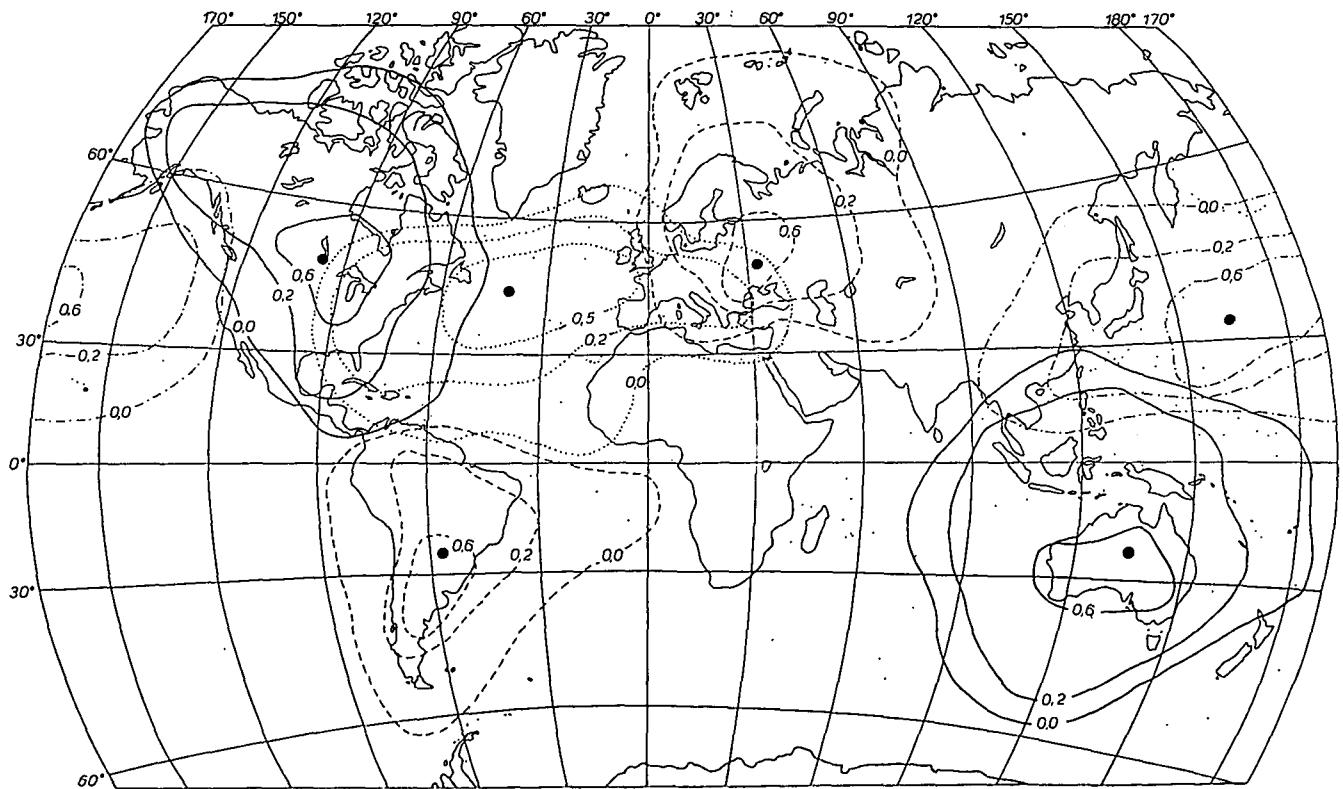
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, február

12. b. ábra



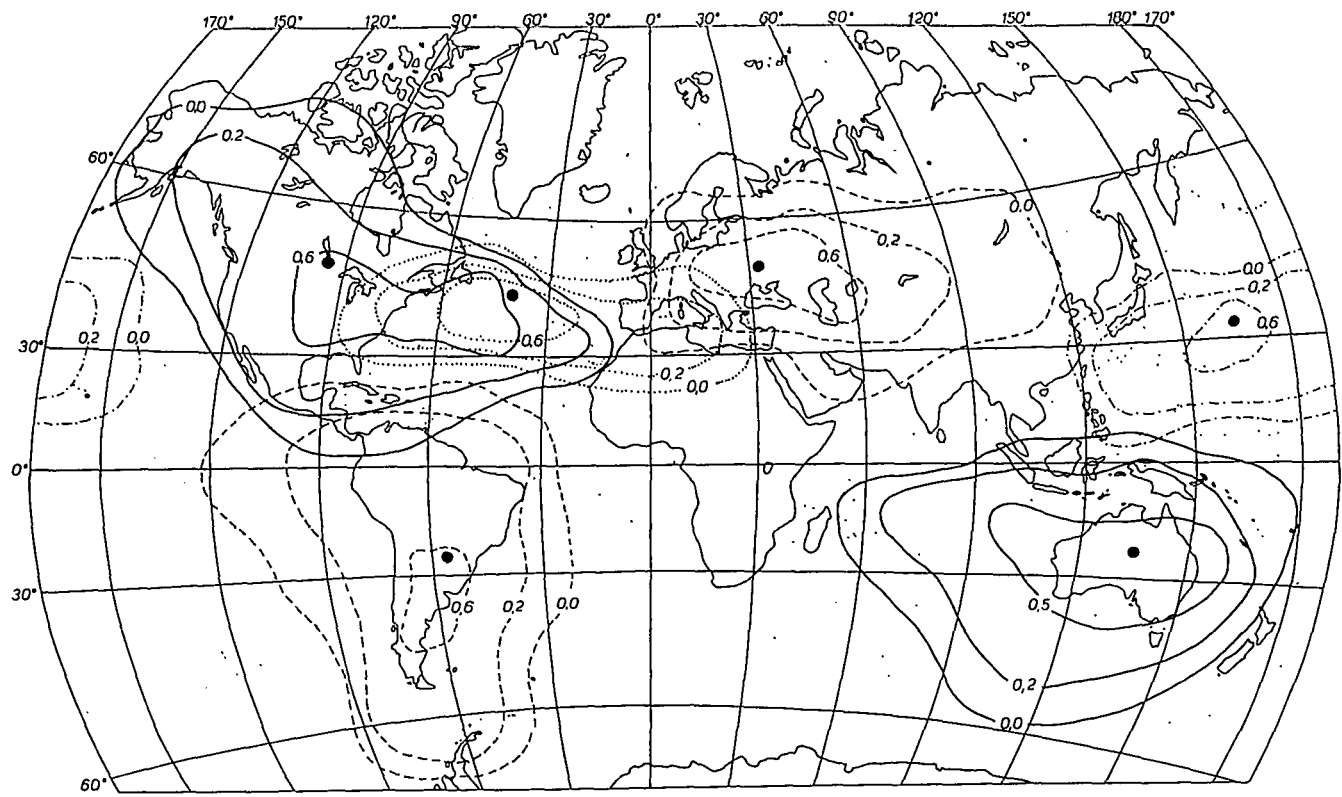
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, március

12.c. ábra



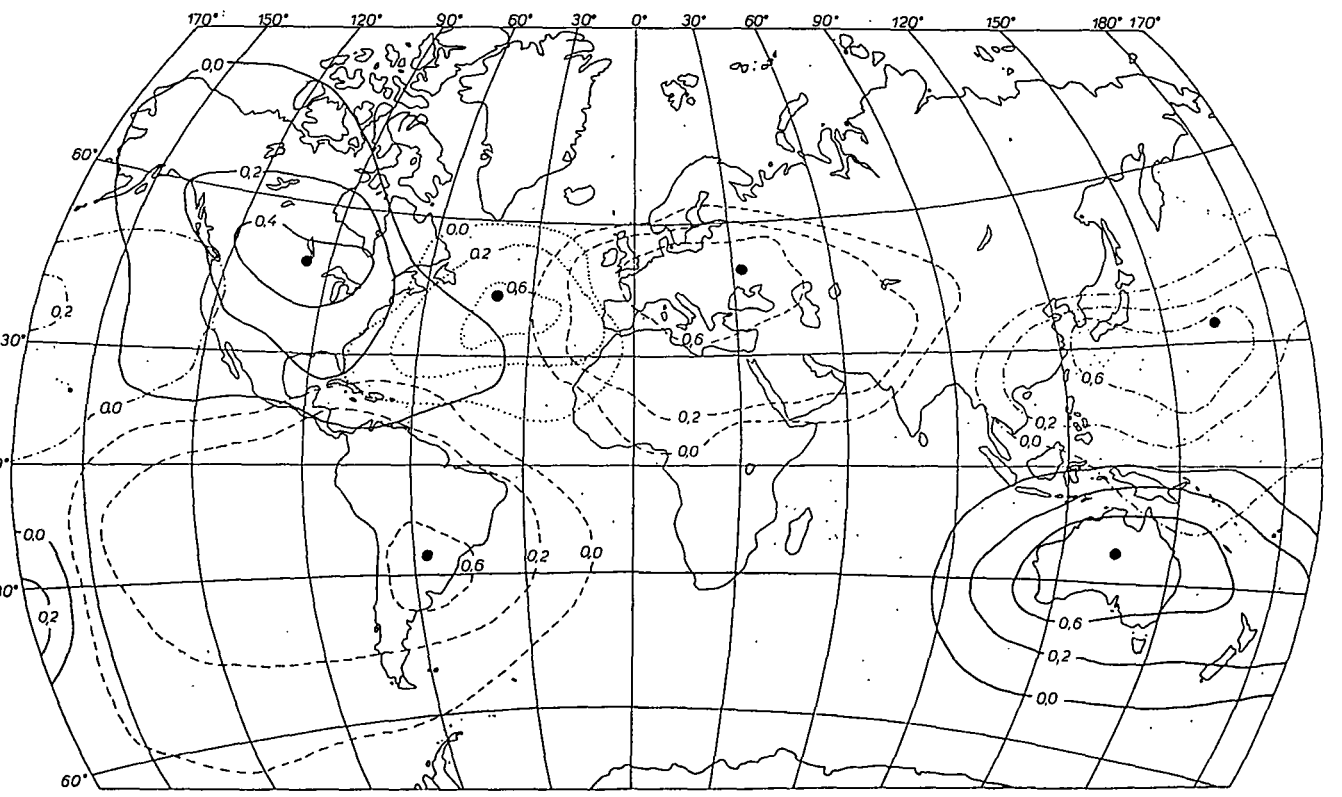
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, április

12.d. ábra



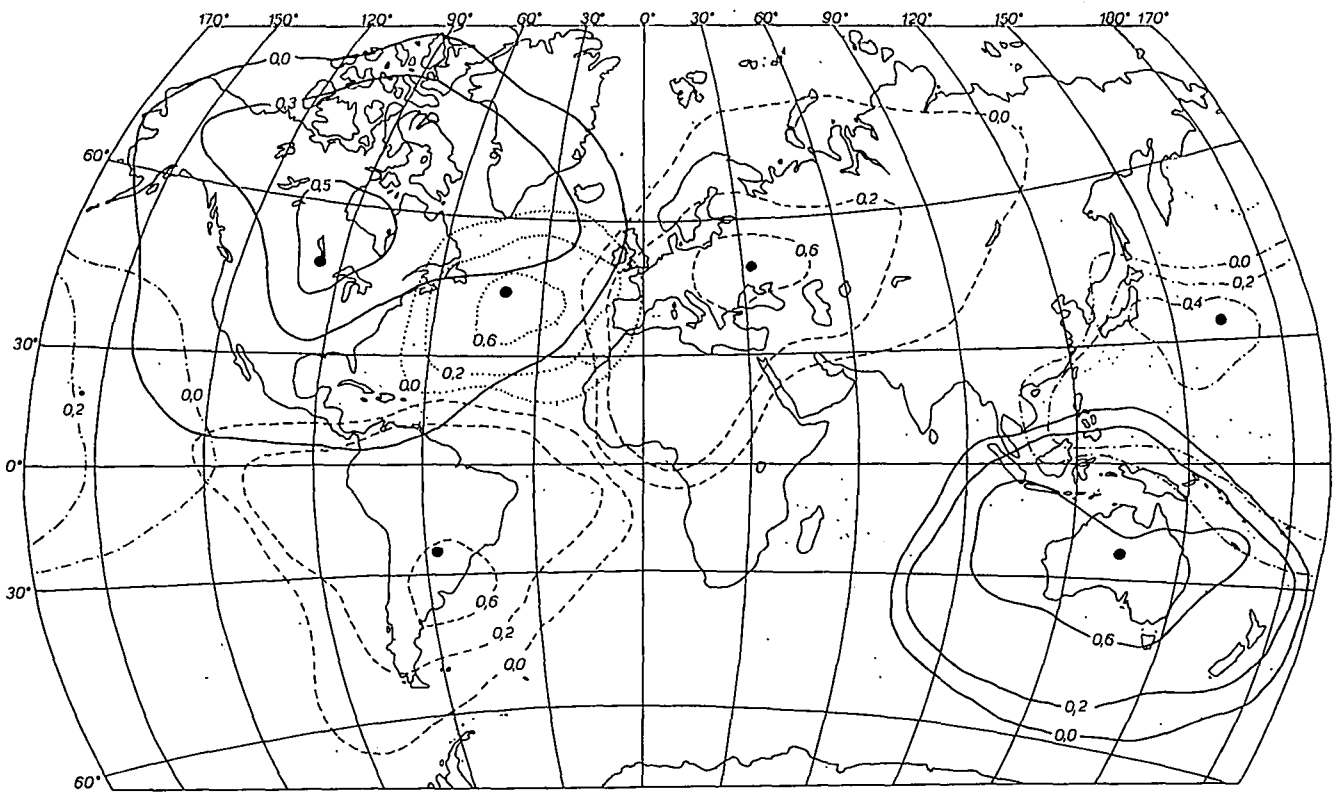
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, május

12.e. ábra



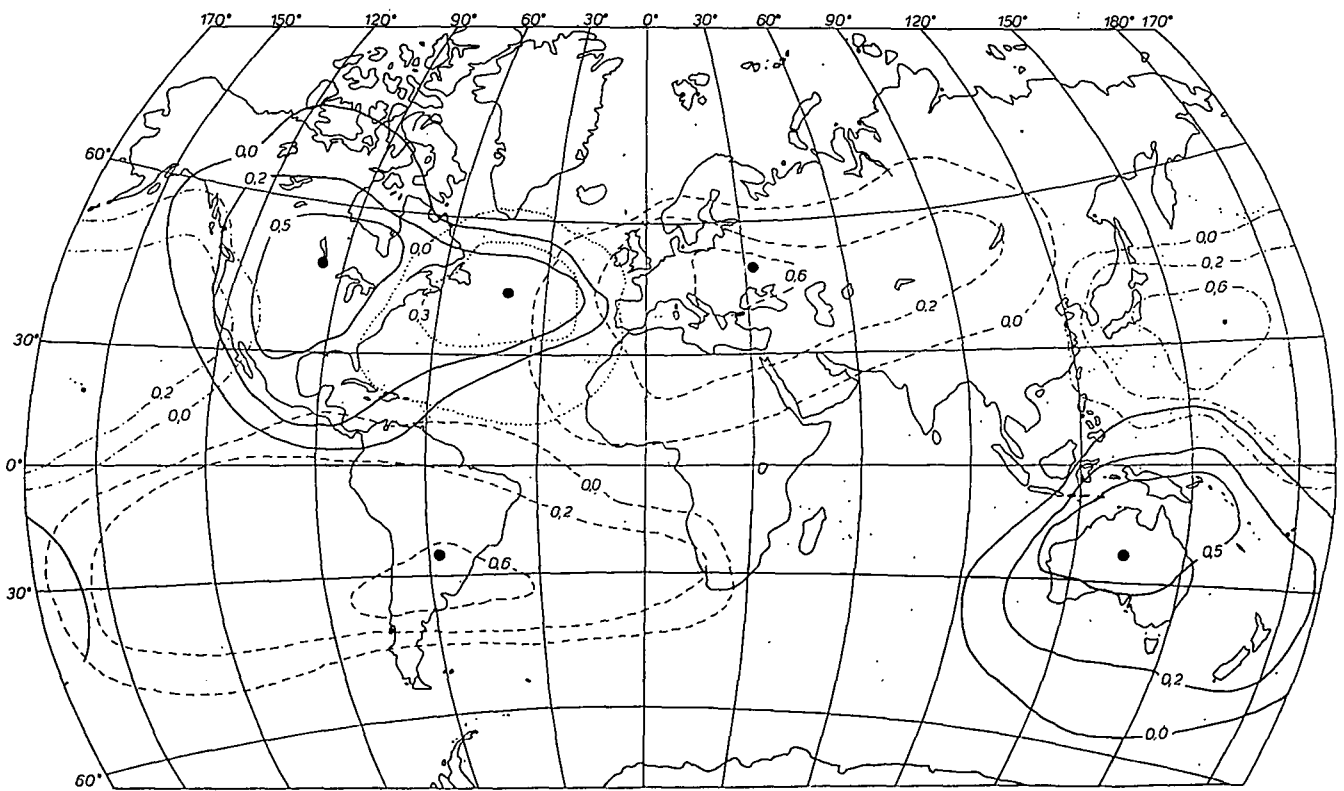
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, június

12.f. ábra



A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, július

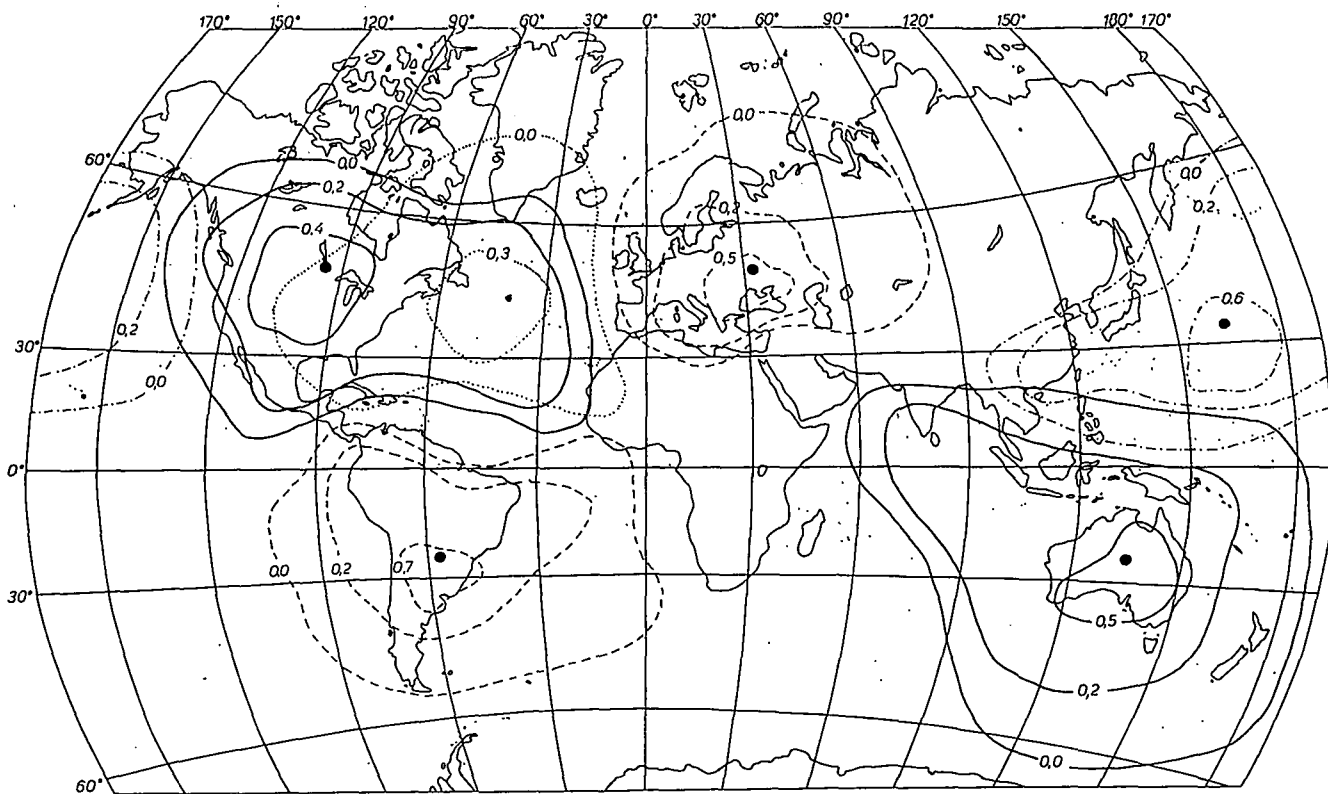
12.g. ábra



A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, augusztus

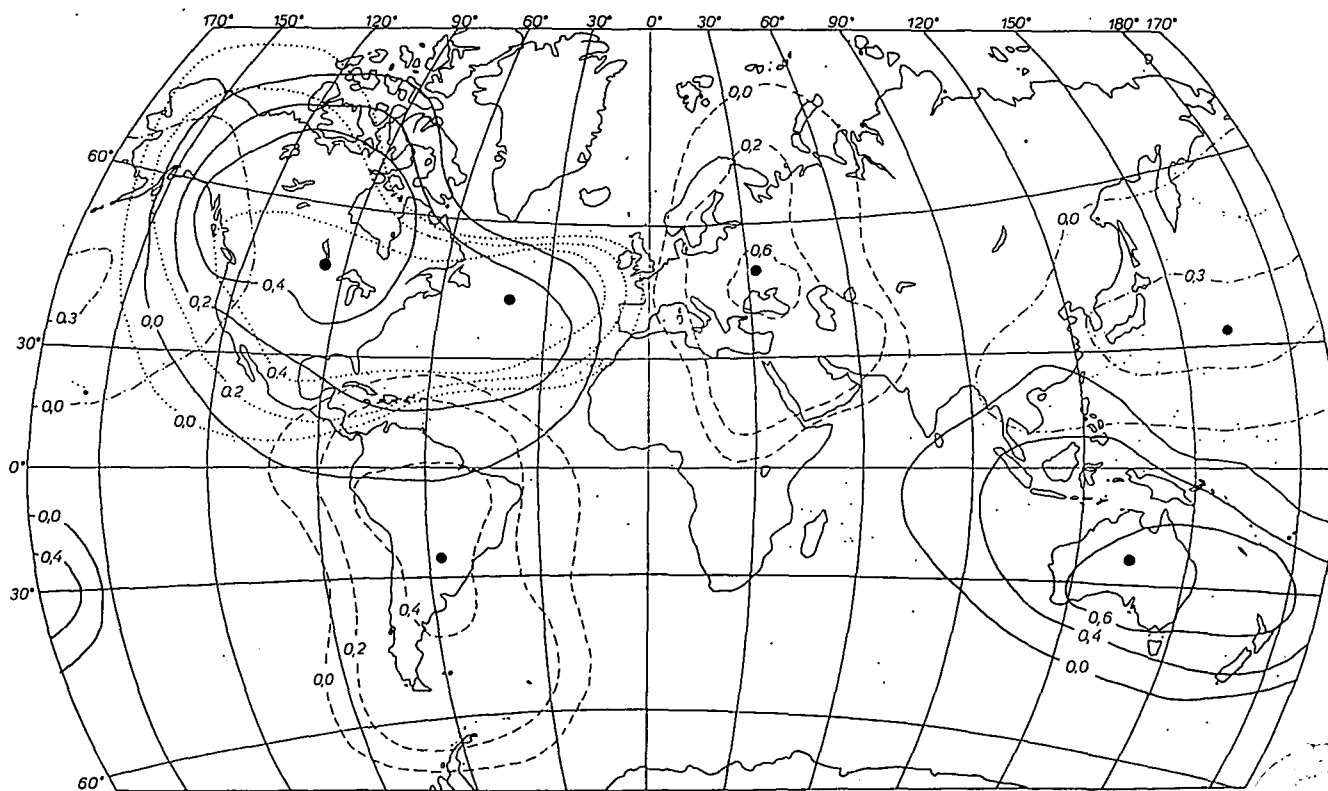
12.h. ábra





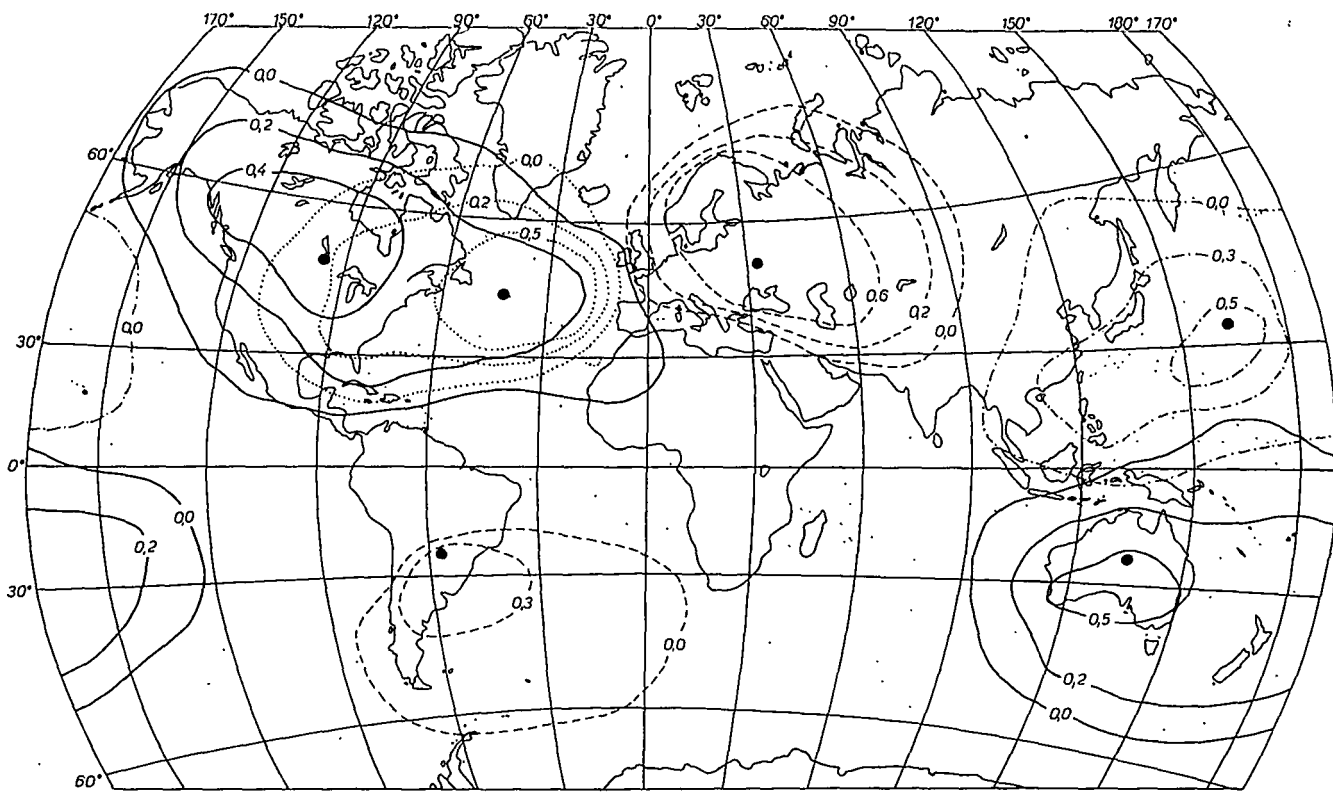
A tengerszintű légnyomási mező korrelációs függvényei, szeptember

12.i. ábra



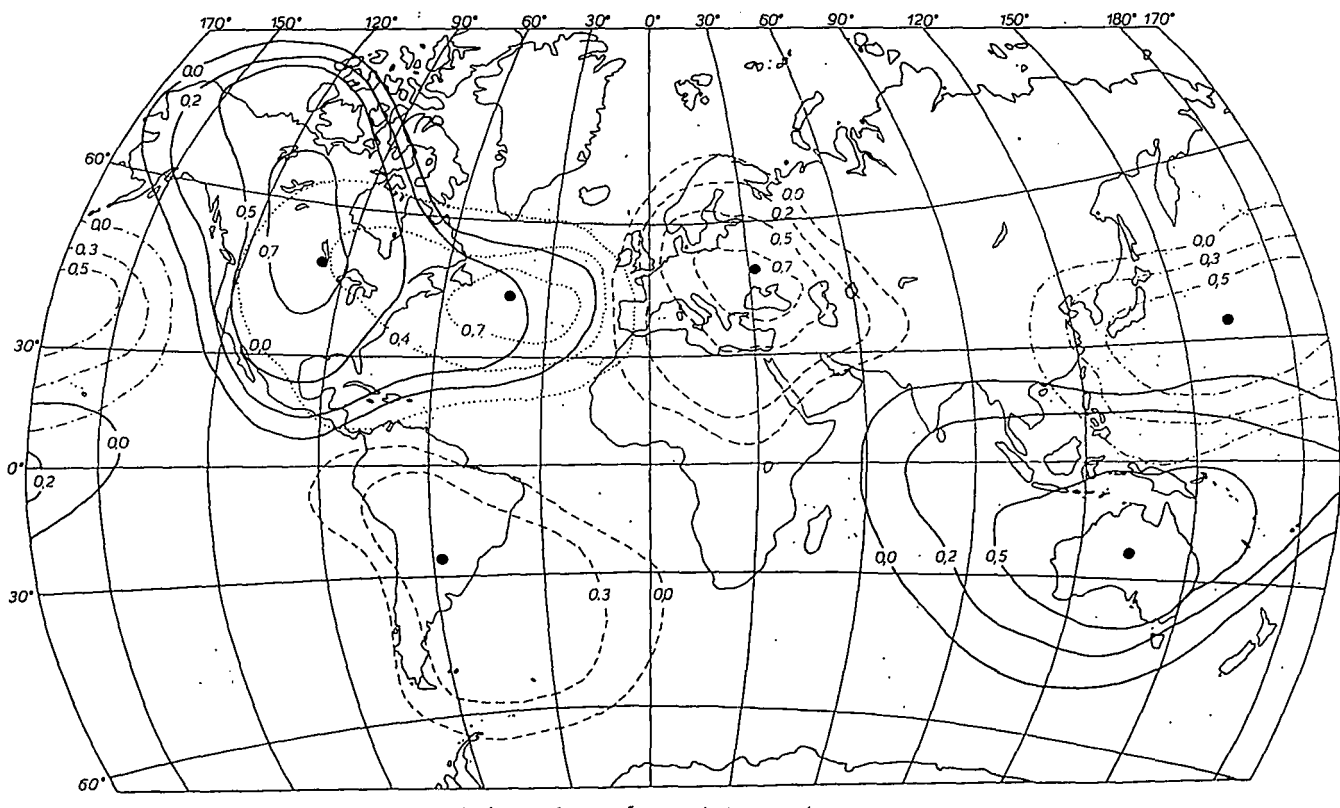
A tengerszintű légnyomási mező korrelációs függvényei, október

12.j. ábra



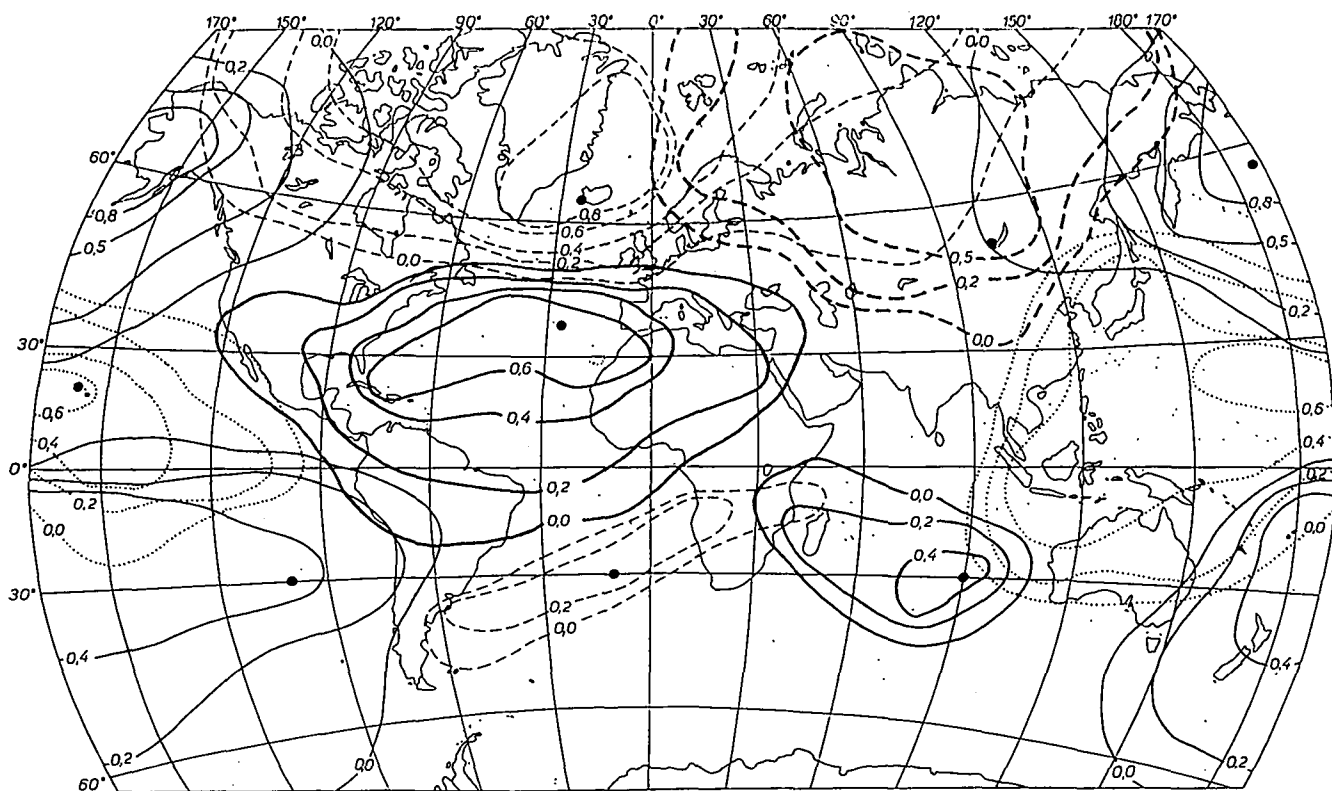
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, november

12.k. ábra



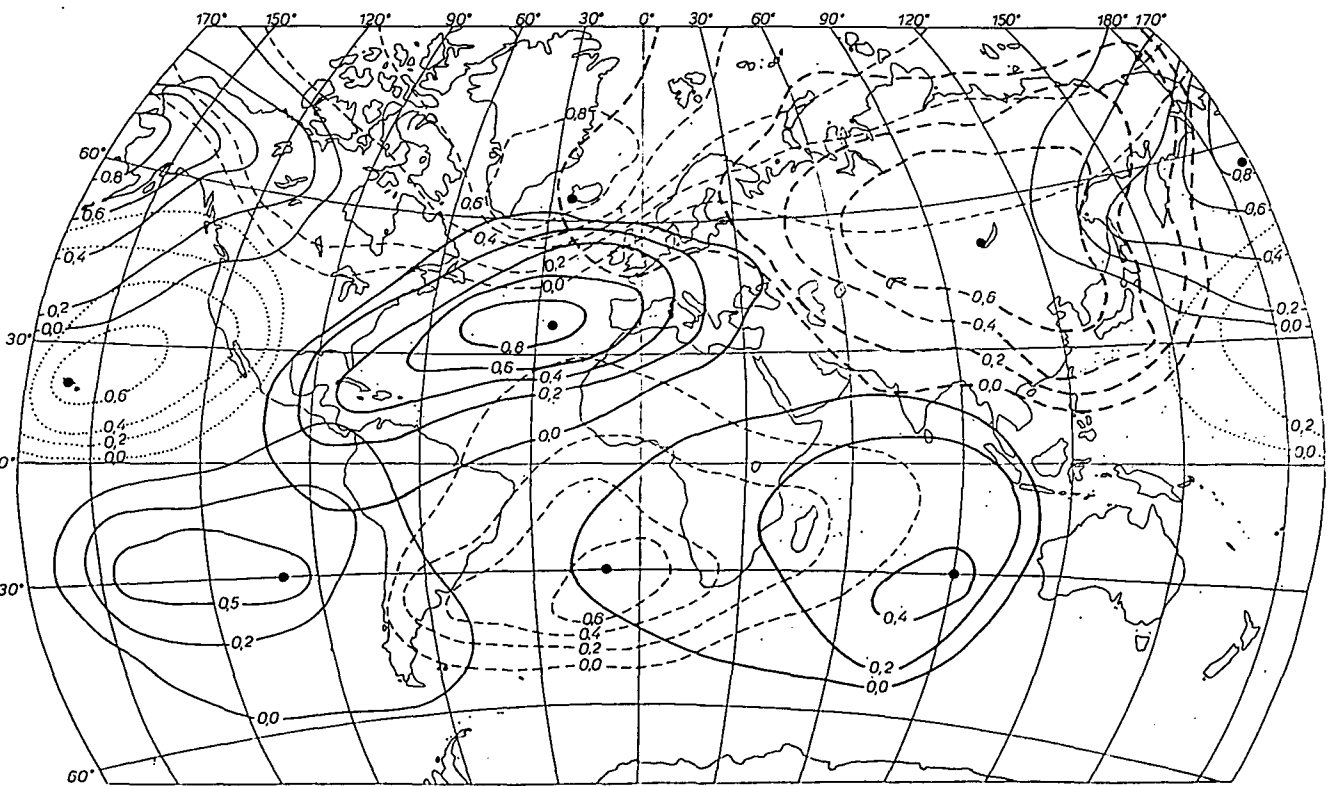
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, december

12.l. ábra



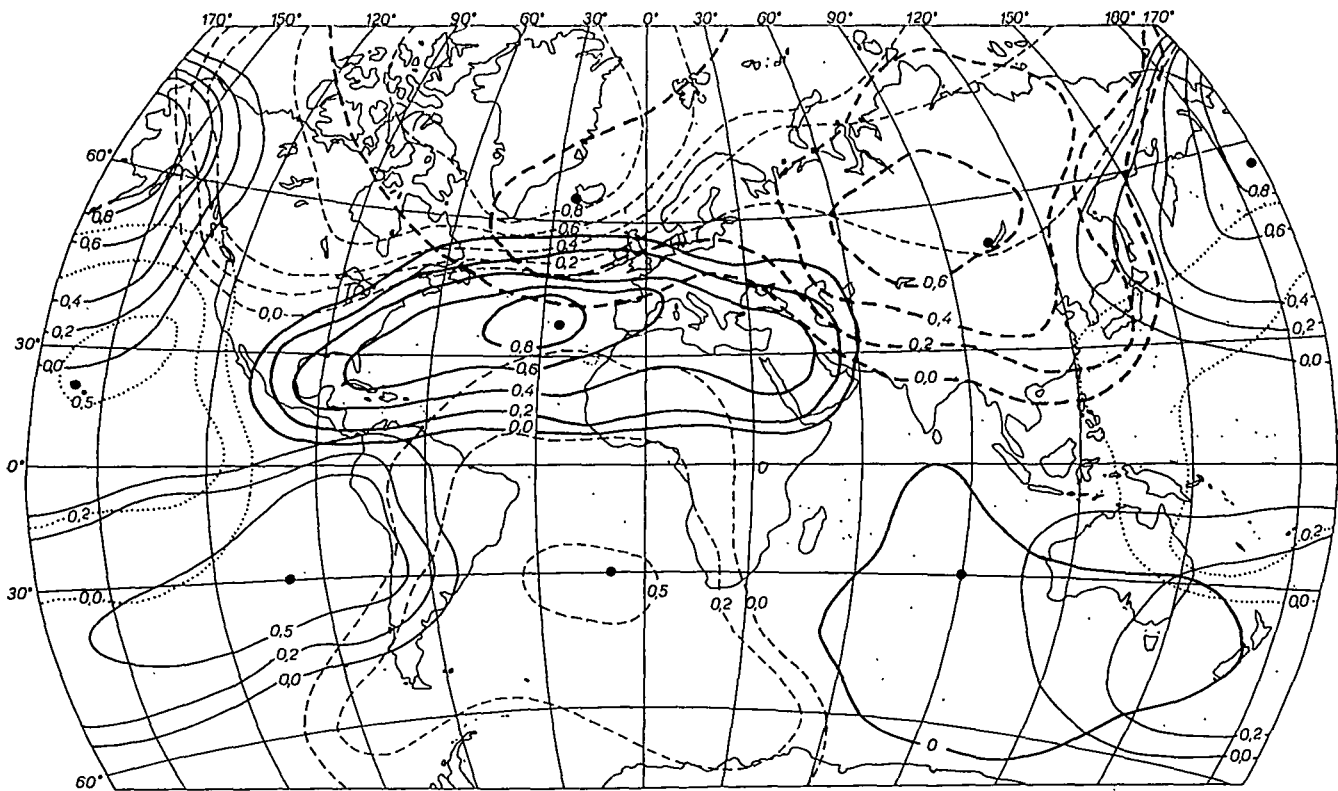
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, január

13. a. ábra



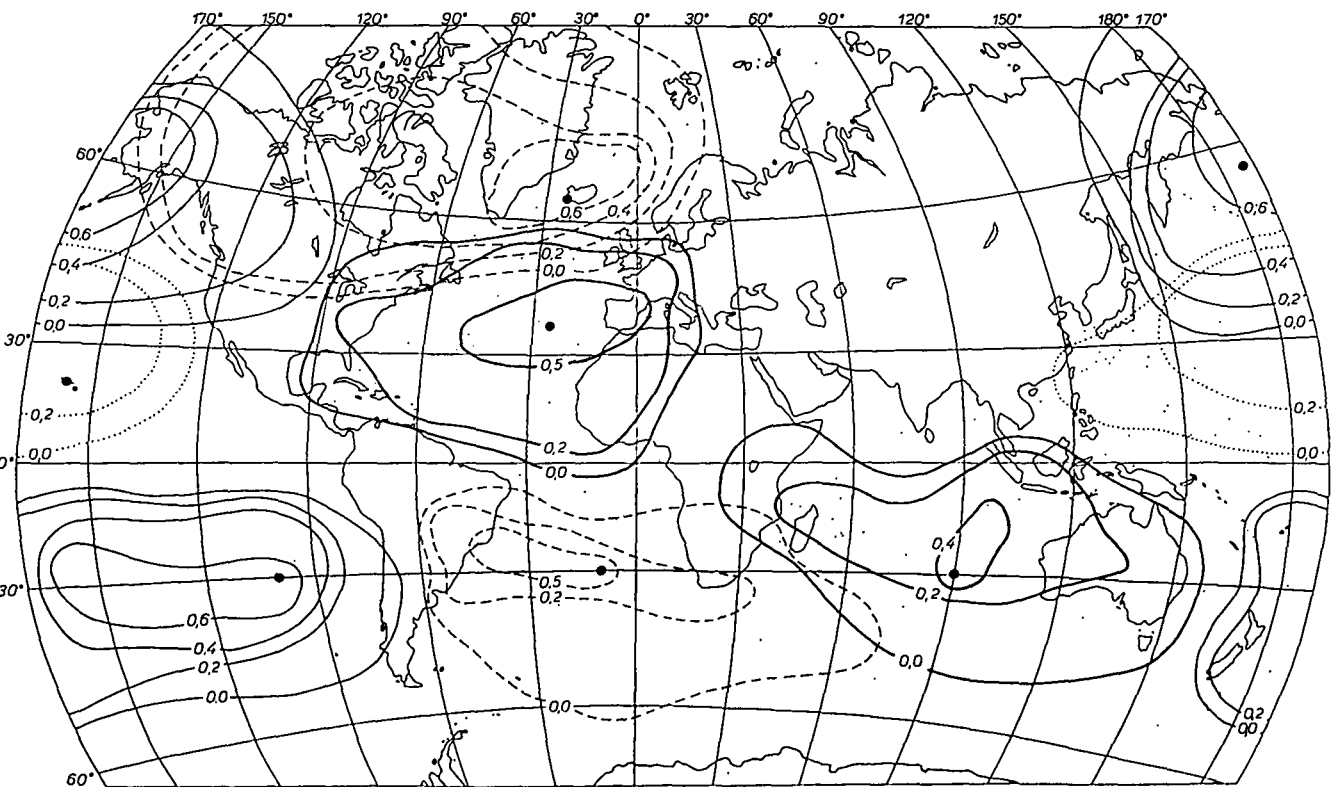
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, február

13. b. ábra



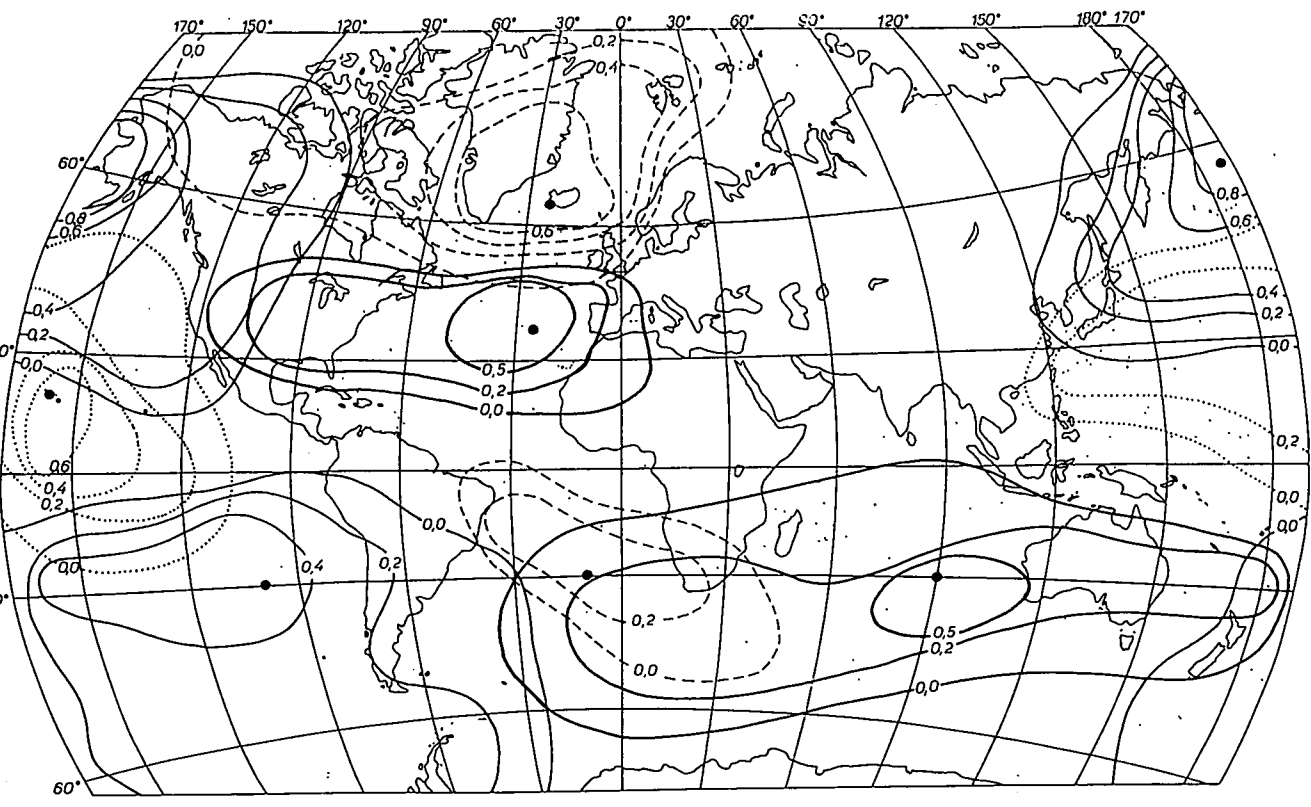
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, március

13.c. ábra



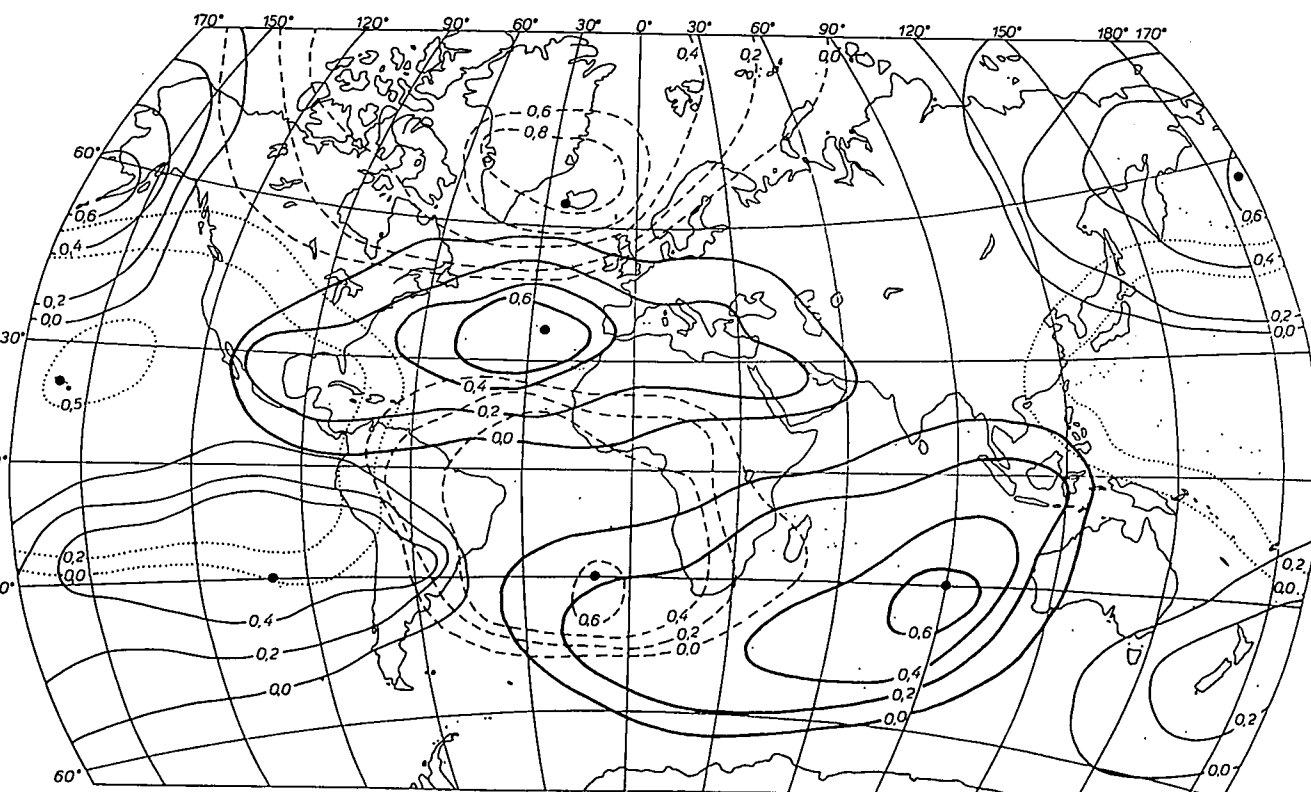
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, április

13.d. ábra



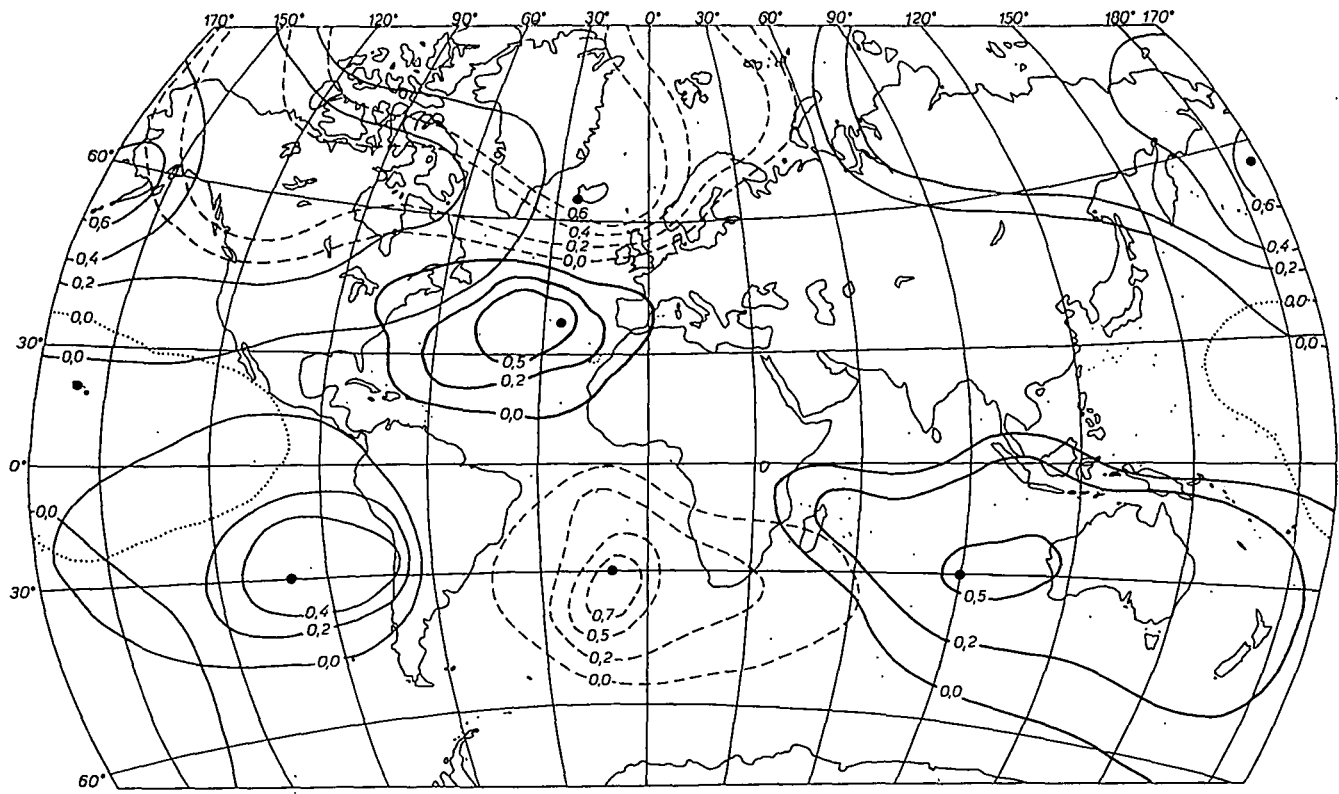
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, május

13. e. ábra



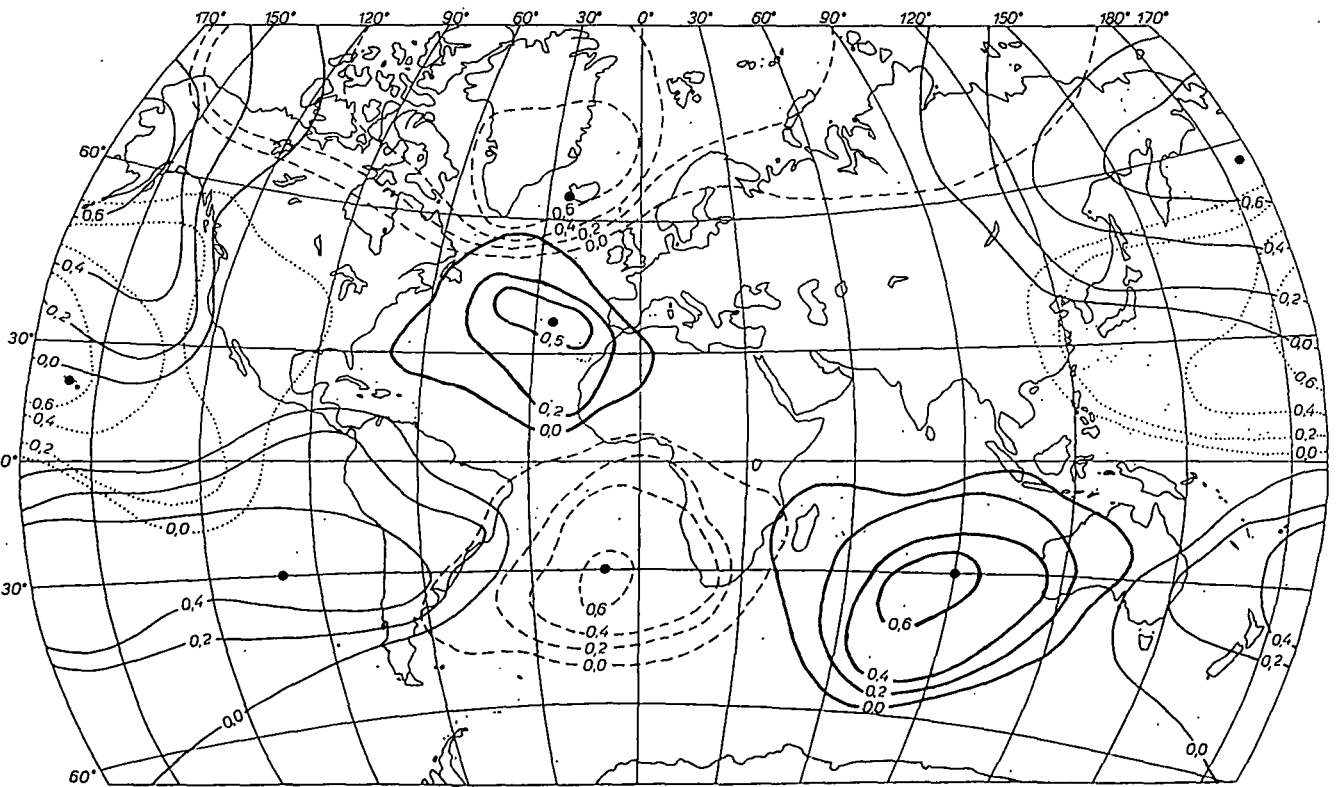
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, június

13. f. ábra



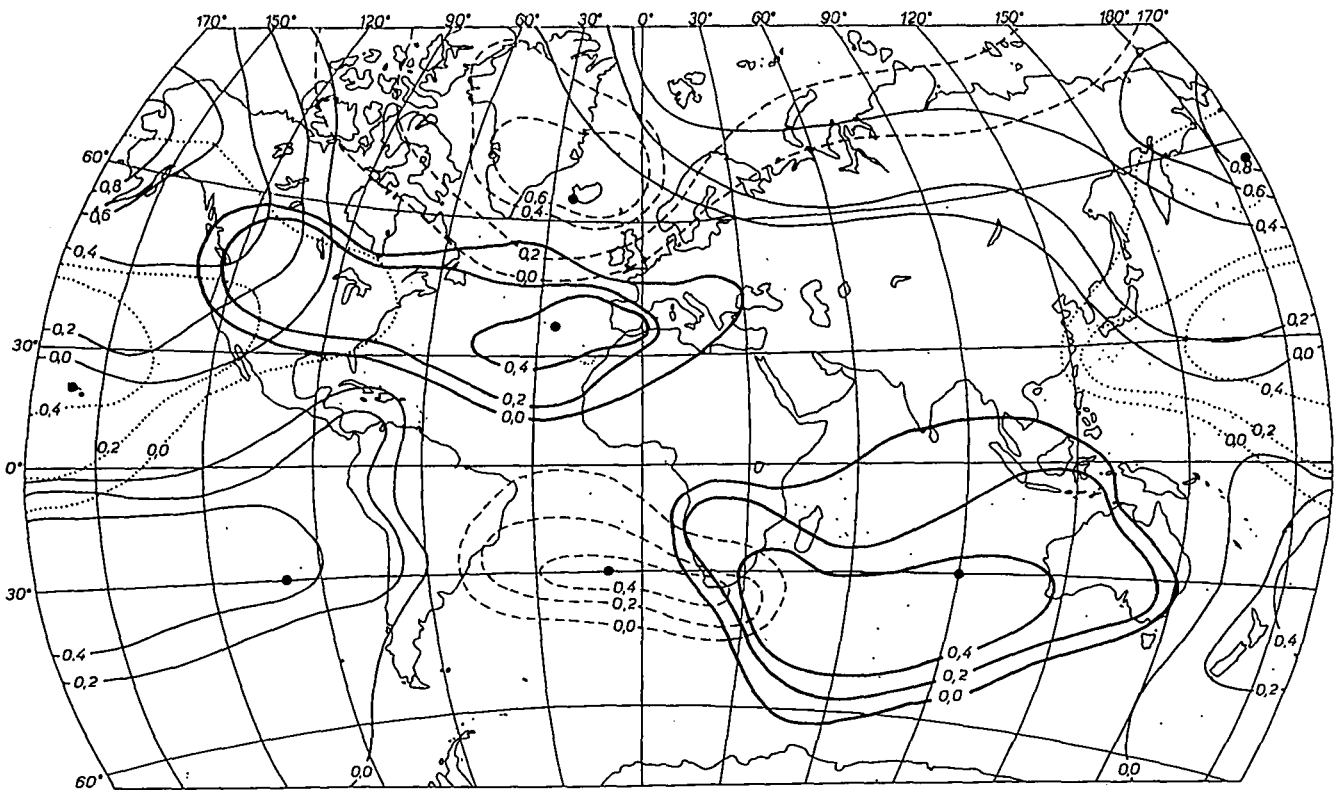
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, július.

13.g. ábra



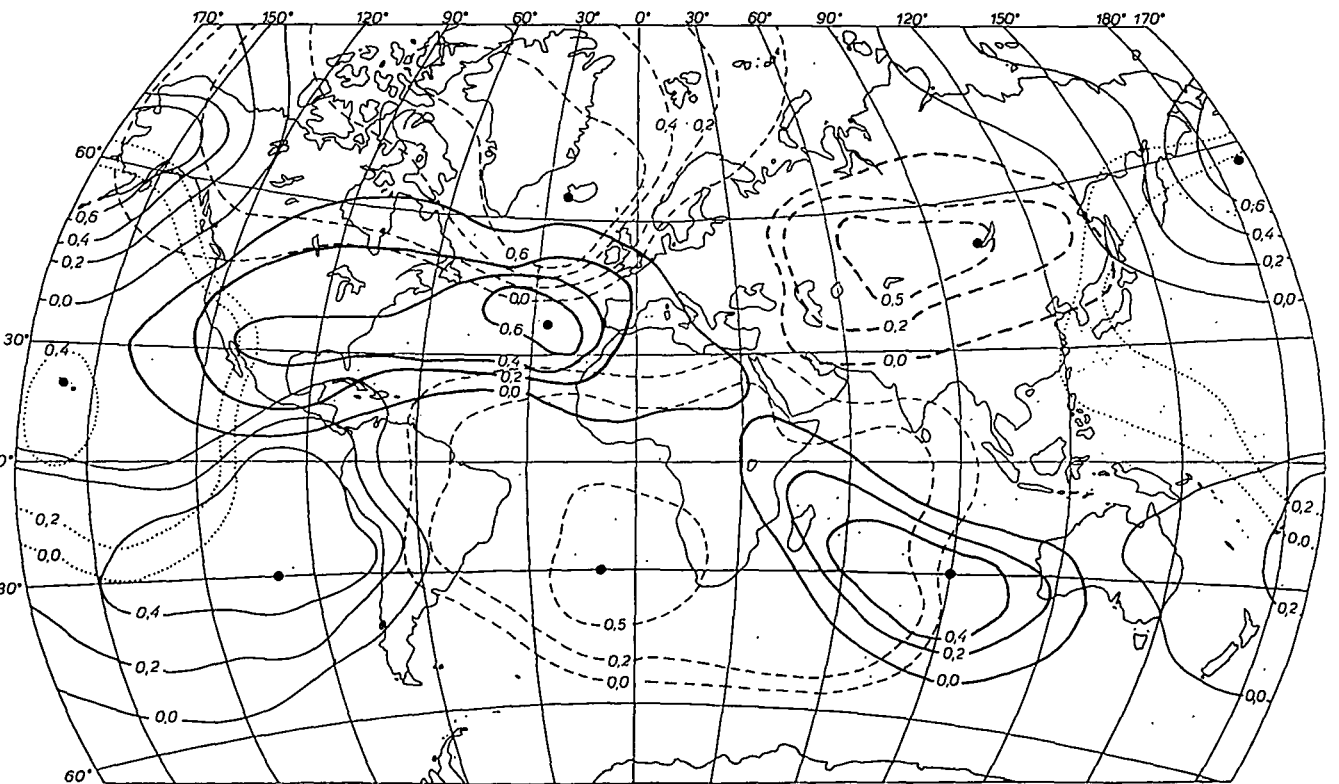
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, augusztus

13.h. ábra



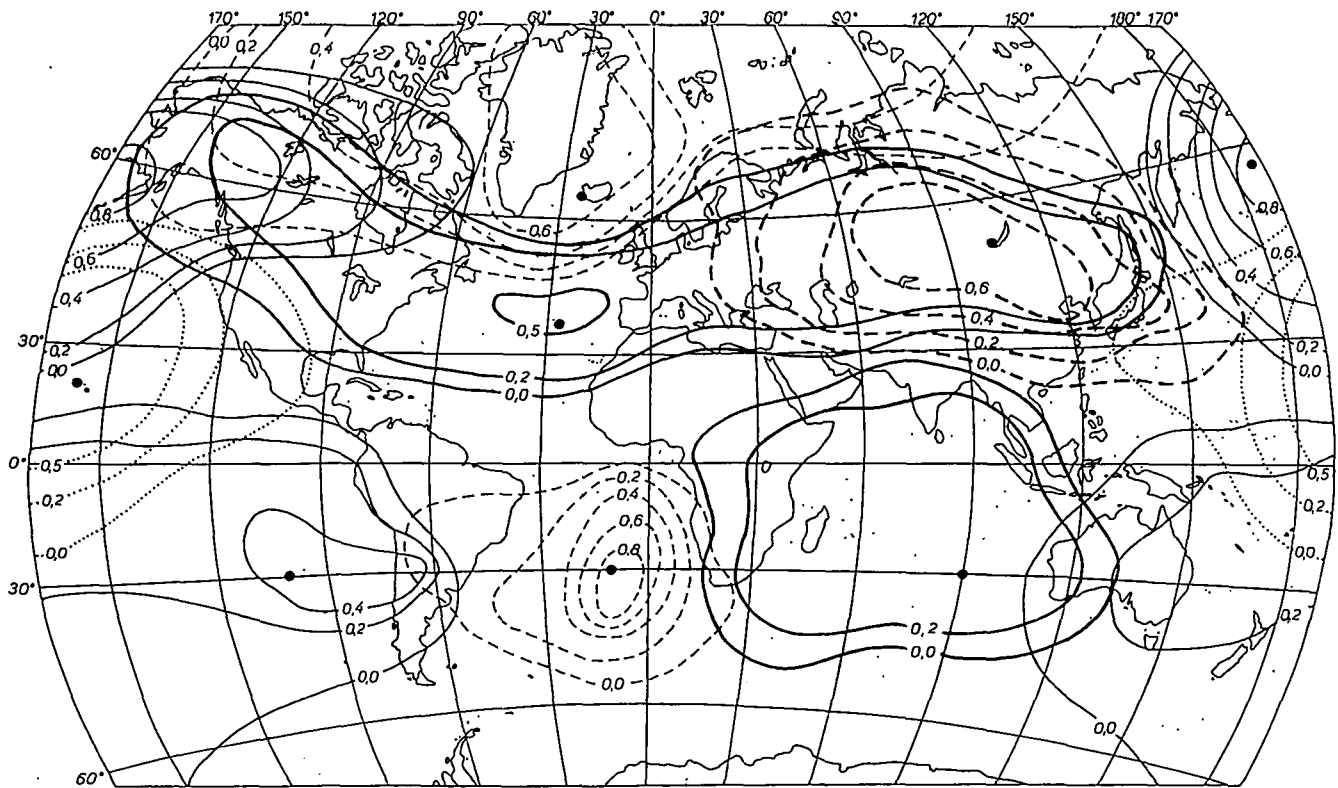
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, szeptember

13.i. ábra



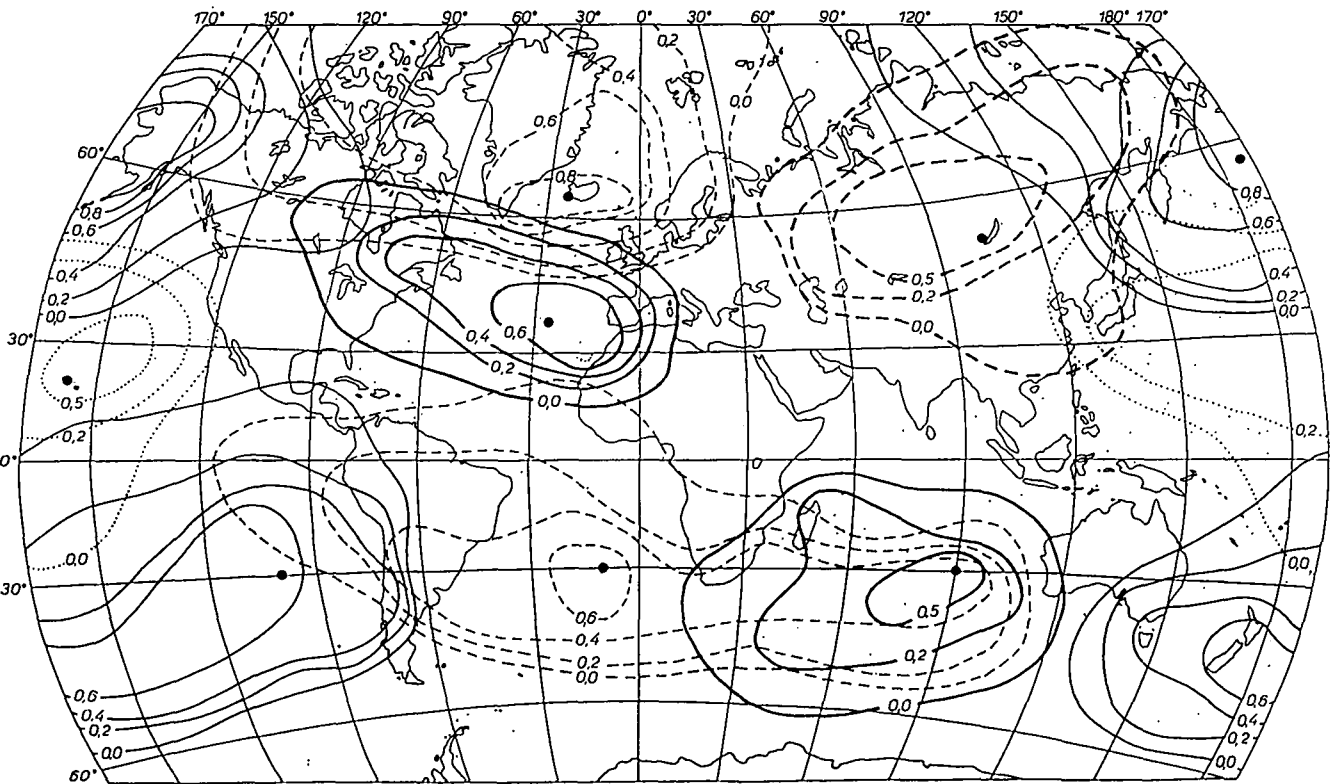
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, október

13.j. ábra



A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, november.

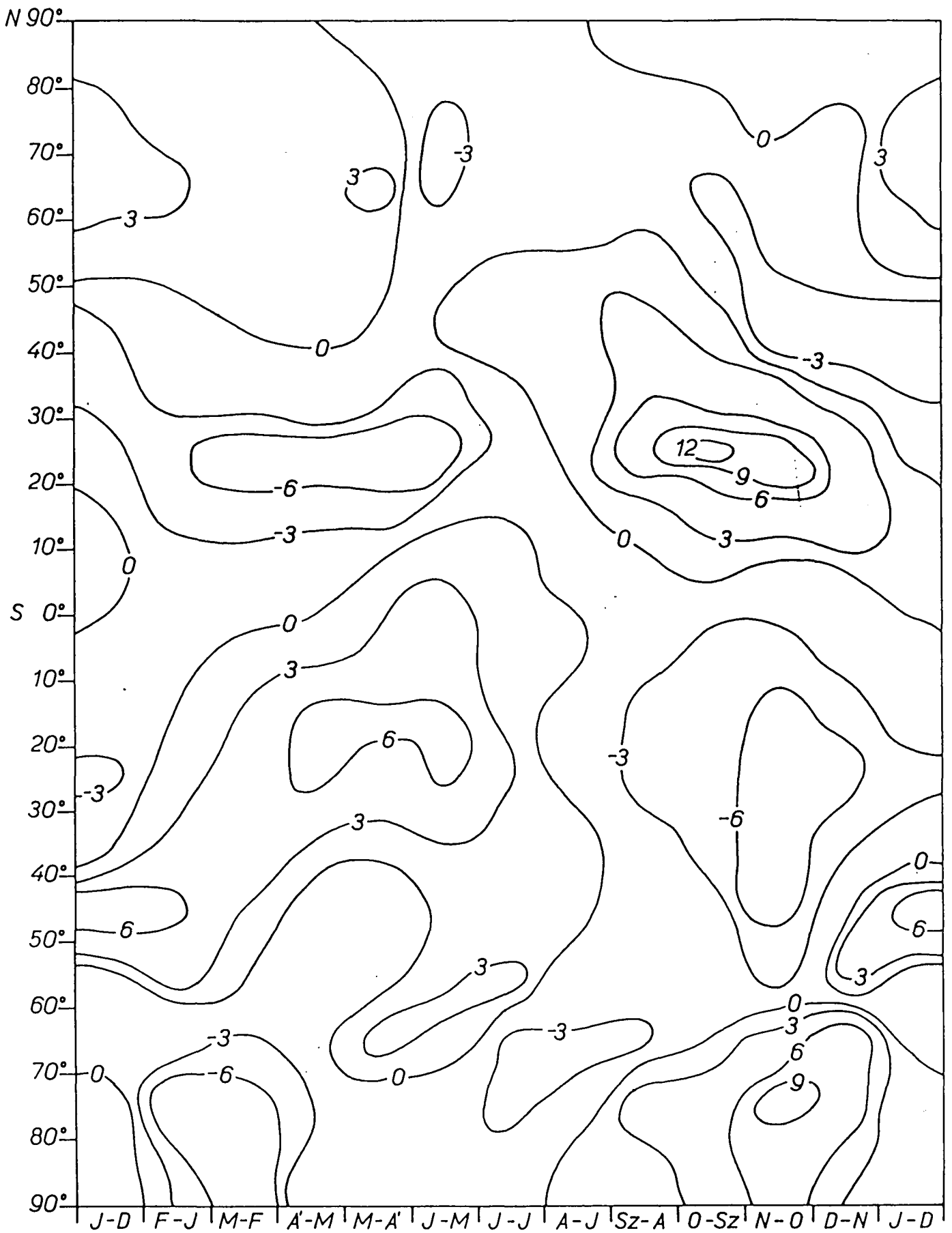
13.k. ábra



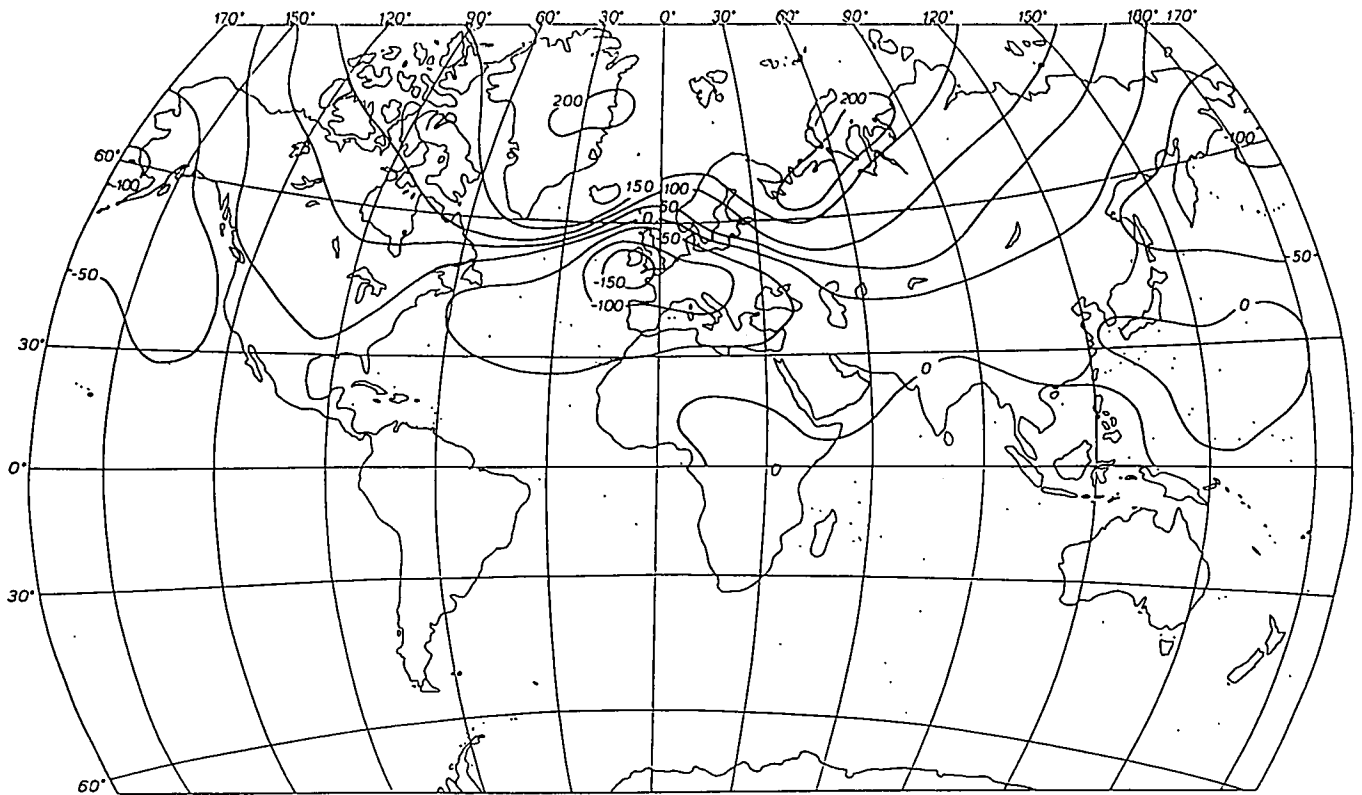
A tengerszinti légnyomási mező korrelációs függvényei, december

13.L. ábra



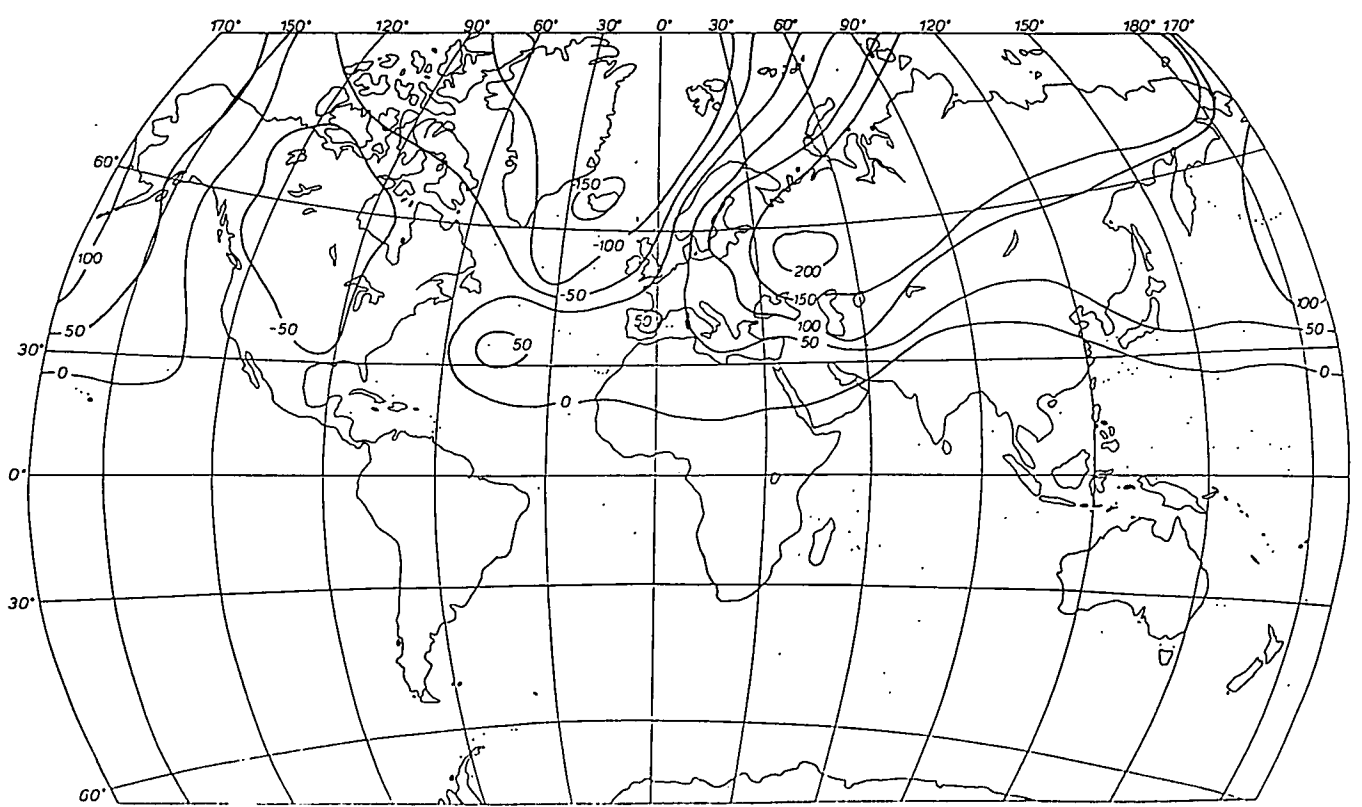


A légkör tömegeloszlásának havi változásai,  $10^{17}$  g



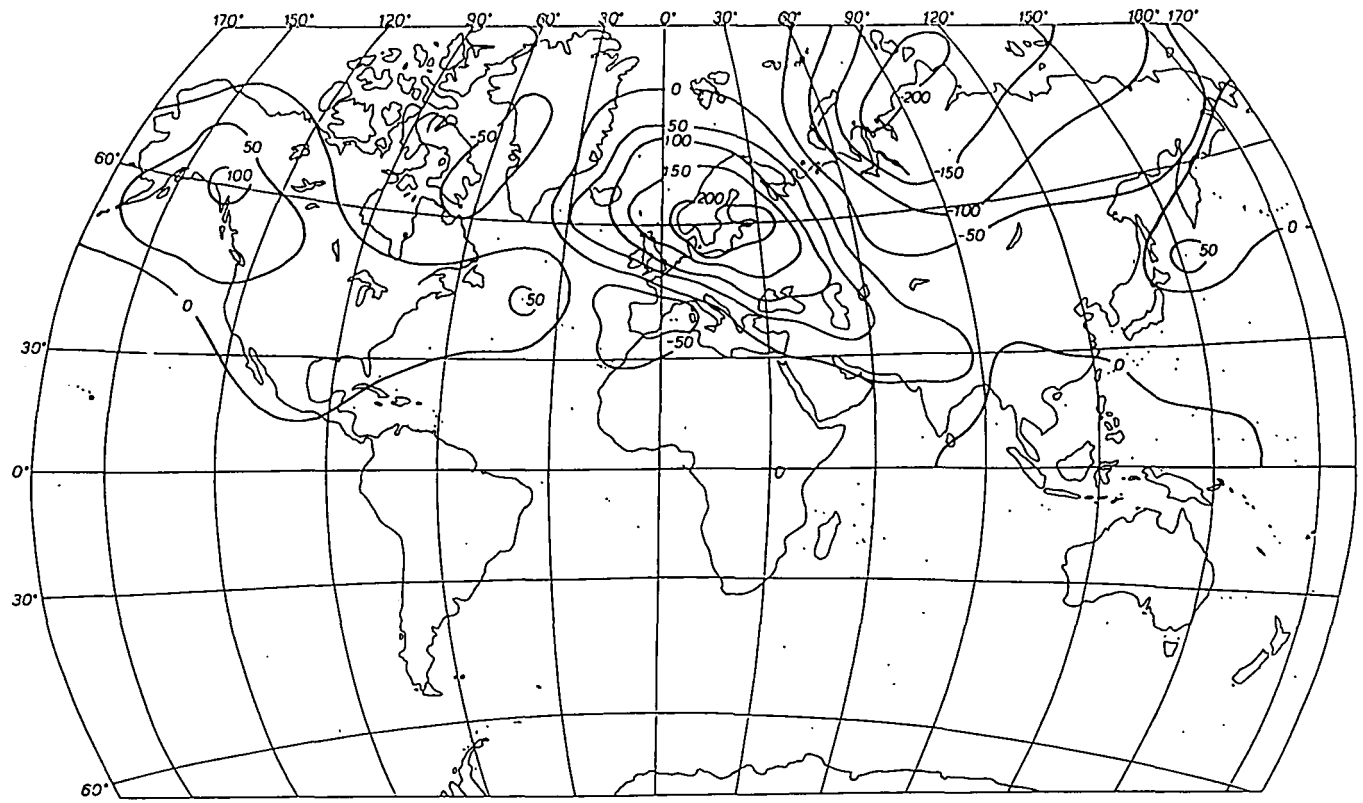
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, tél,  $10^{-3}$

15. a. ábra



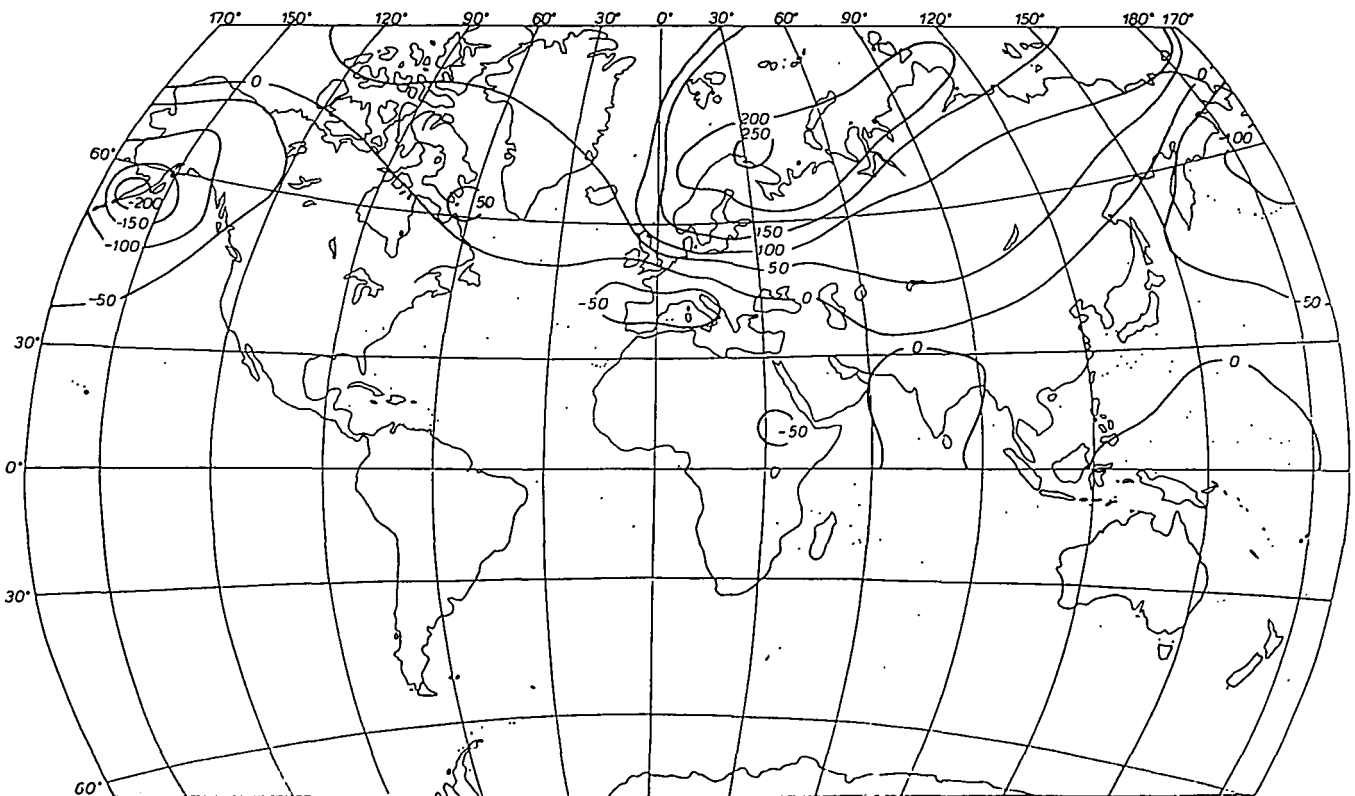
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, tél,  $10^{-3}$

15. b. ábra



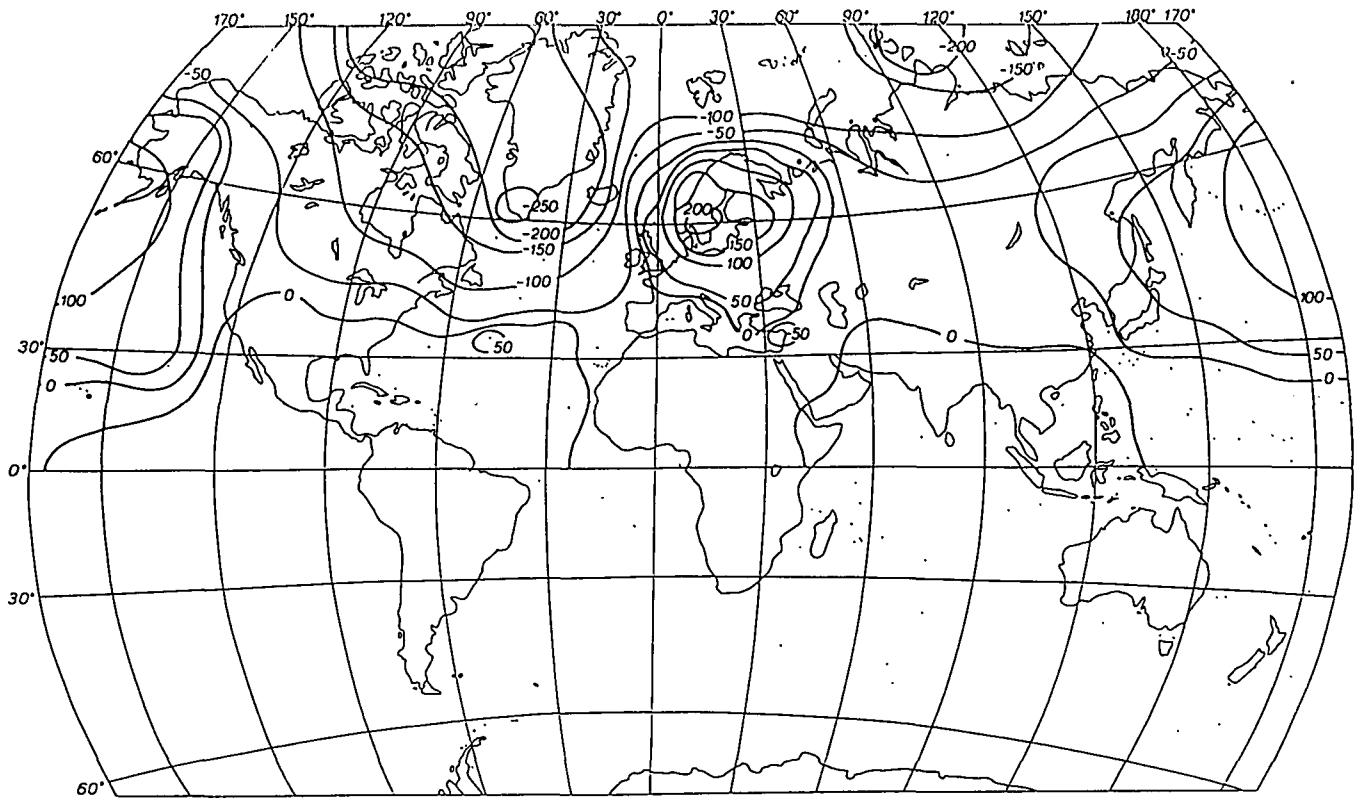
A tengerszintű légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, tél,  $10^{-3}$

15.c. ábra



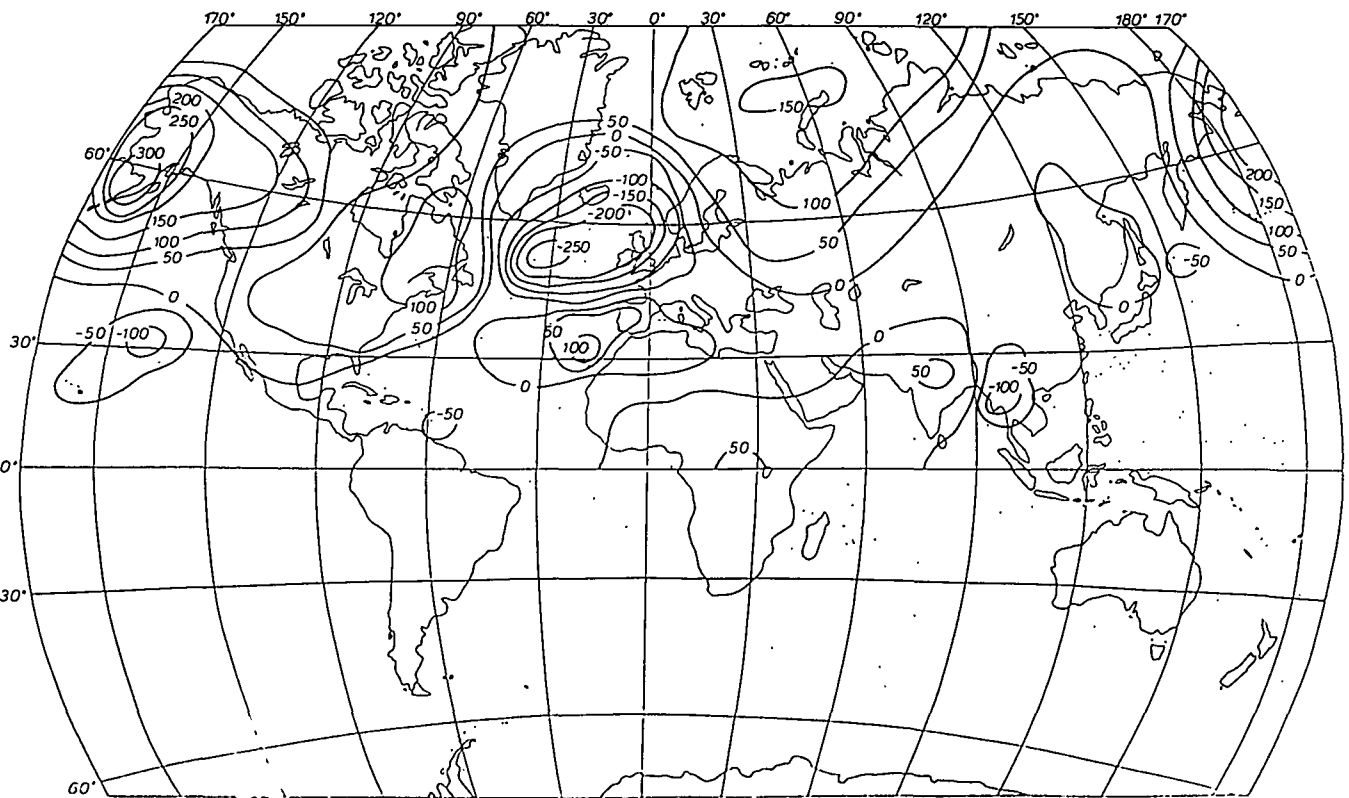
A tengerszintű légnyomási mező 1 sajátvektora, északi félgömb, tavasz,  $10^{-3}$

15.d. ábra



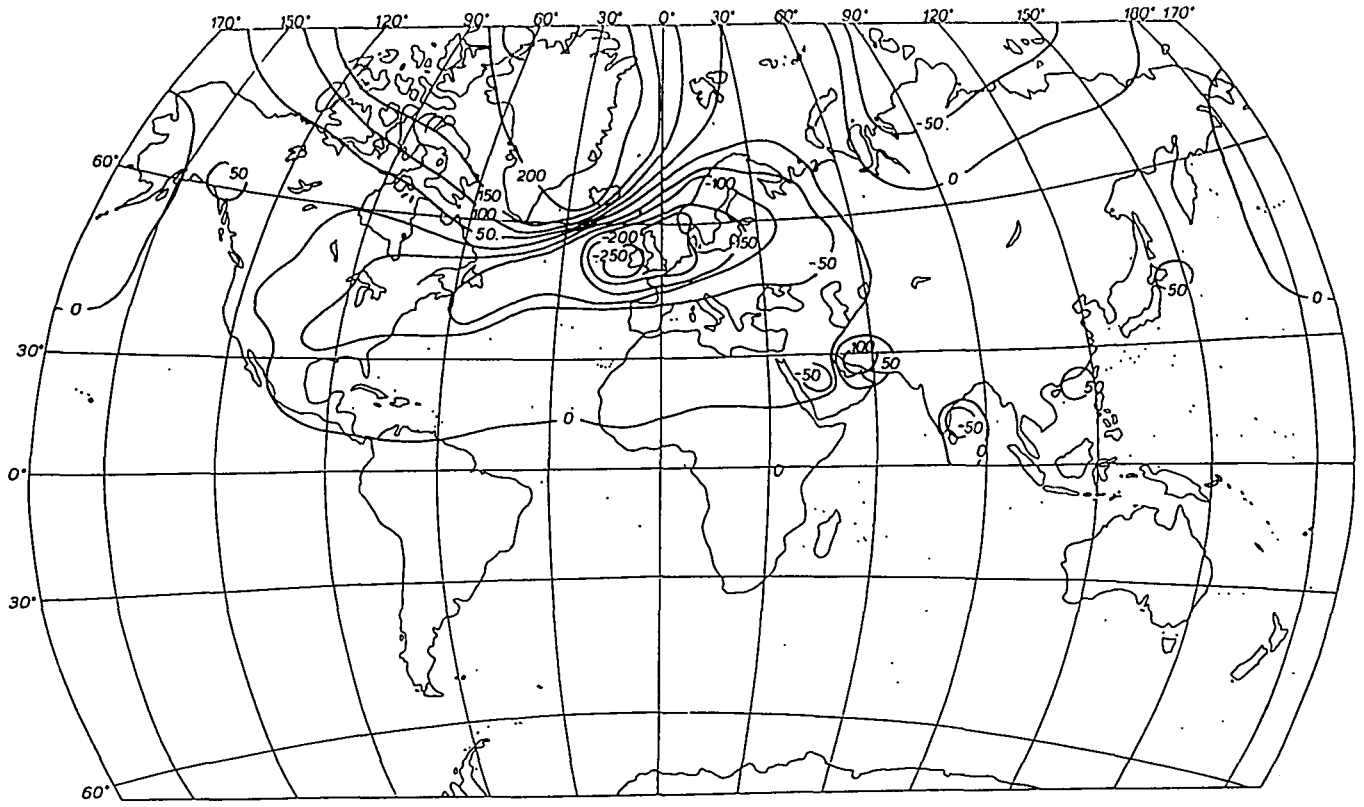
A tengerszintli légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, tavasz,  $10^{-3}$

15.e. ábra



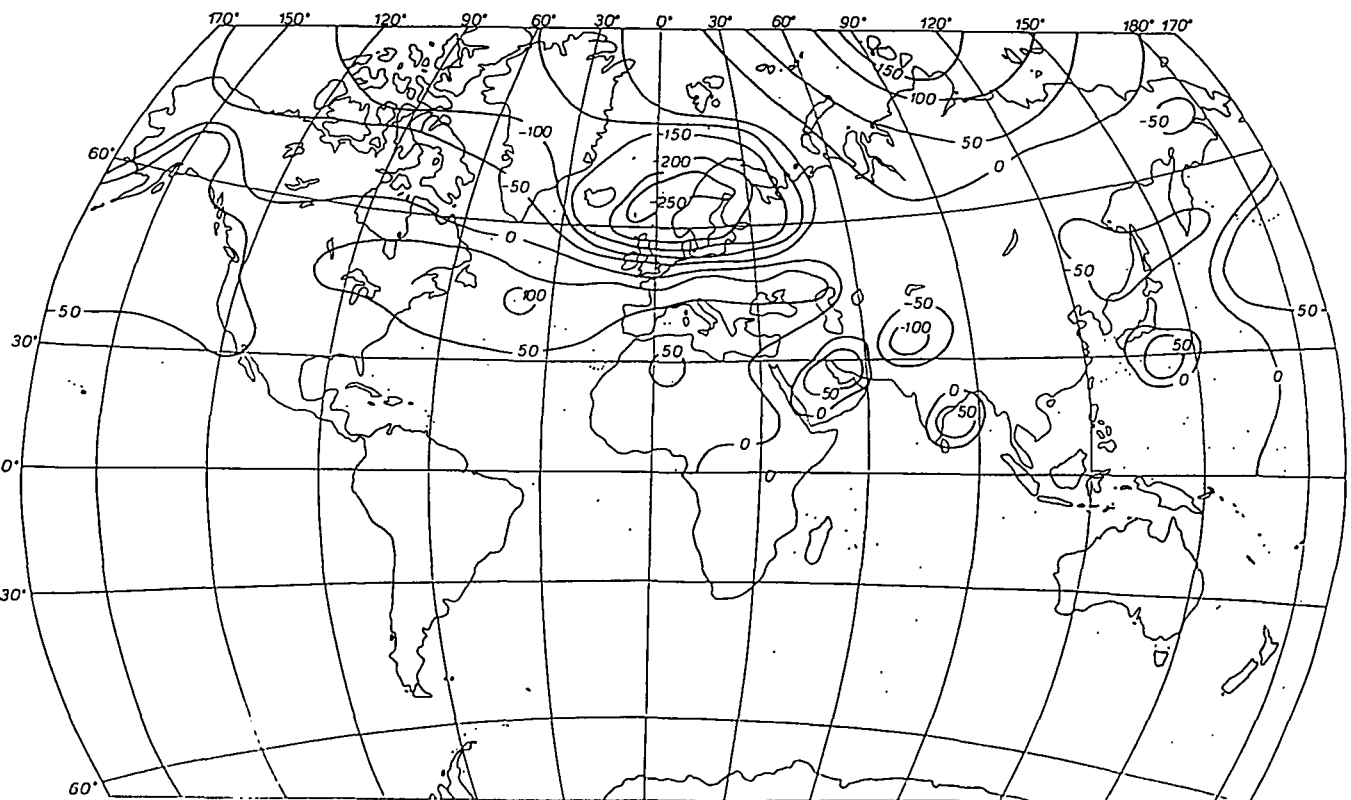
A tengerszintli légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, tavasz,  $10^{-3}$

15.f. ábra



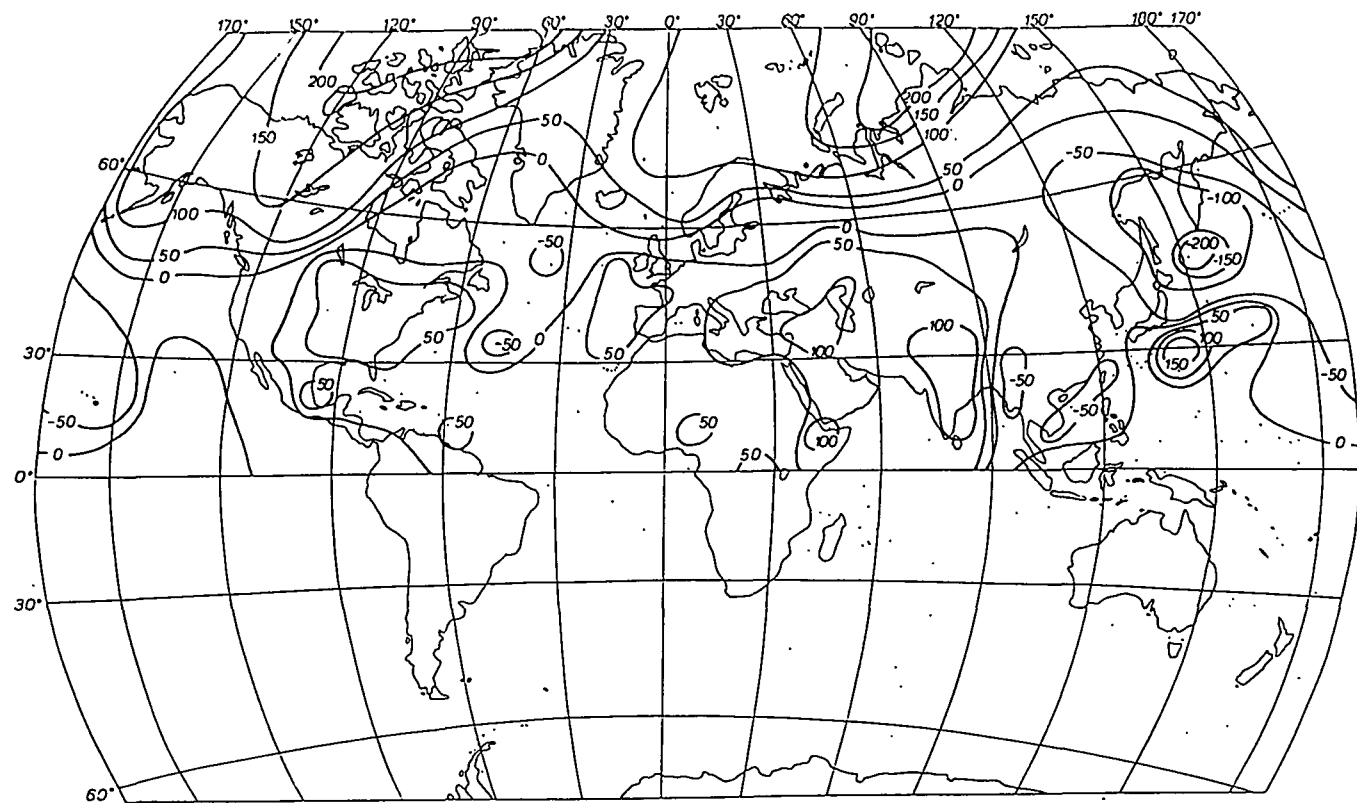
A tengerszintli légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, nyár,  $10^{-3}$

15.g. ábra



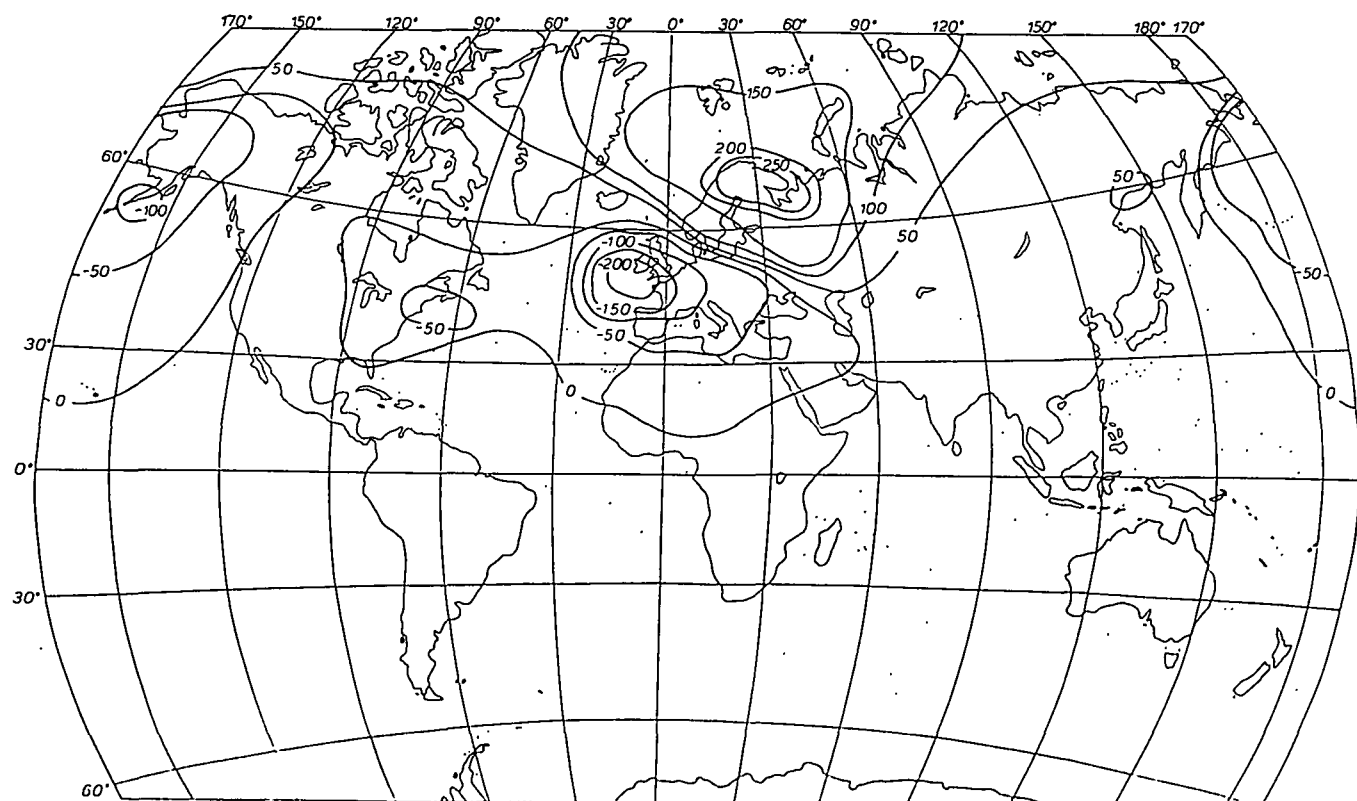
A tengerszintli légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, nyár,  $10^{-3}$

15.h. ábra



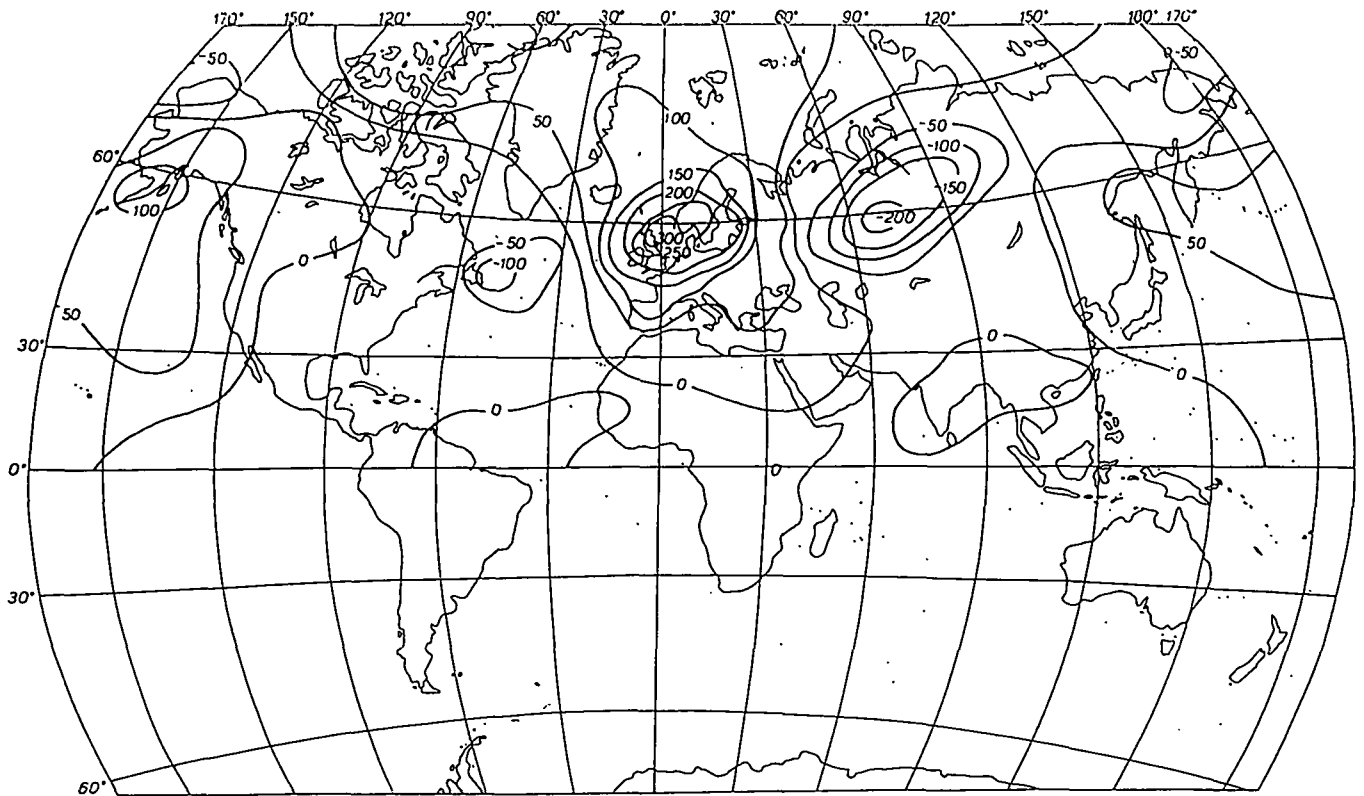
A tengerszinti légnyomási mező 3 sajátvektora, északi félgömb, nyár,  $10^{-3}$

15.i. ábra



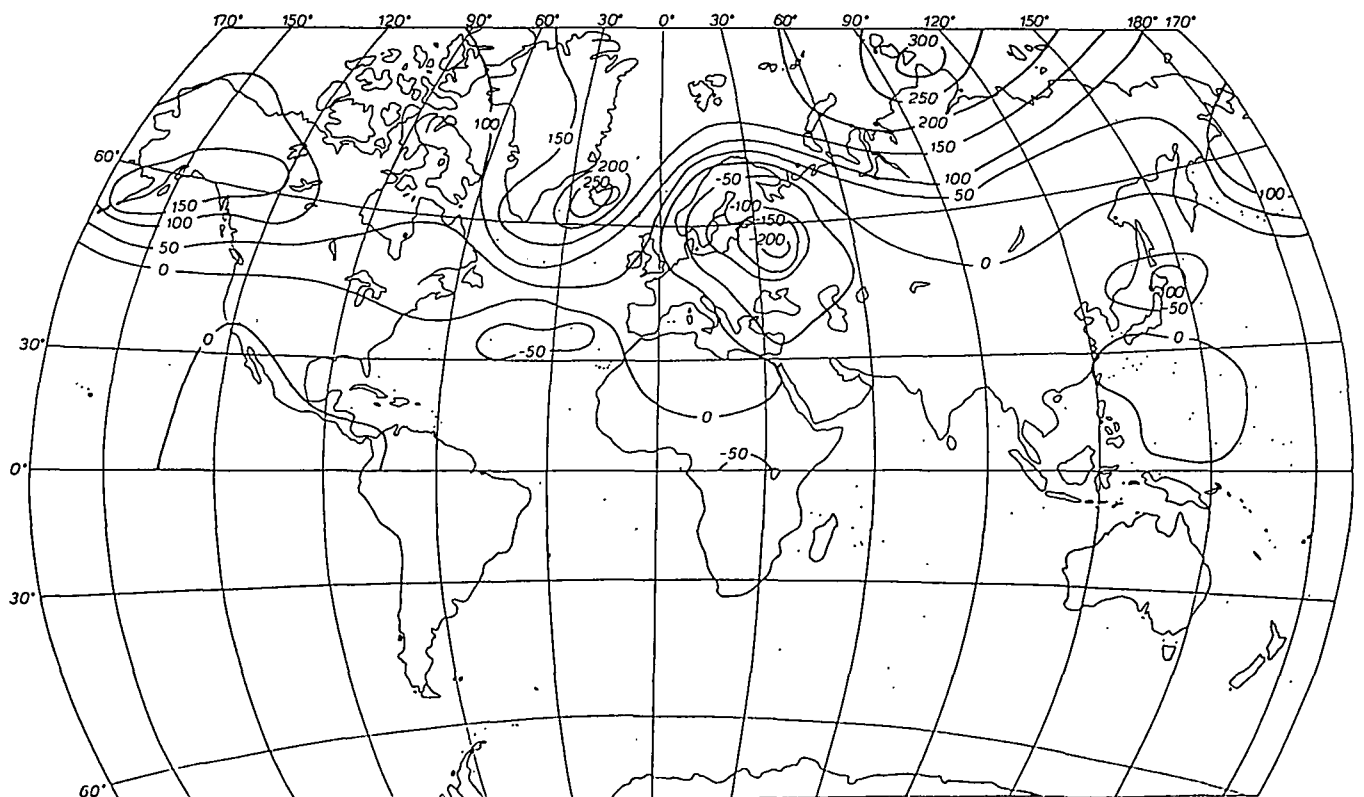
A tengerszinti légnyomási mező 1 sajátvektora, északi félgömb, ősz,  $10^{-3}$

15.j. ábra



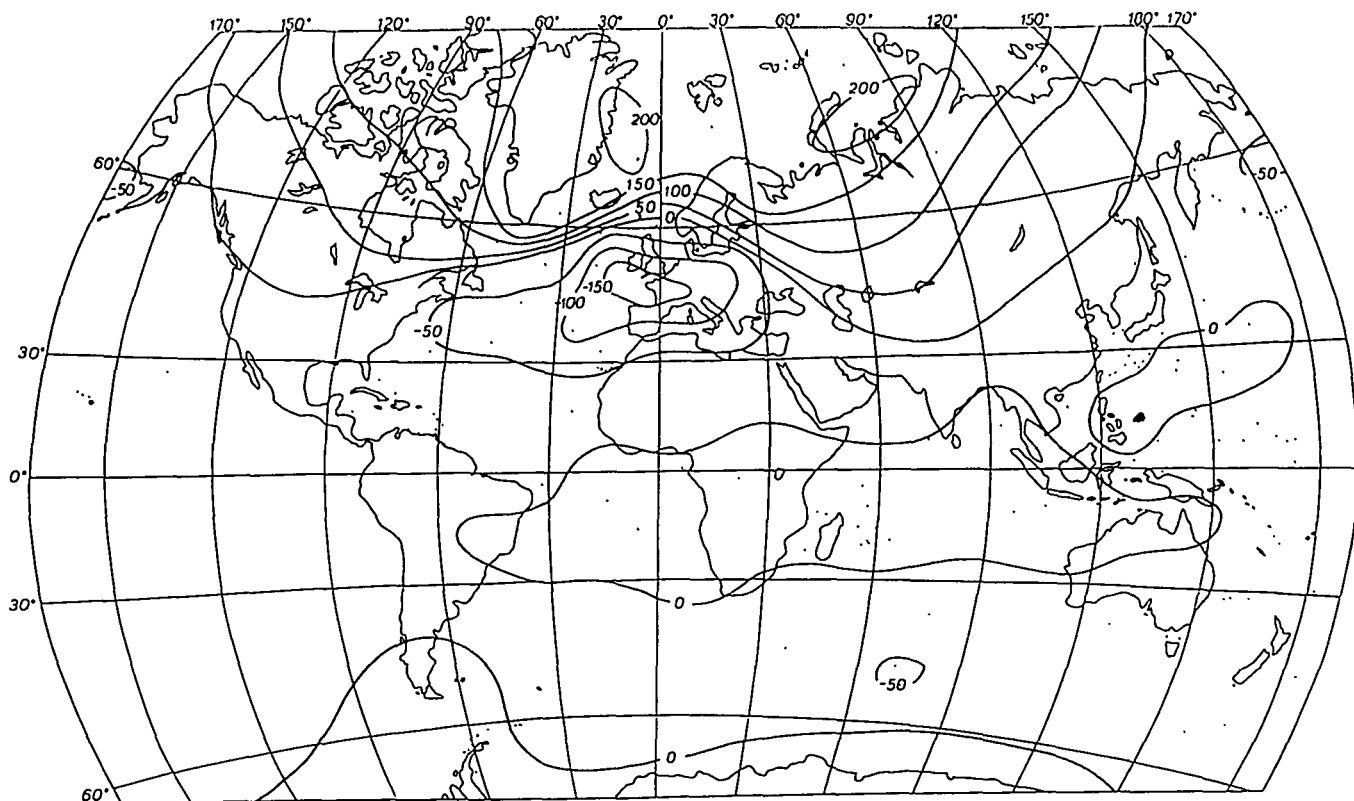
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, ősz,  $10^{-3}$

15.k. ábra



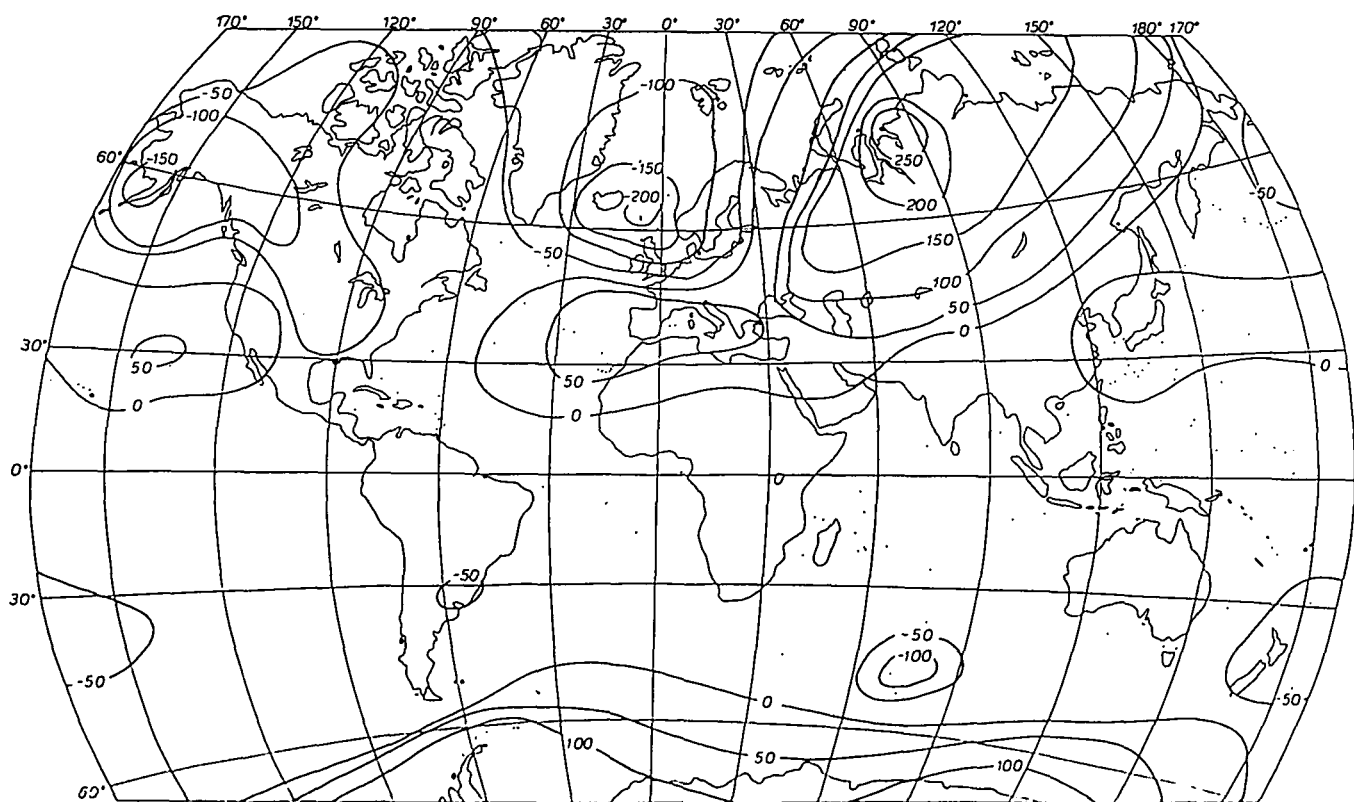
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, ősz,  $10^{-3}$

15.1. ábra



A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi tél,  $10^{-3}$

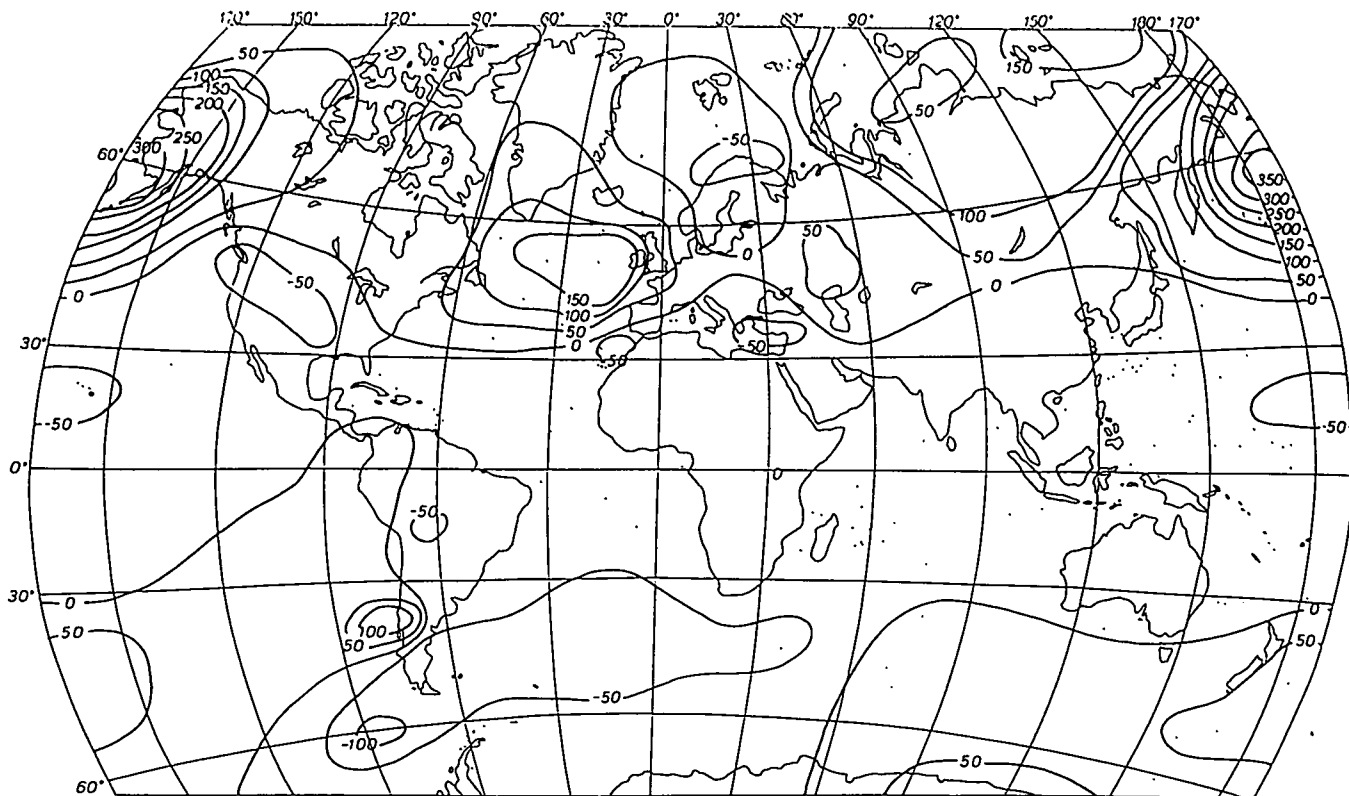
16.a. ábra



A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi tél,  $10^{-3}$

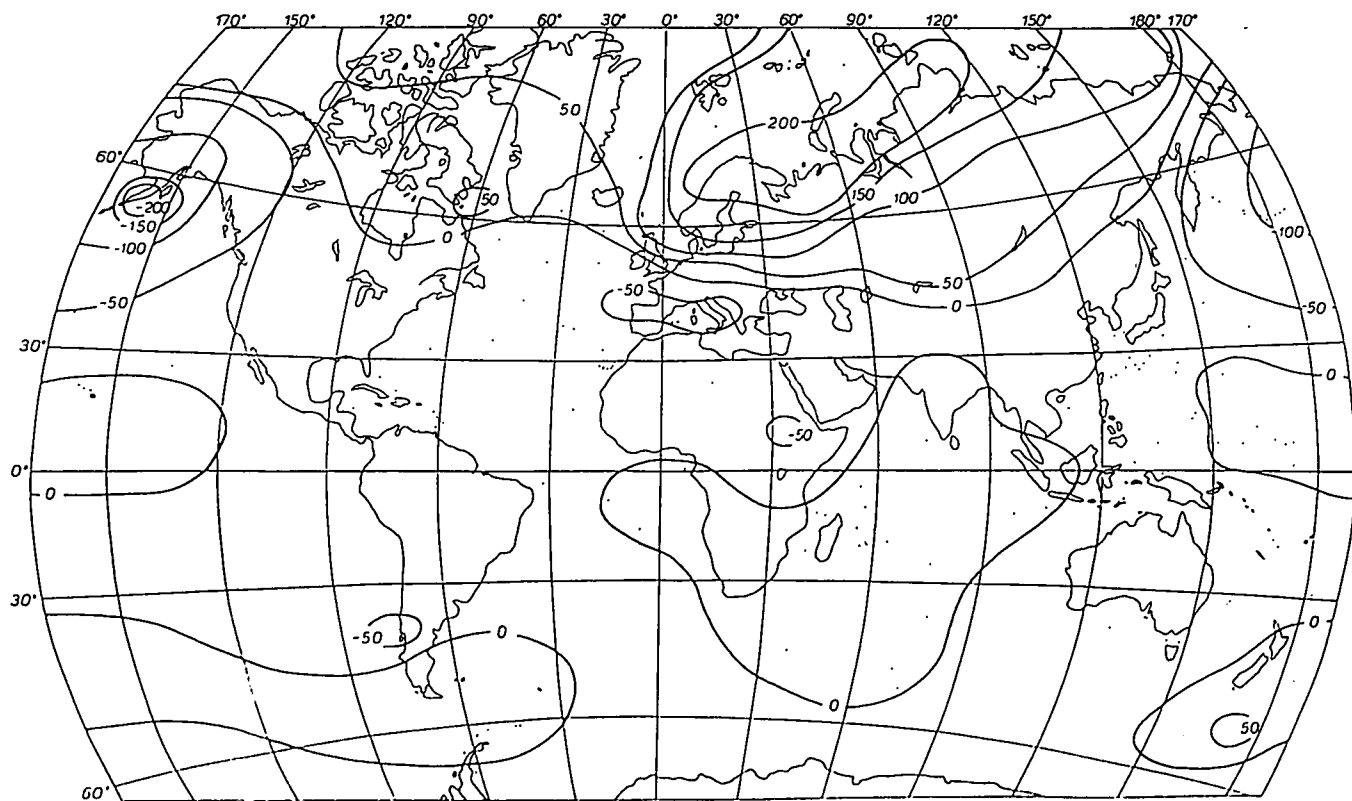
16.b. ábra





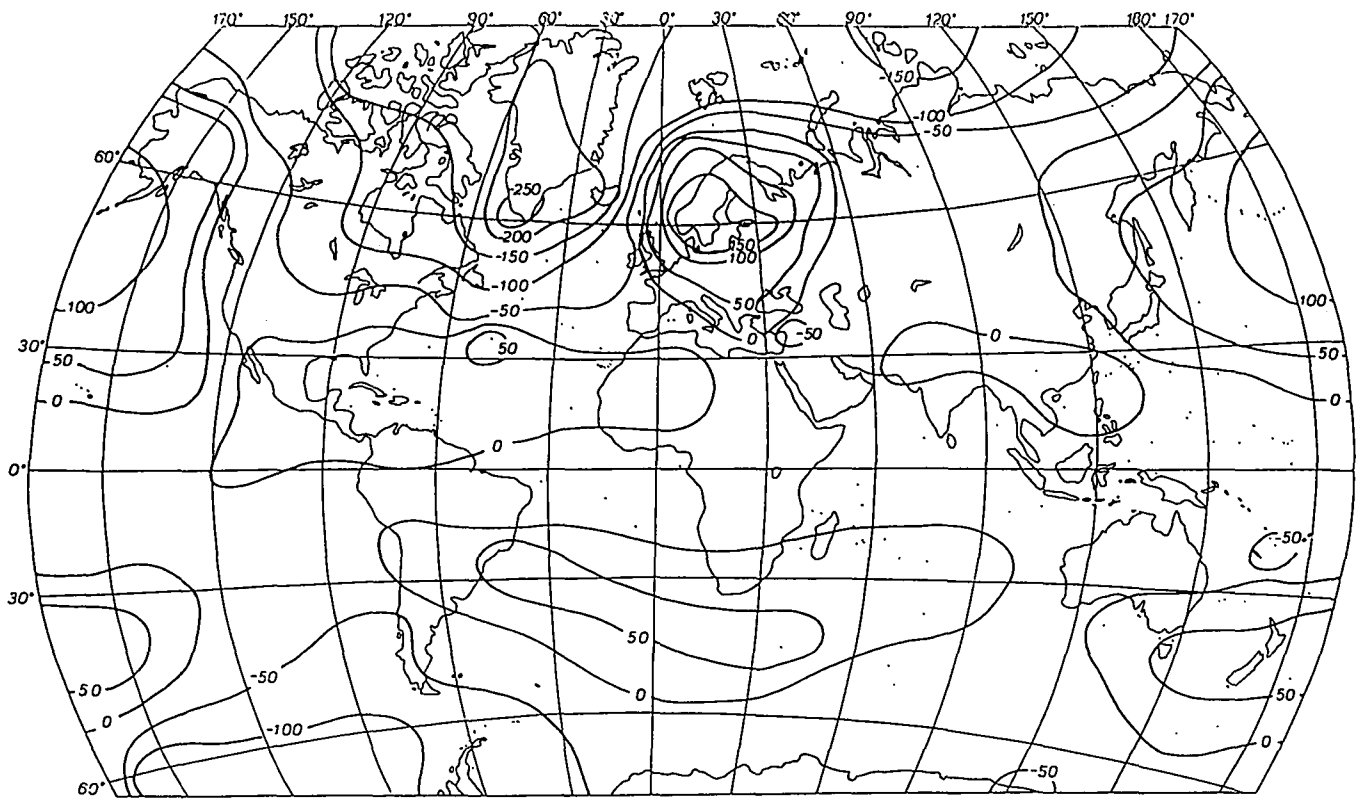
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi tél,  $10^{-3}$

16.c. ábra



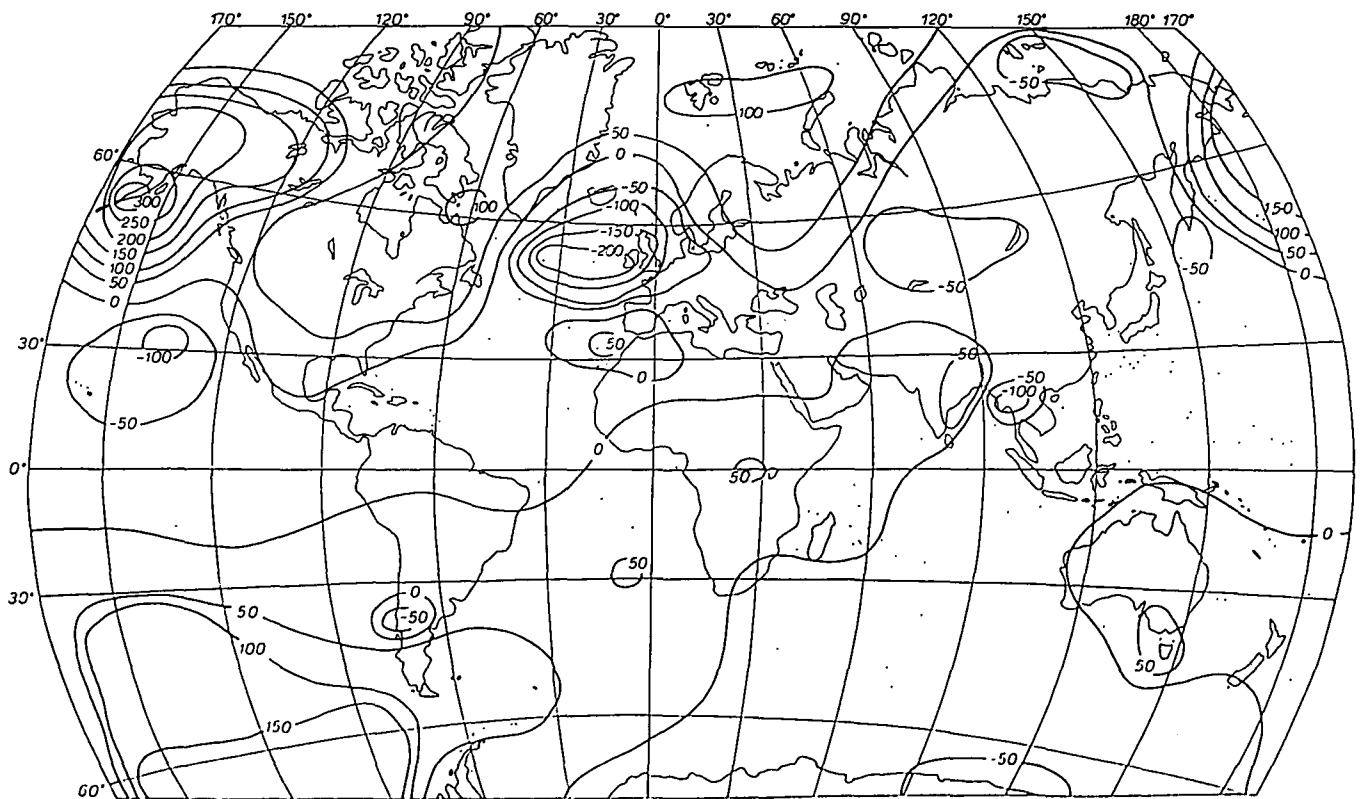
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi tavasz,  $10^{-3}$

16.d. ábra



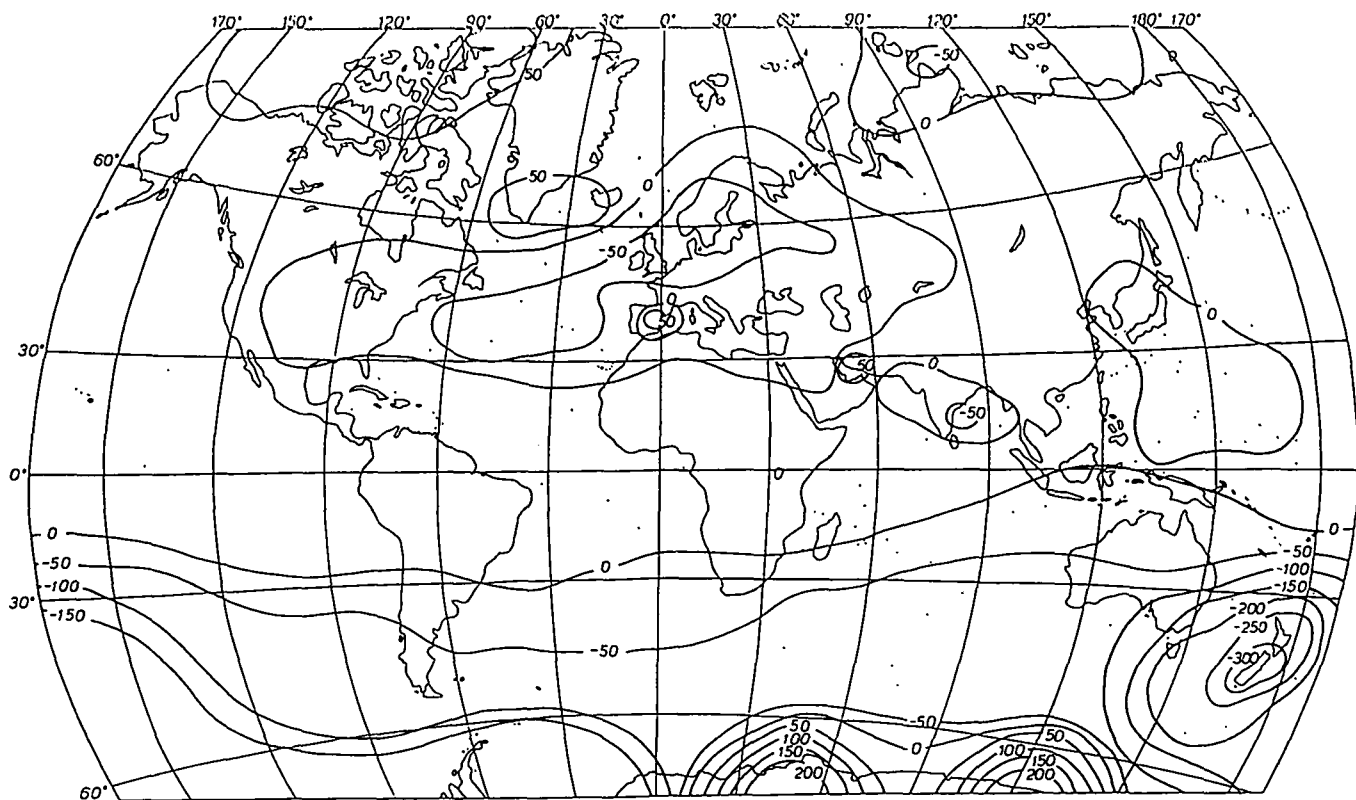
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi tavasz,  $10^{-3}$

16.e. ábra



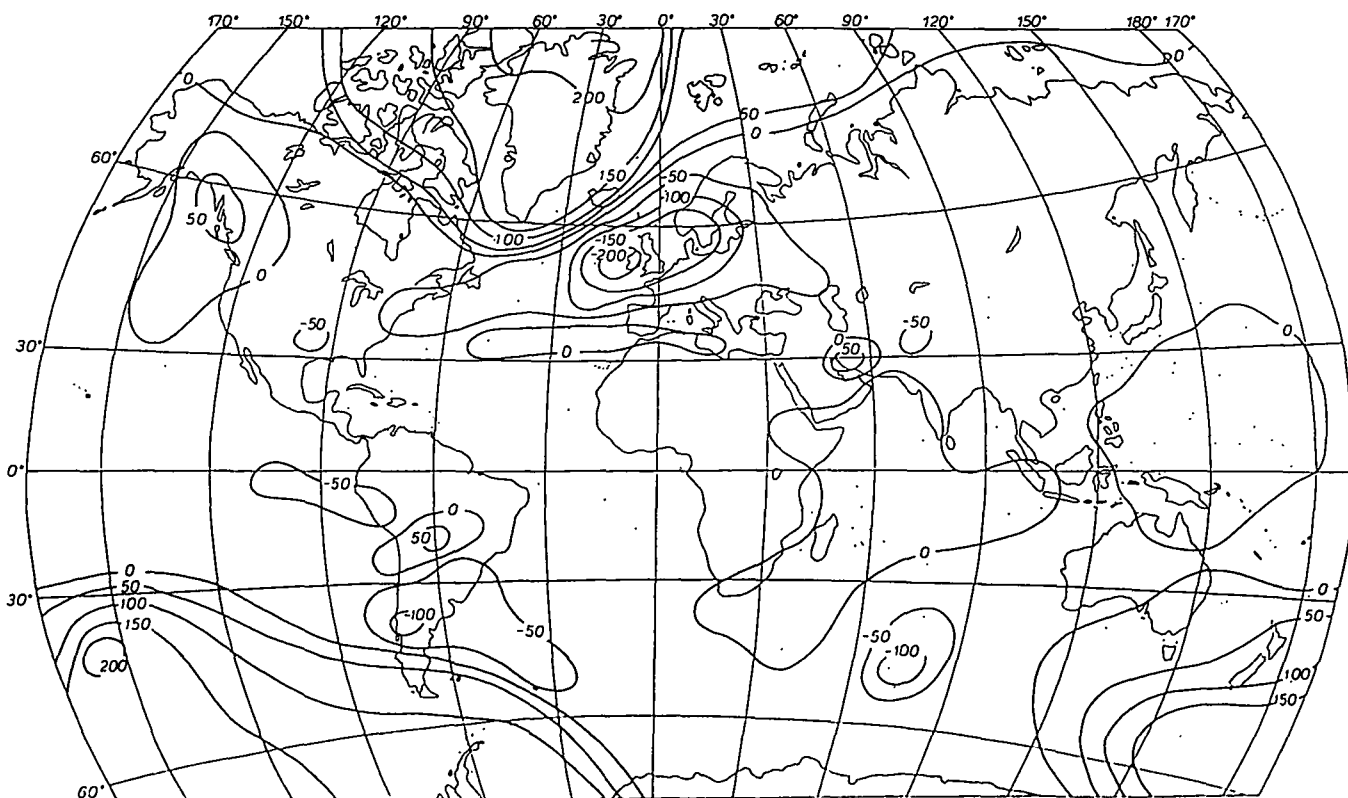
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi tavasz,  $10^{-3}$

16.f. ábra



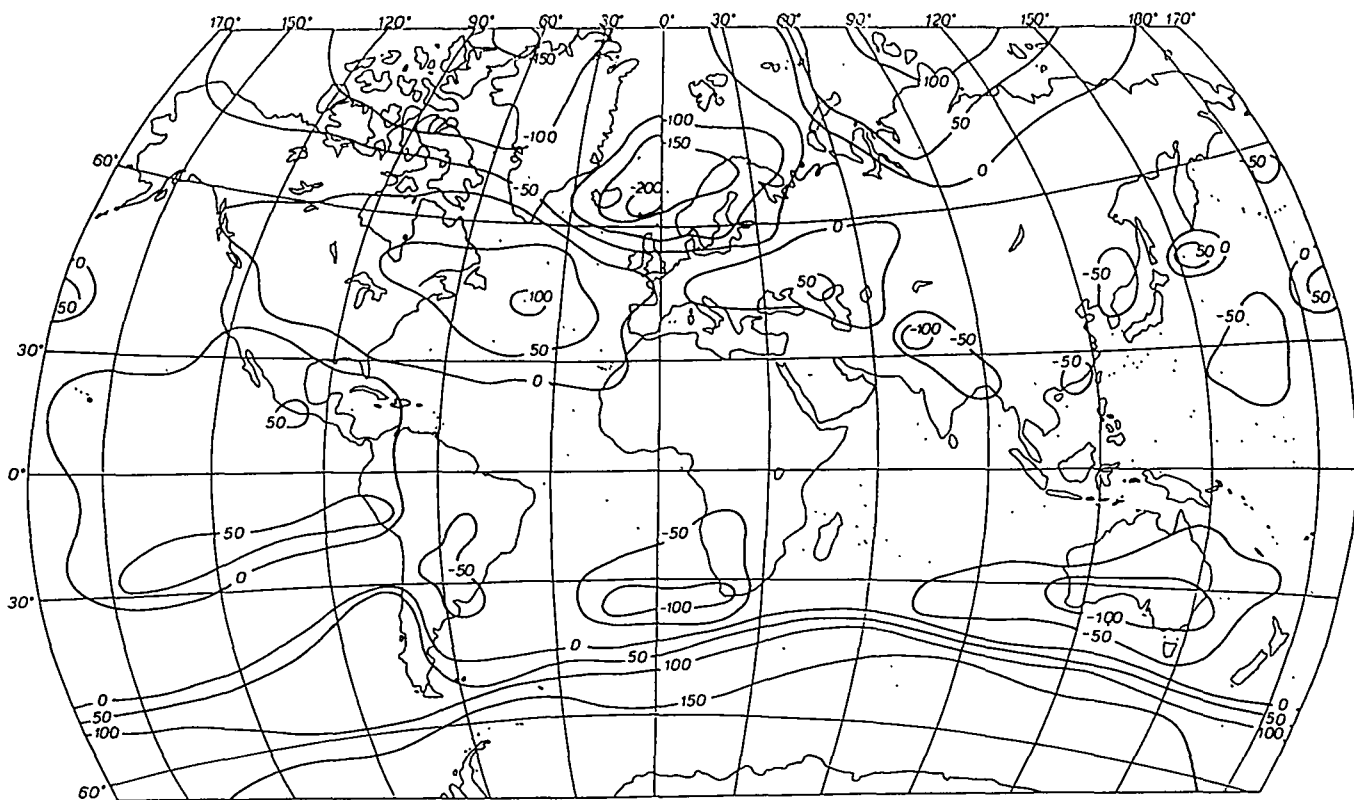
A lengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi nyár,  $10^{-3}$

16.g. ábra



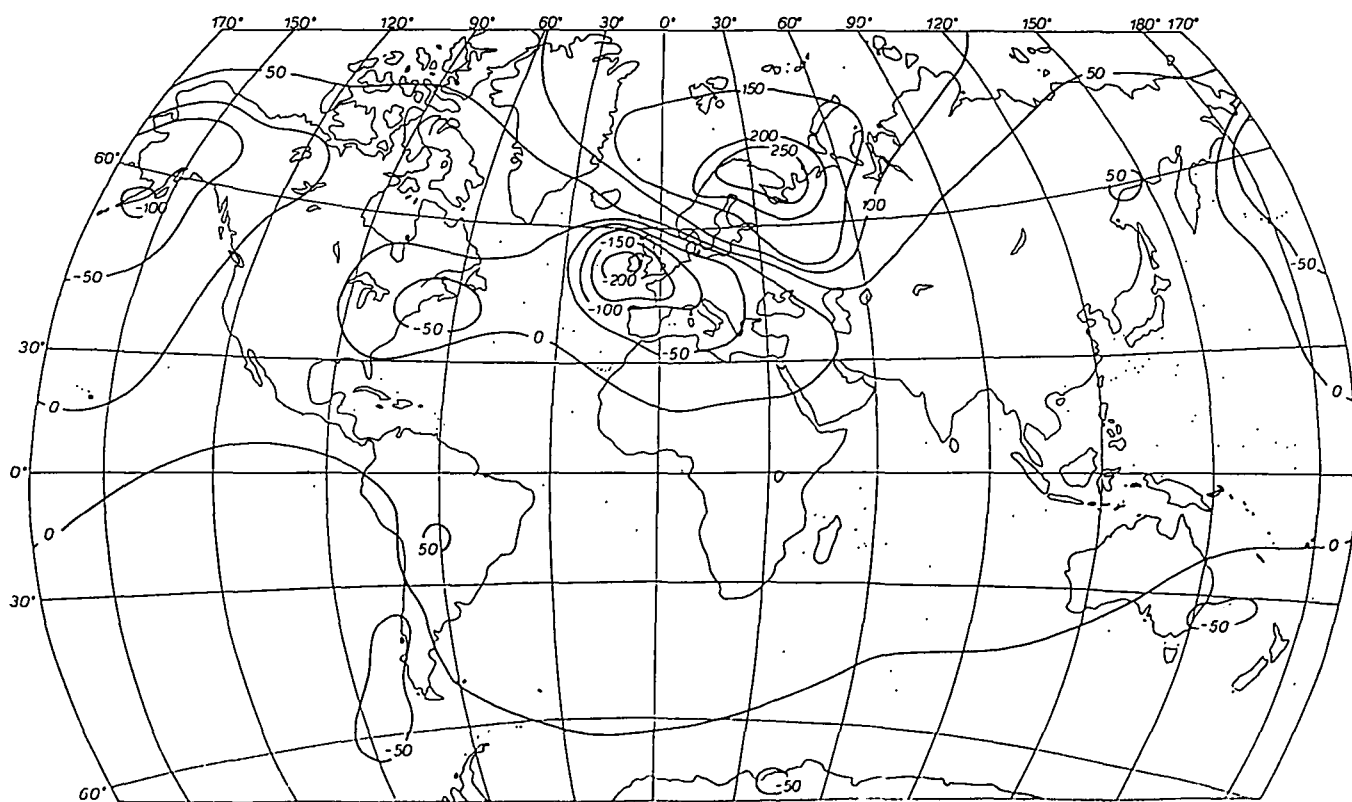
A lengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi nyár,  $10^{-3}$

16.h. ábra



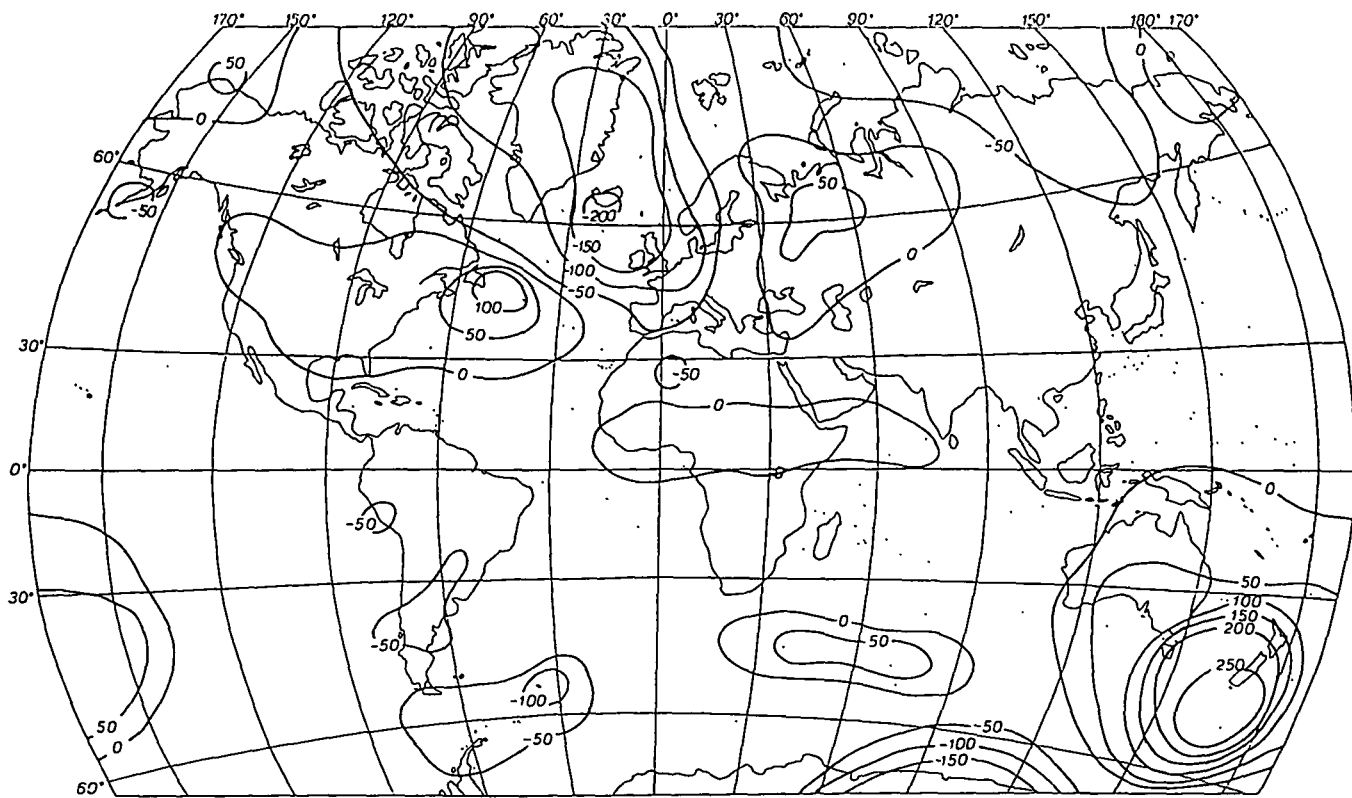
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi nyár,  $10^{-3}$

16.i. ábra



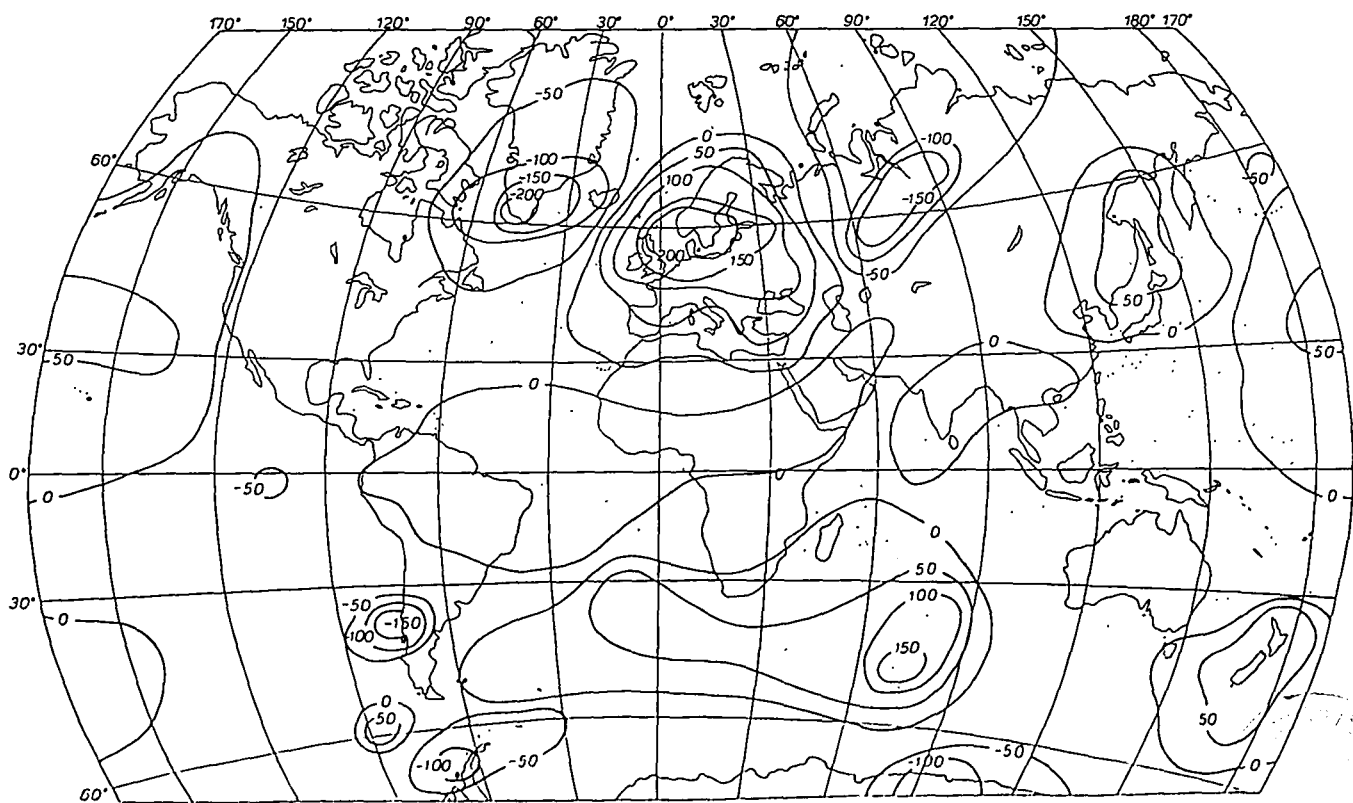
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömbi őszi,  $10^{-3}$

16.j. ábra



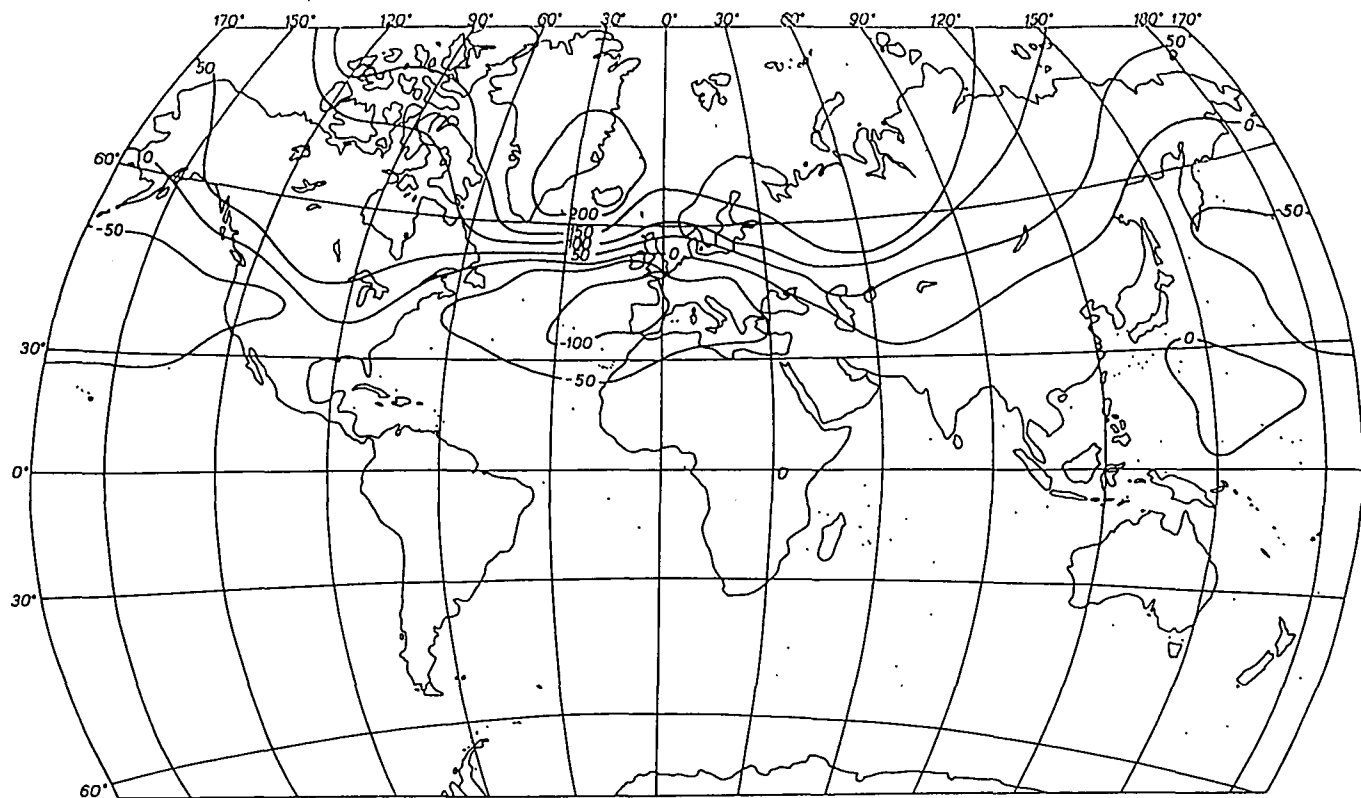
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömbi ósz,  $10^{-3}$

16.k. ábra



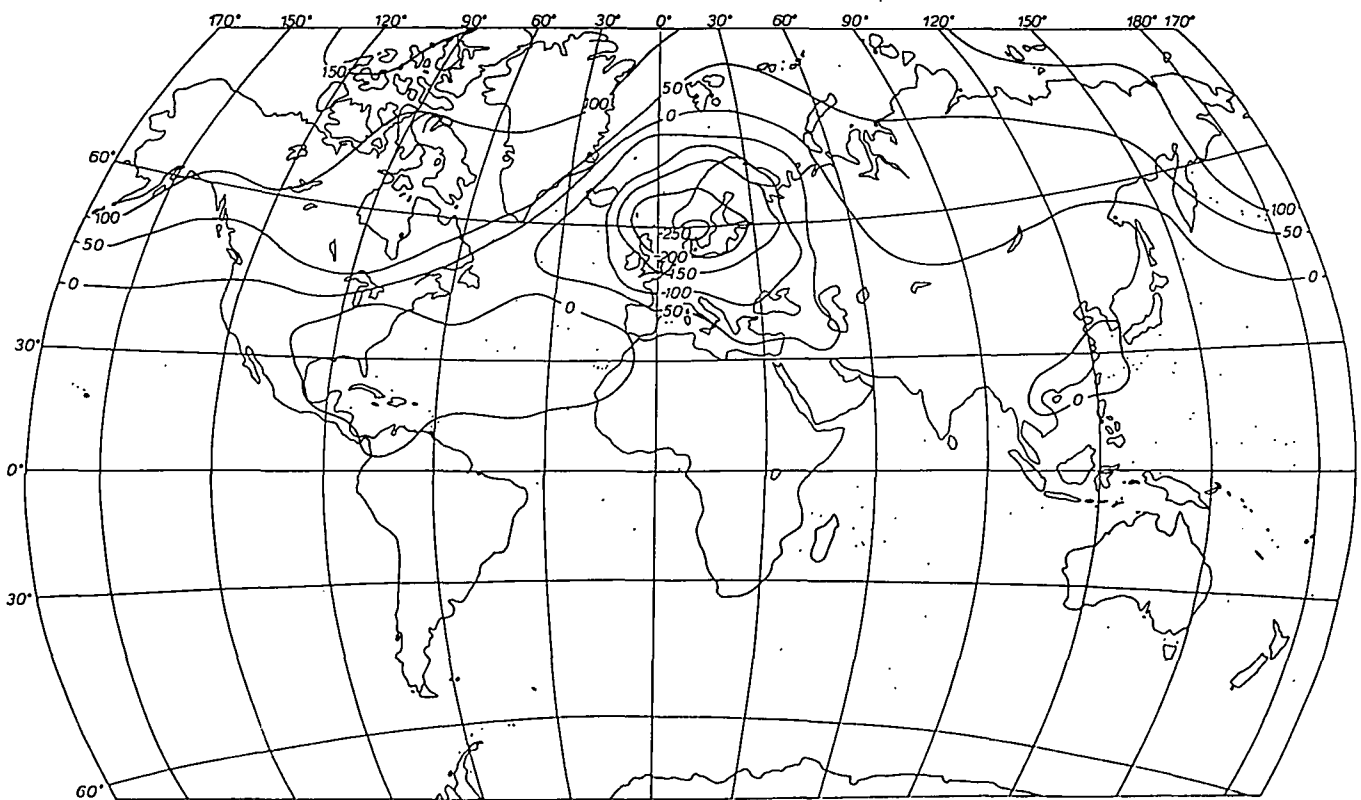
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömbi ósz,  $10^{-3}$

16.1. ábra



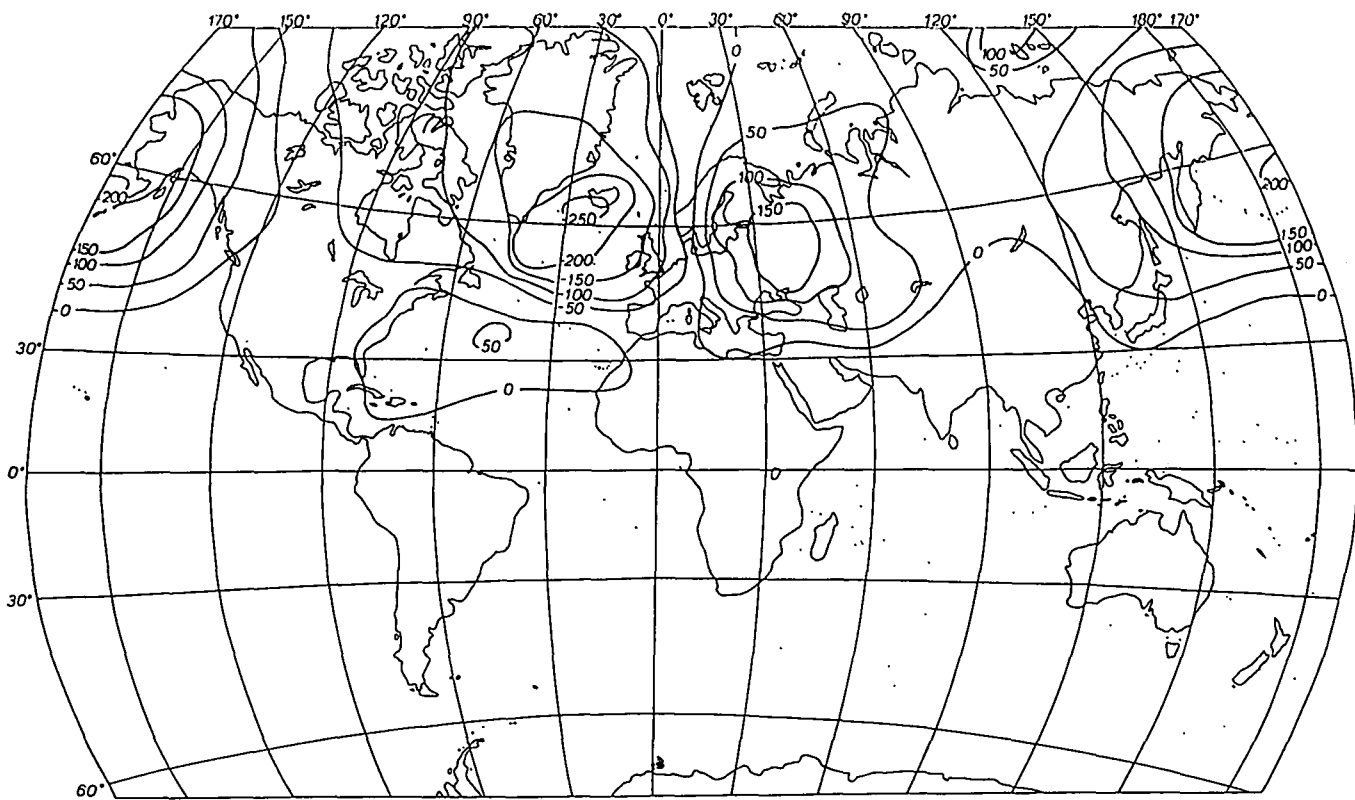
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, január,  $10^{-3}$

17.a. ábra



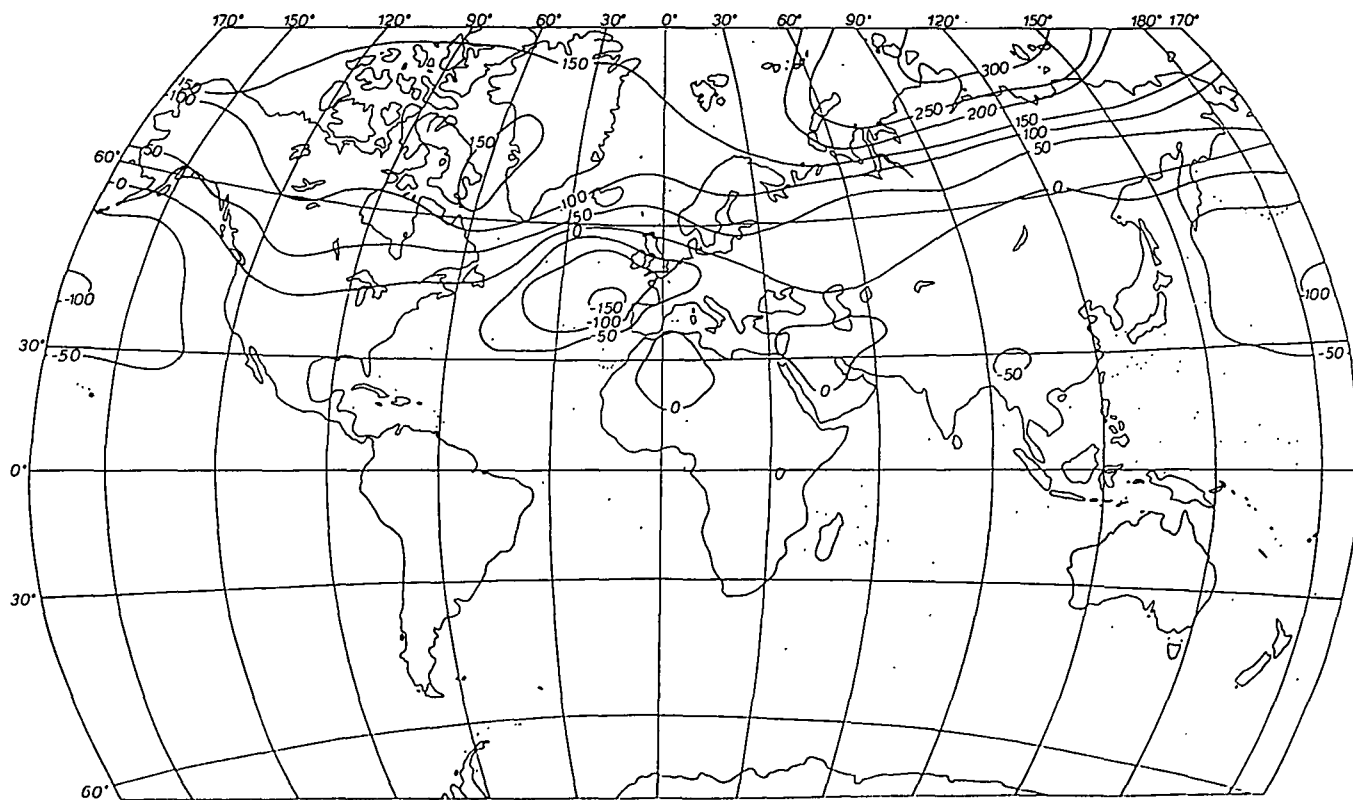
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, déli félgömb, január,  $10^{-3}$

17.b. ábra



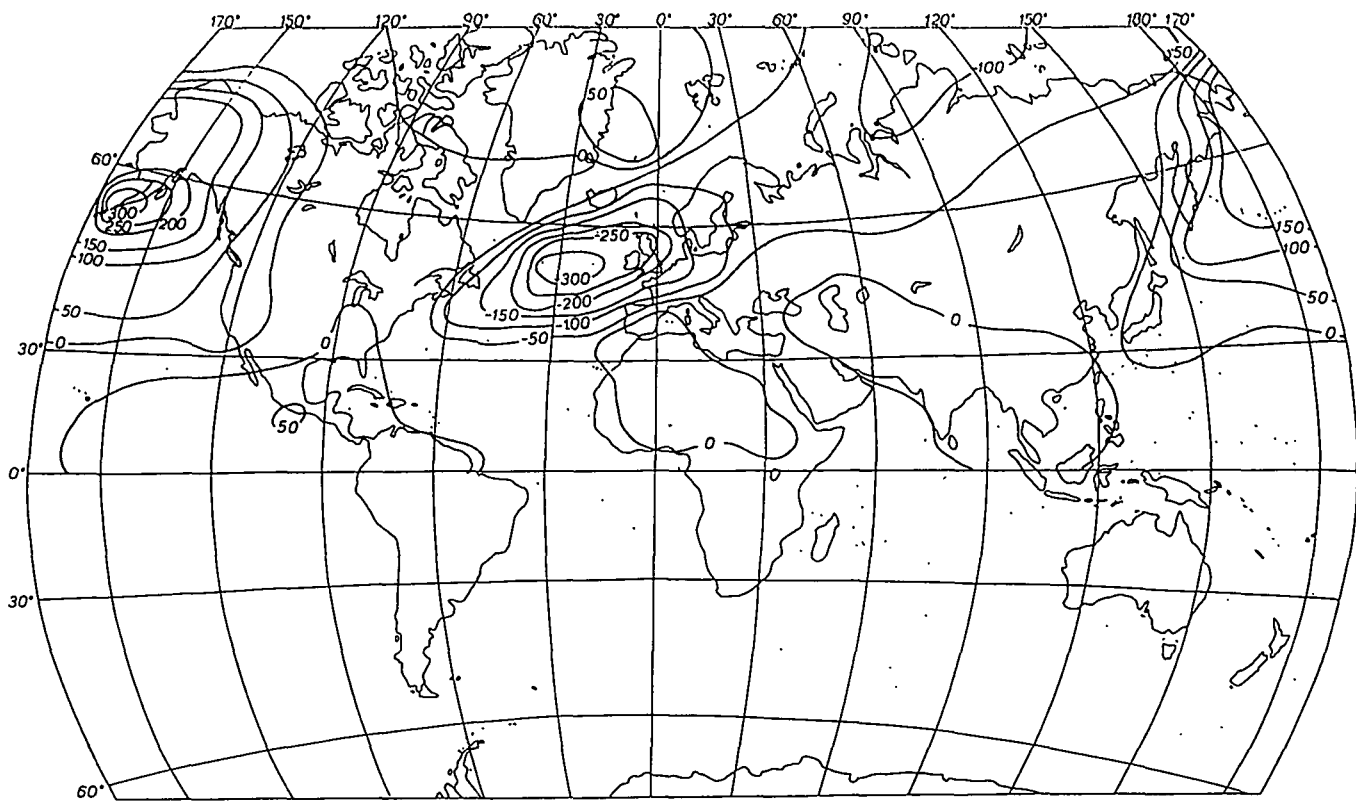
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, január,  $10^{-3}$

17.c. ábra



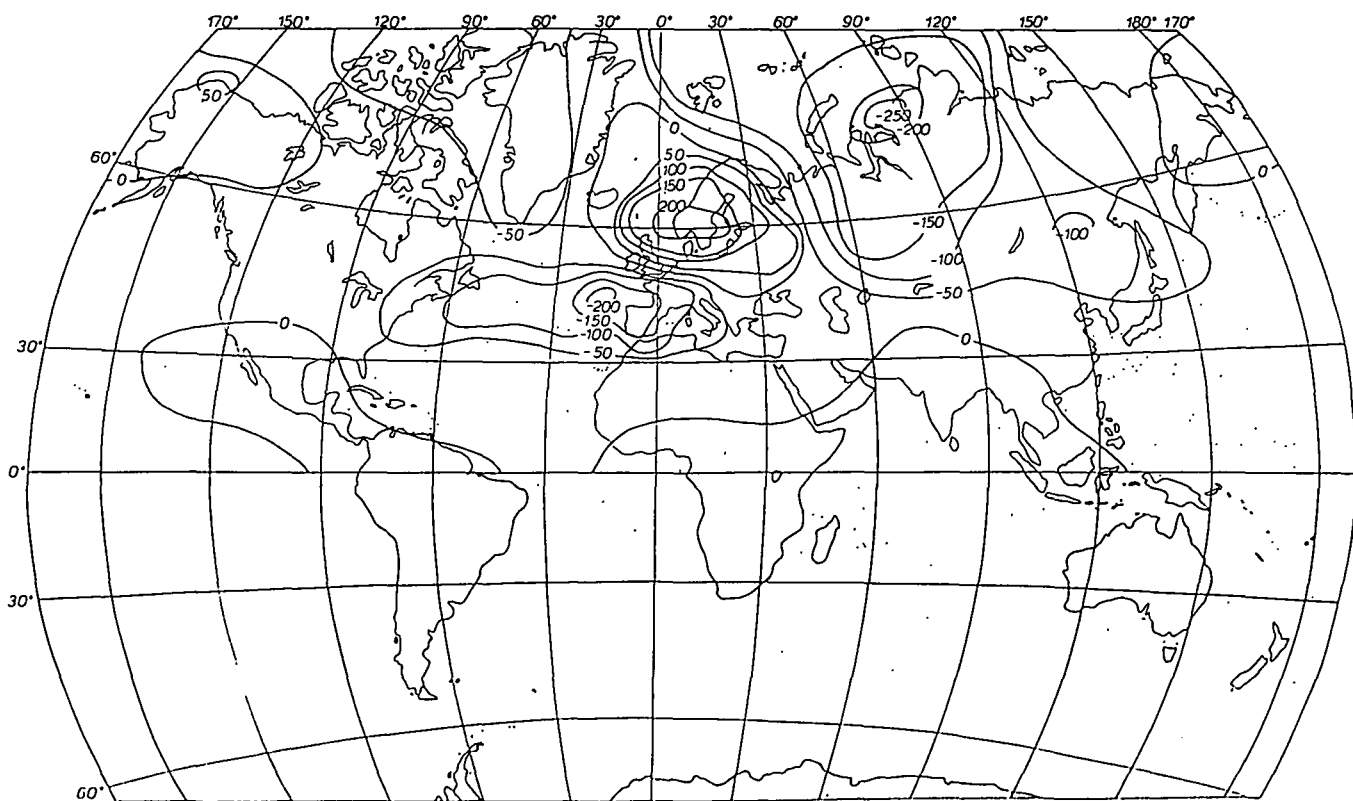
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$

17.d. ábra



A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$

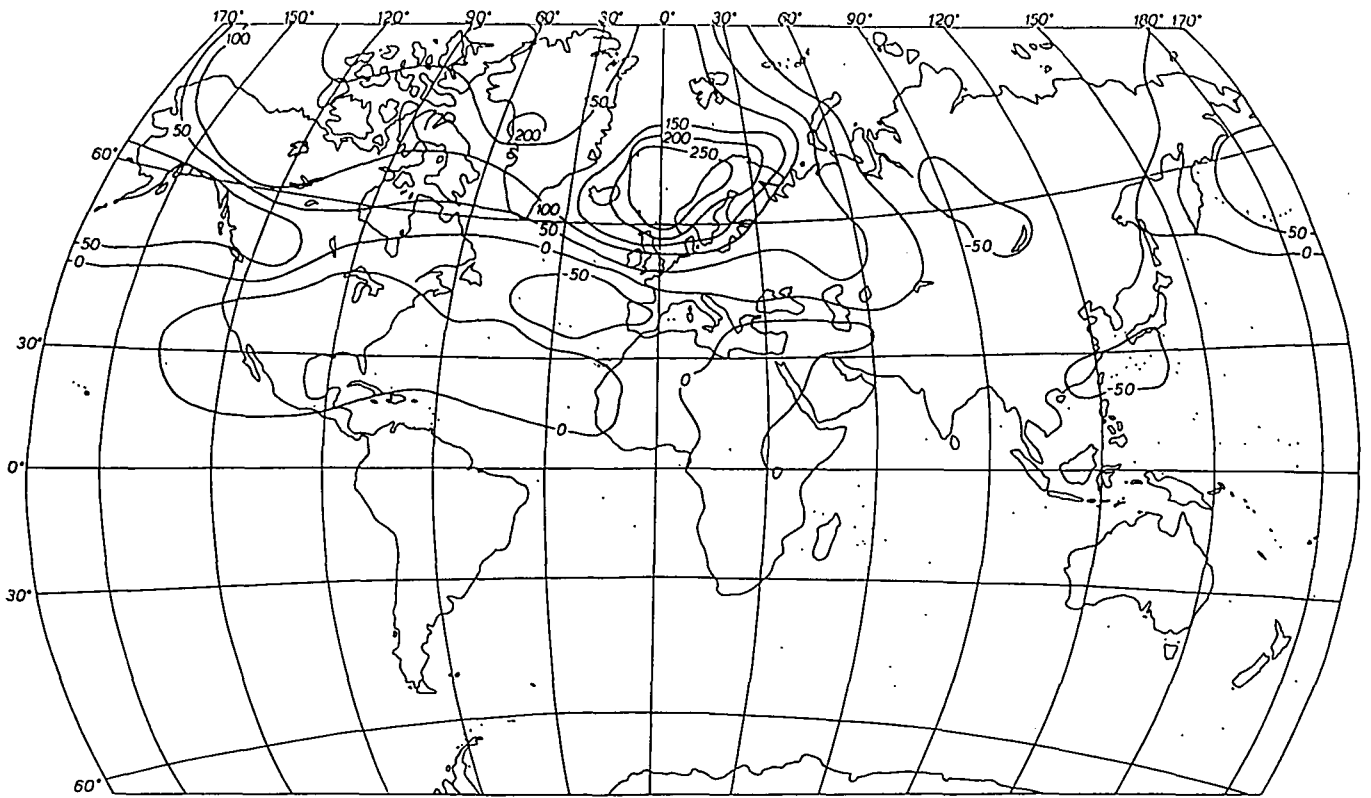
17.e. ábra



A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$

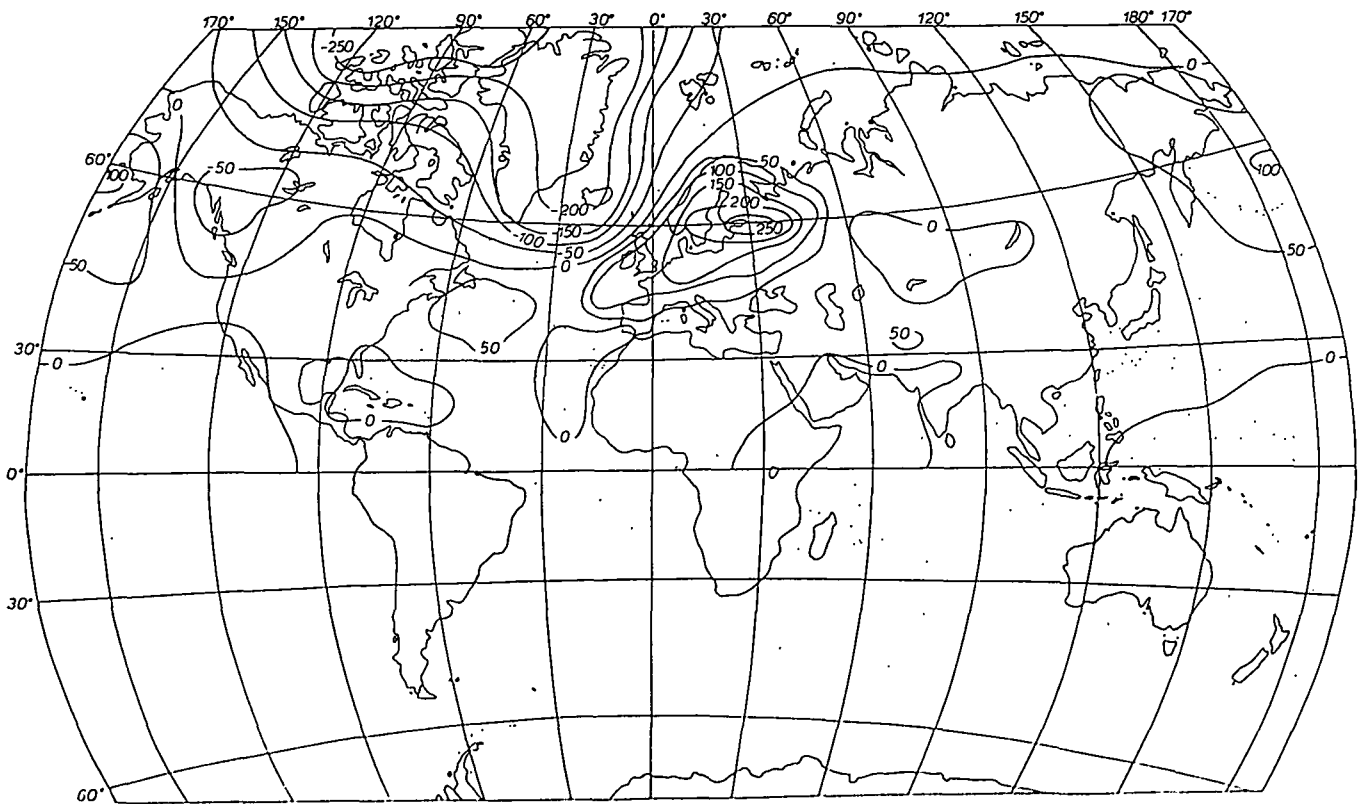
17.f. ábra





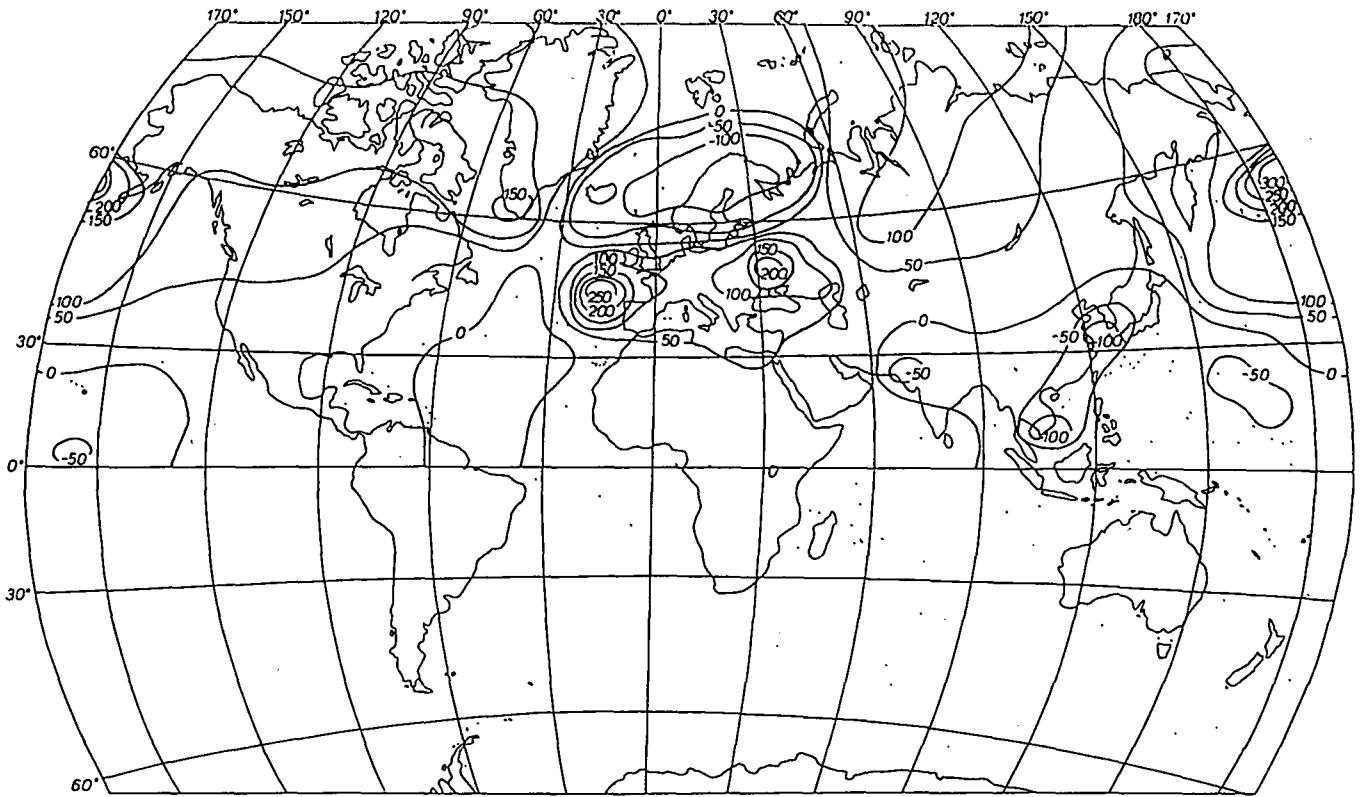
A tengerszintű légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, július,  $10^{-3}$

17.g. ábra



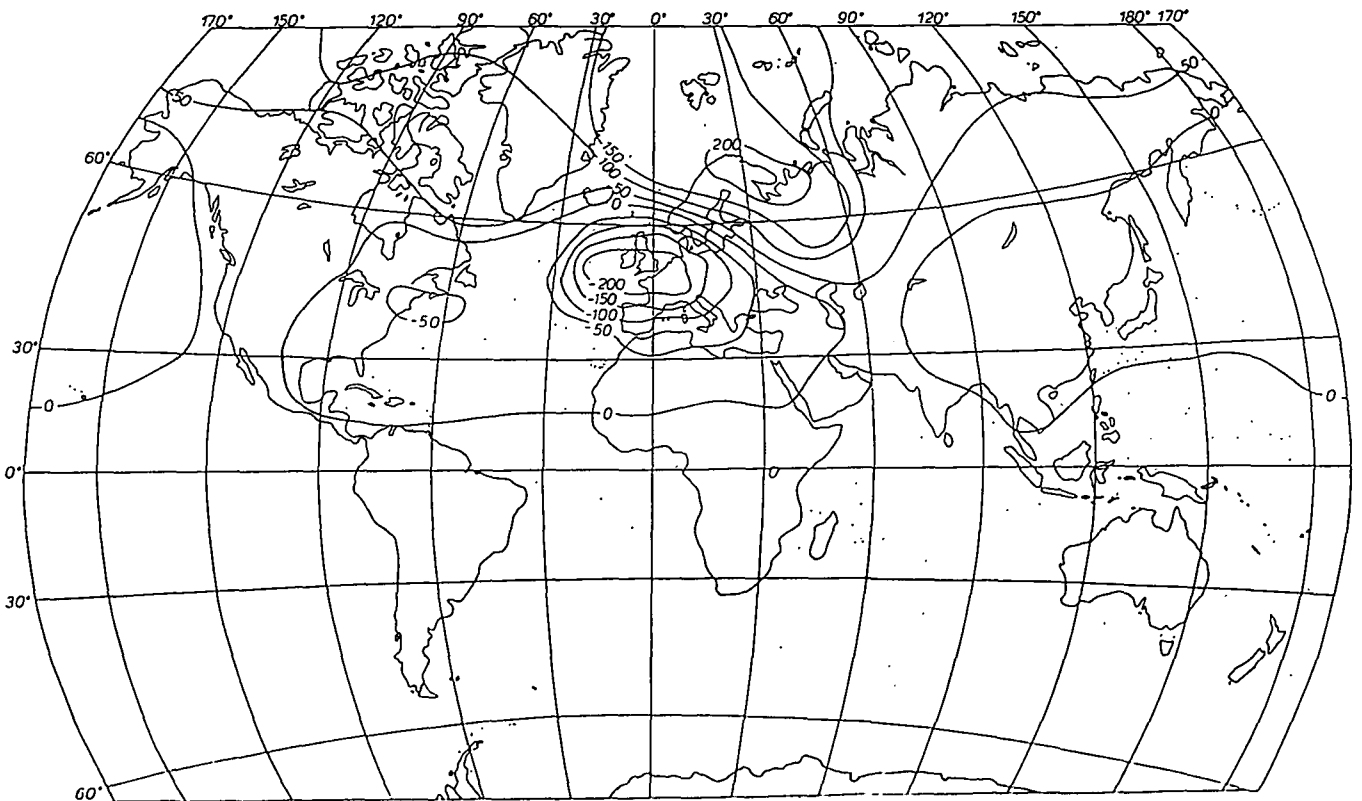
A tengerszintű légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, július,  $10^{-3}$

17.h. ábra



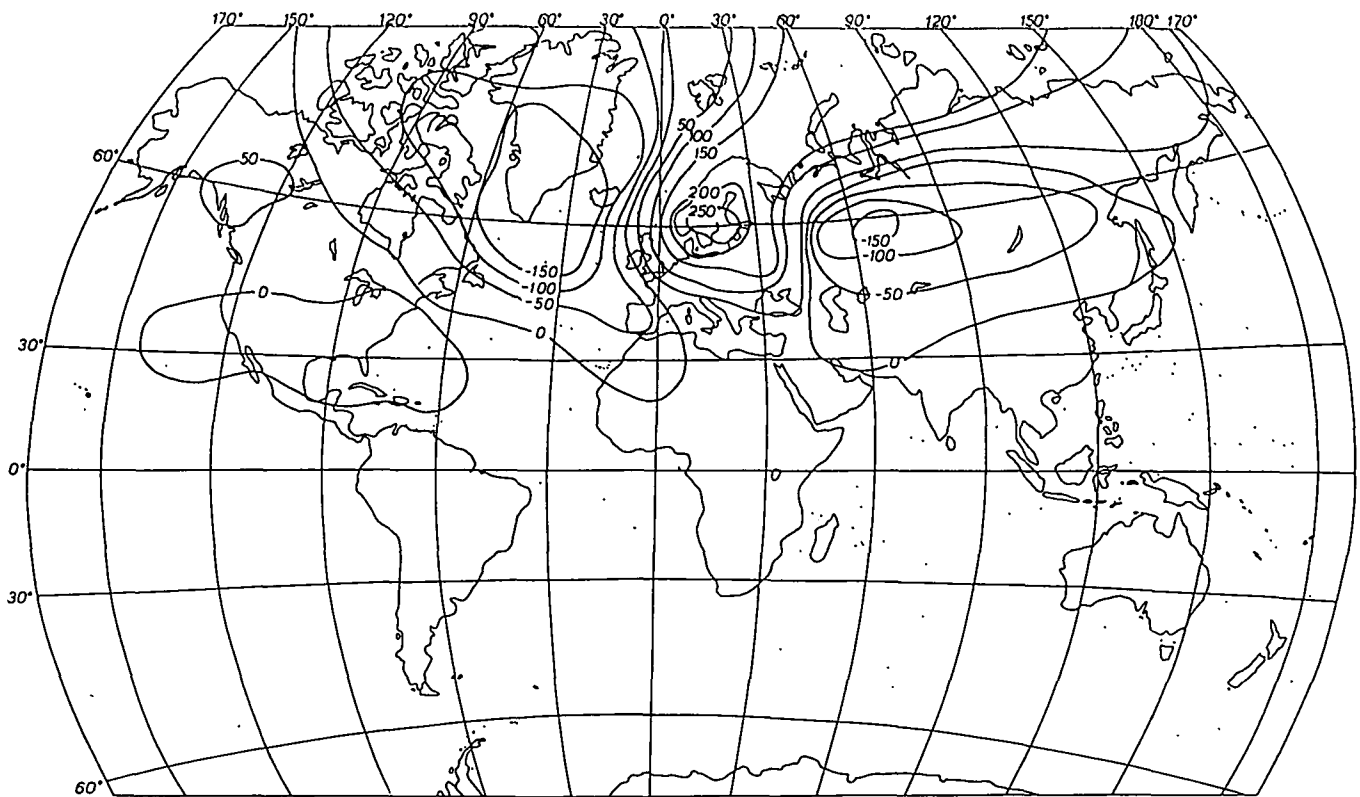
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, július,  $10^{-3}$

17.i. ábra



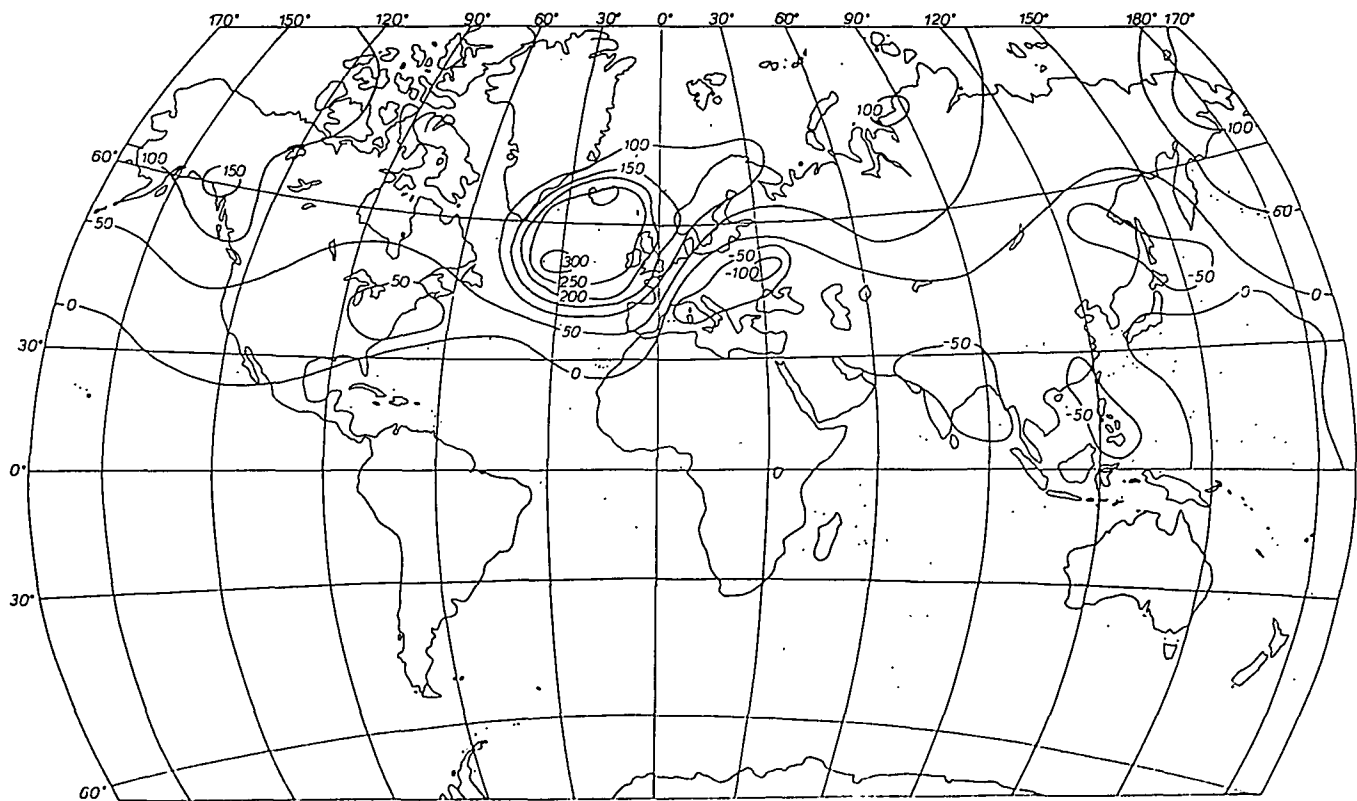
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, január,  $10^{-3}$

17.j. ábra



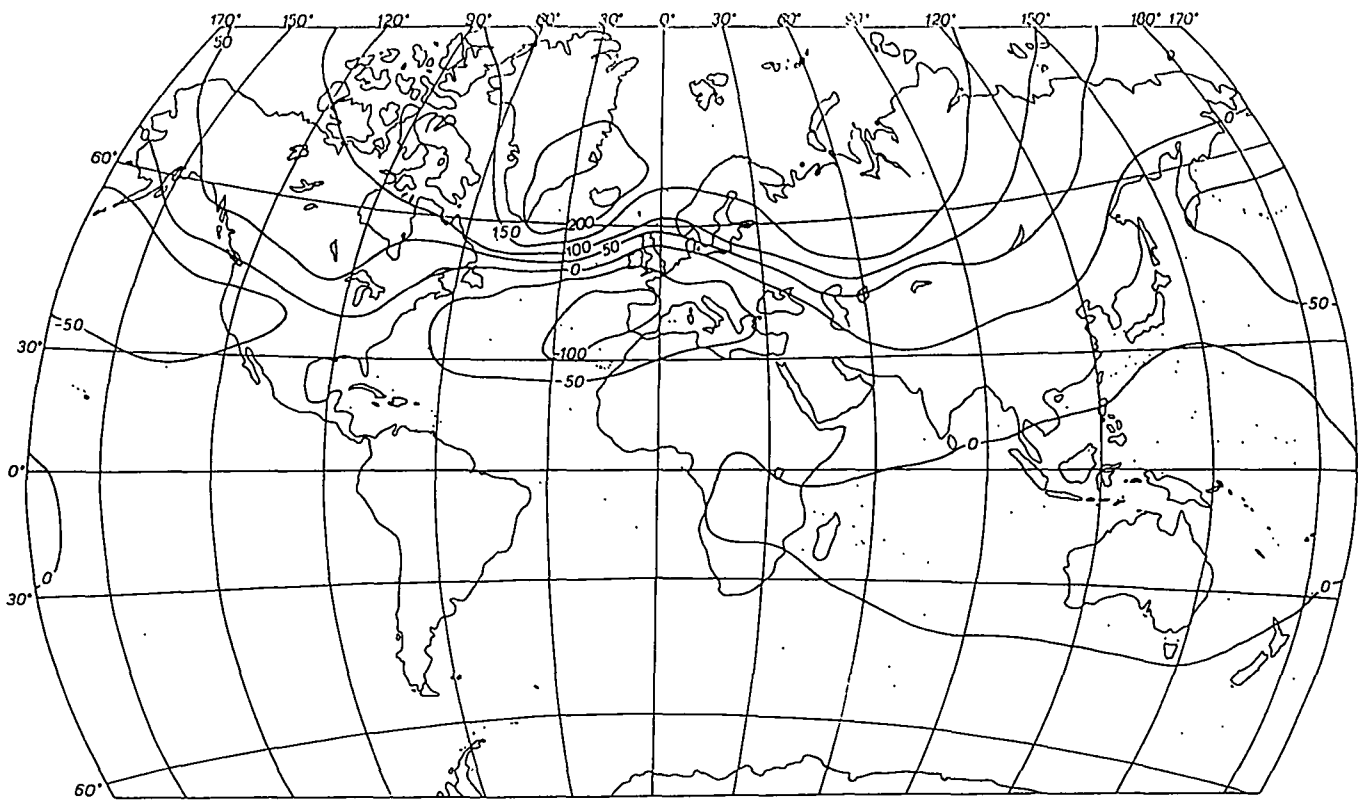
A tengerszintű légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, október,  $10^{-3}$

17.k. ábra



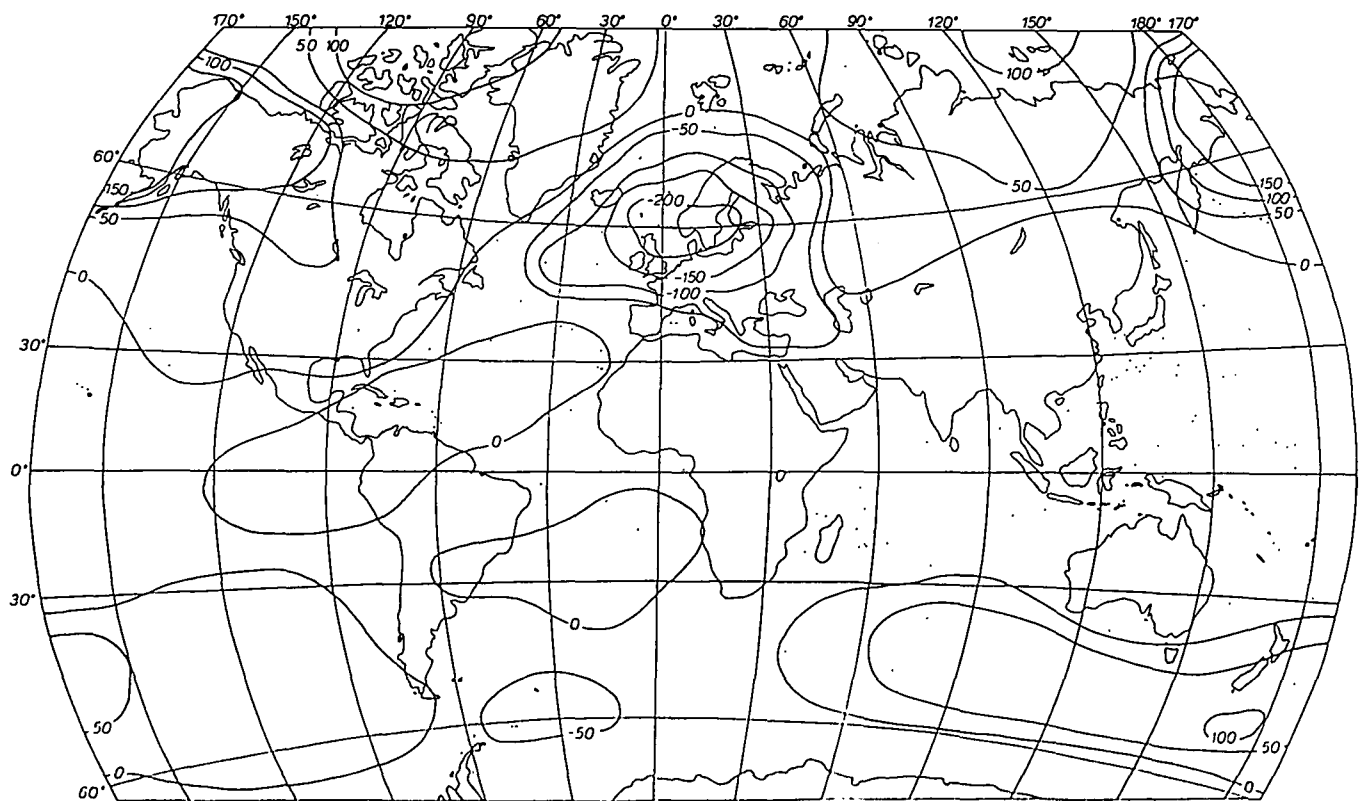
A tengerszintű légnyomási mező 3. sajátvektora, északi félgömb, október,  $10^{-3}$

17.1. ábra



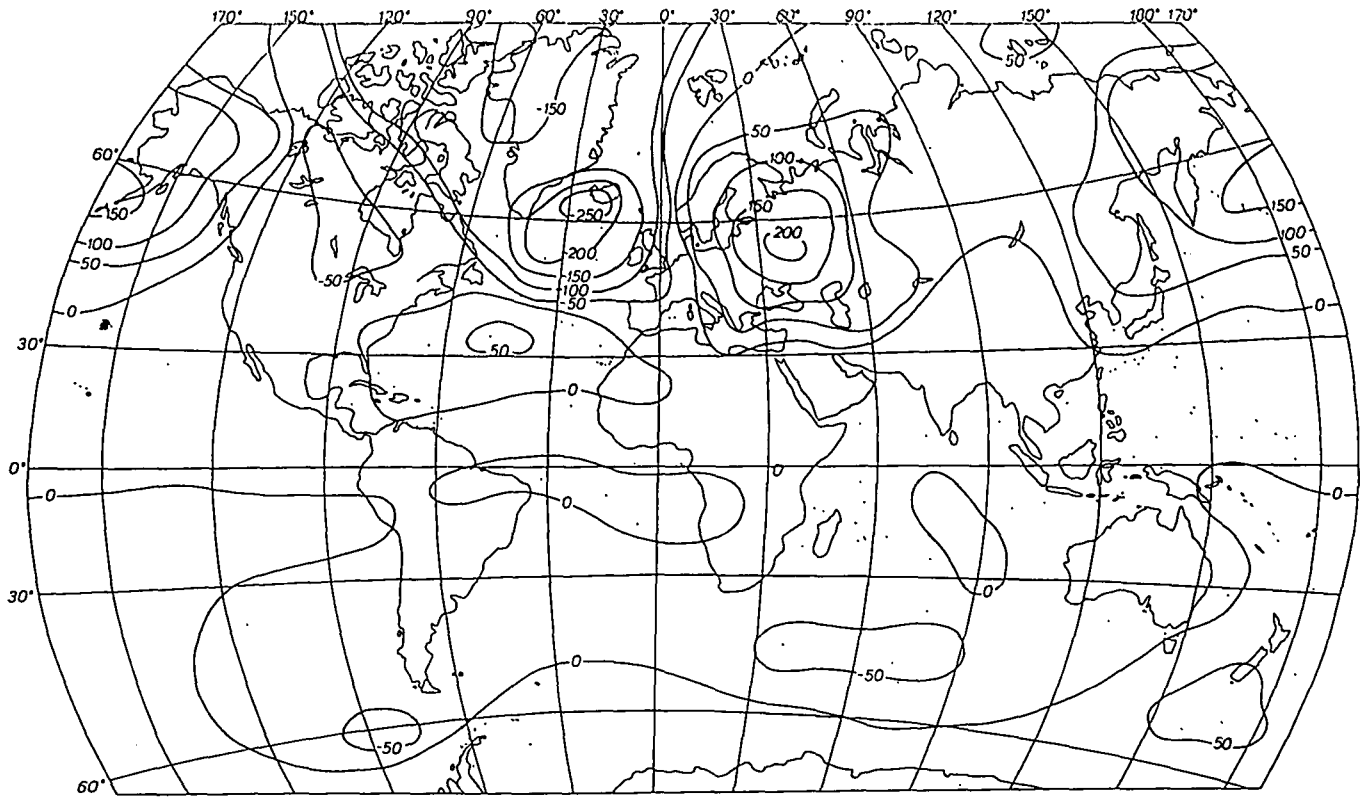
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, január,  $10^{-3}$

18.a. ábra



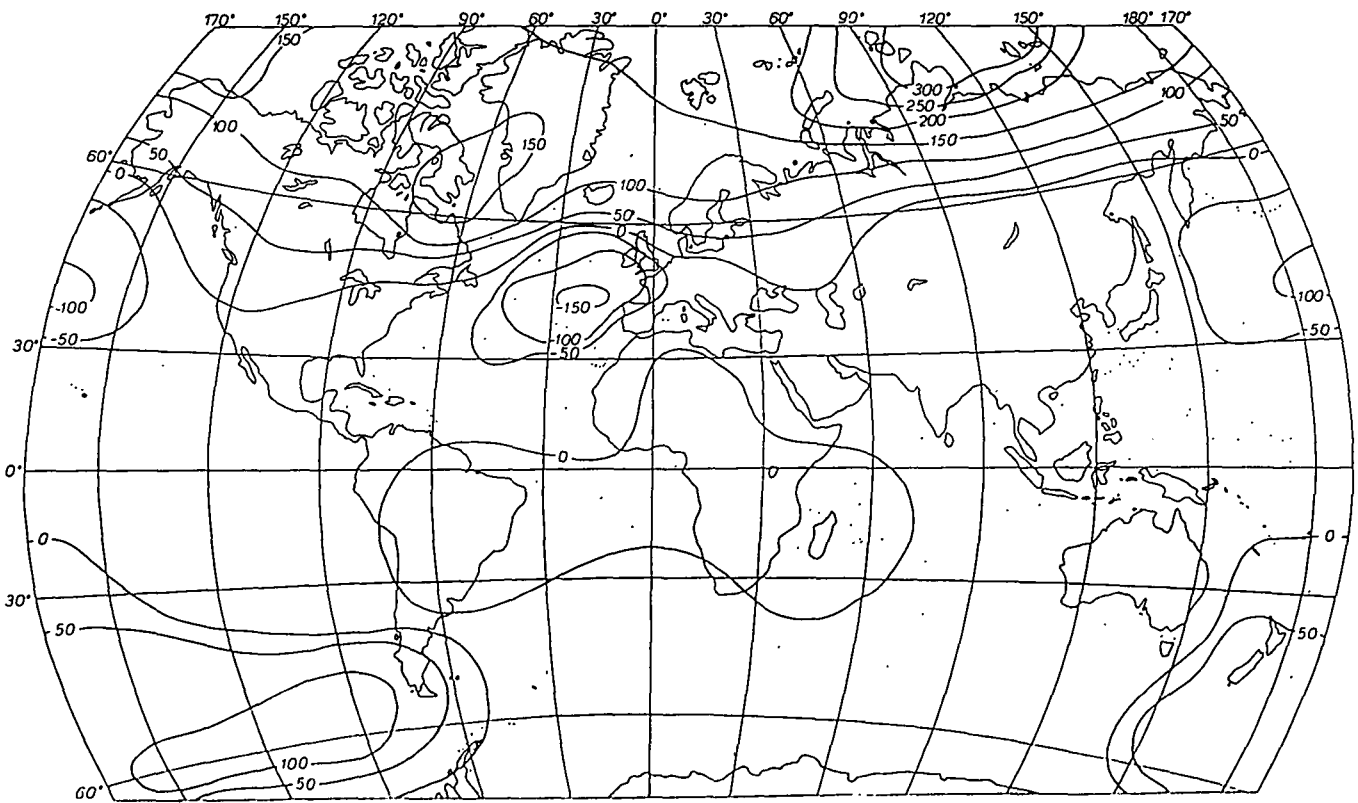
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, január,  $10^{-3}$

18.b. ábra



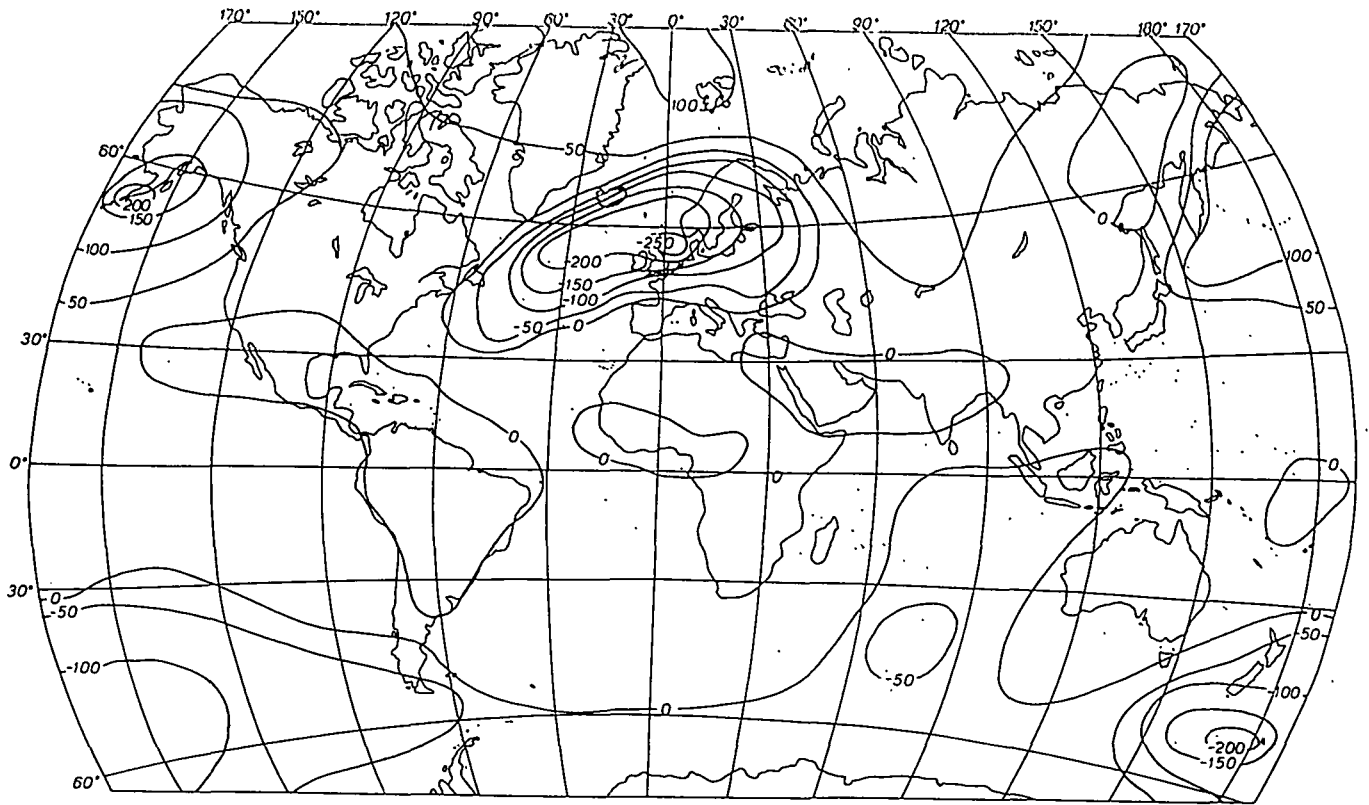
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, január,  $10^{-3}$

18.c. ábra



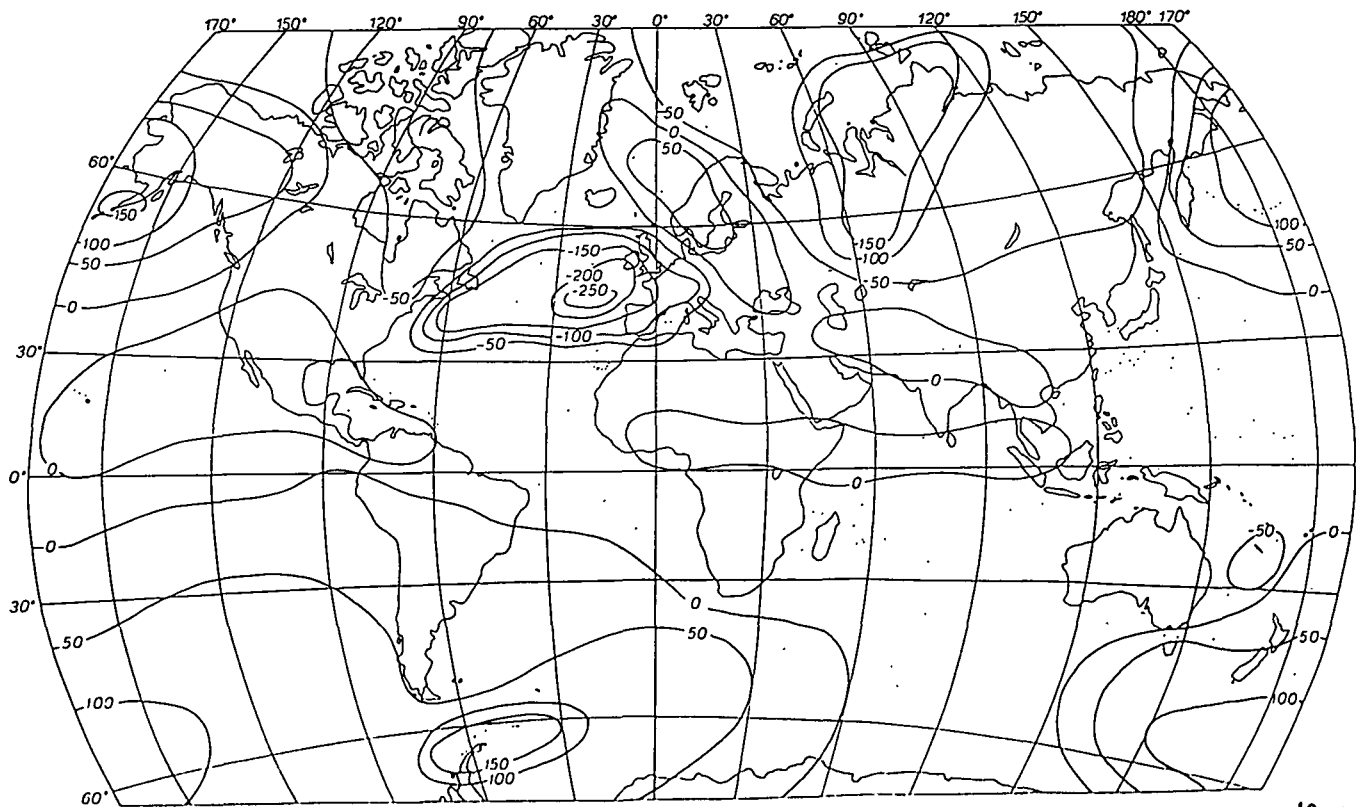
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, április,  $10^{-3}$

18.d. ábra



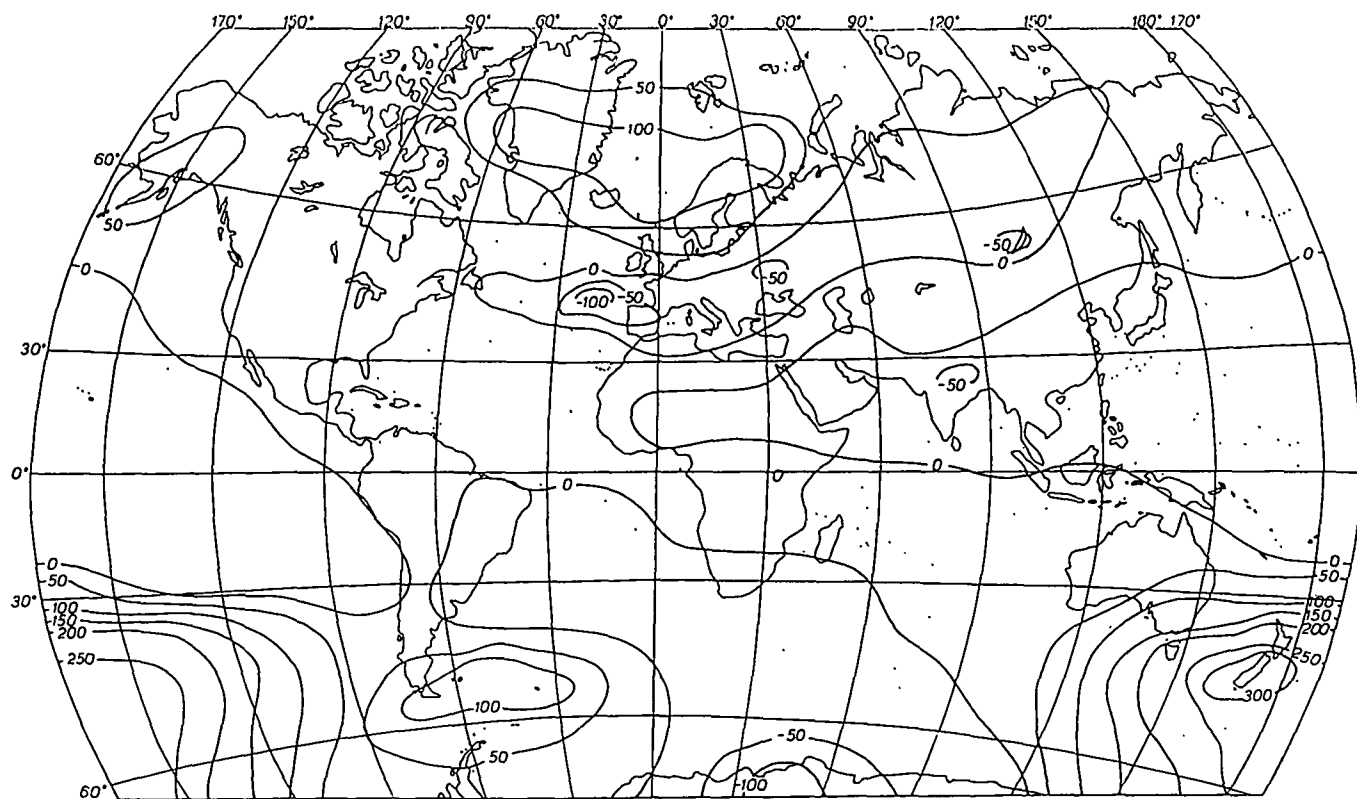
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, április,  $10^{-3}$

18.e. ábra



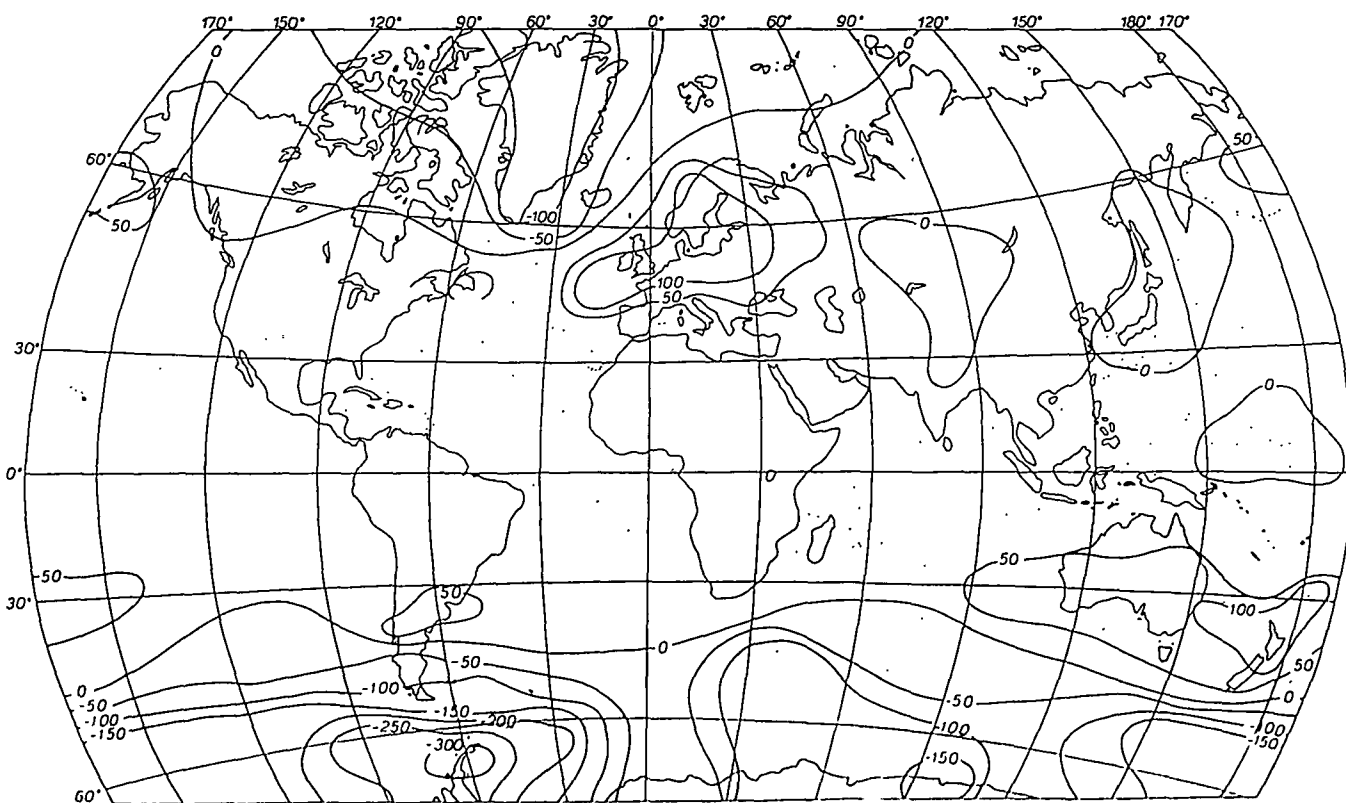
A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, április,  $10^{-3}$

18.f. ábra



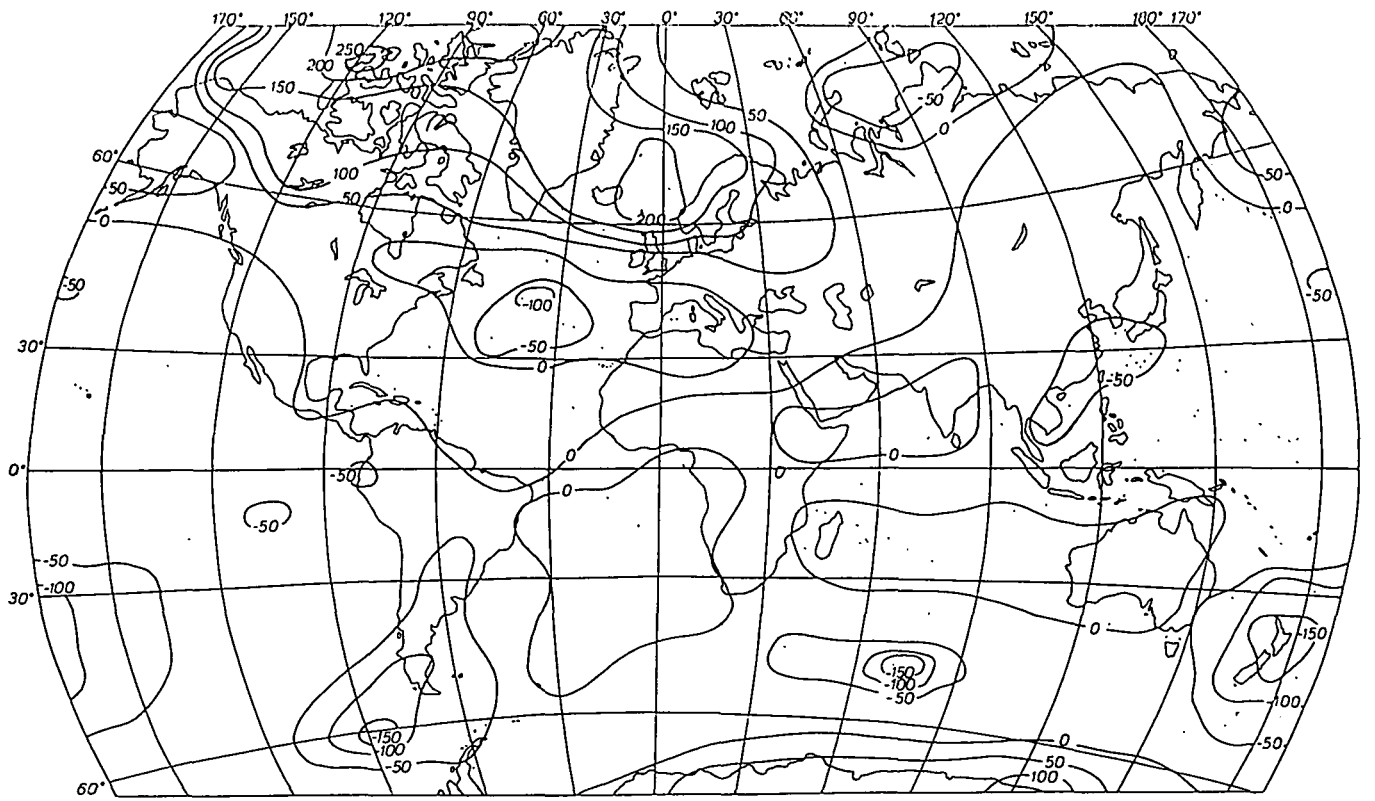
A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, július,  $10^{-3}$

18.g. ábra



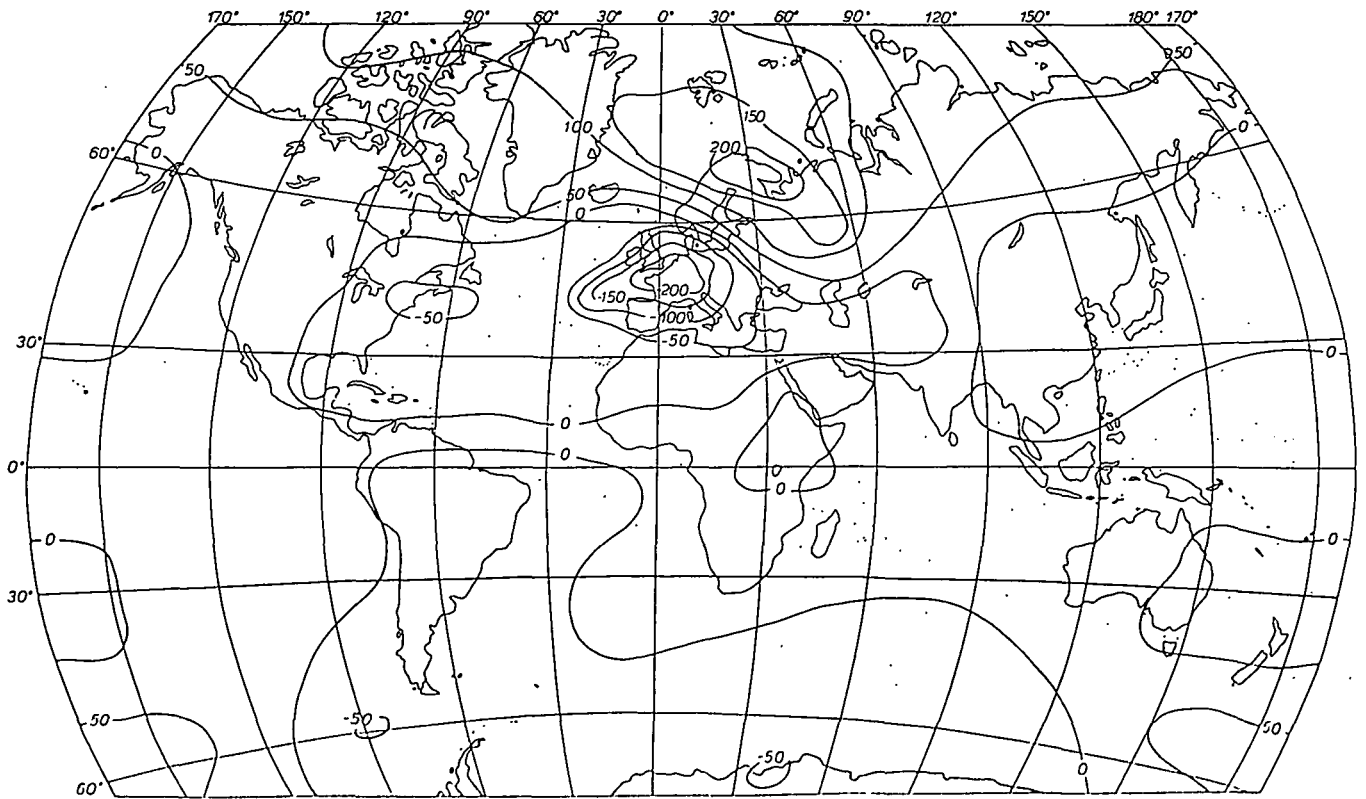
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, július,  $10^{-1}$

18.h. ábra



A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, július,  $10^{-3}$

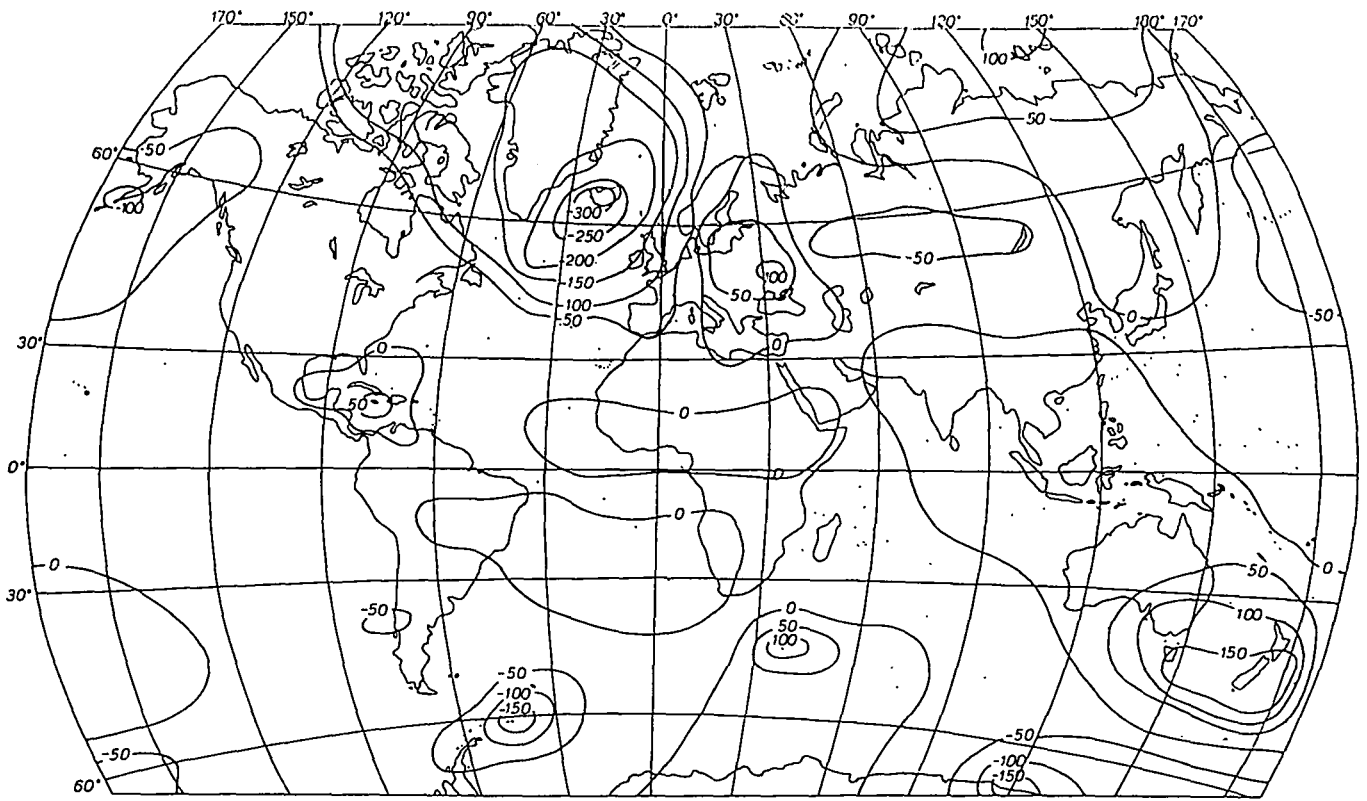
18.i. ábra



A tengerszinti légnyomási mező 1 sajátvektora, október,  $10^{-3}$

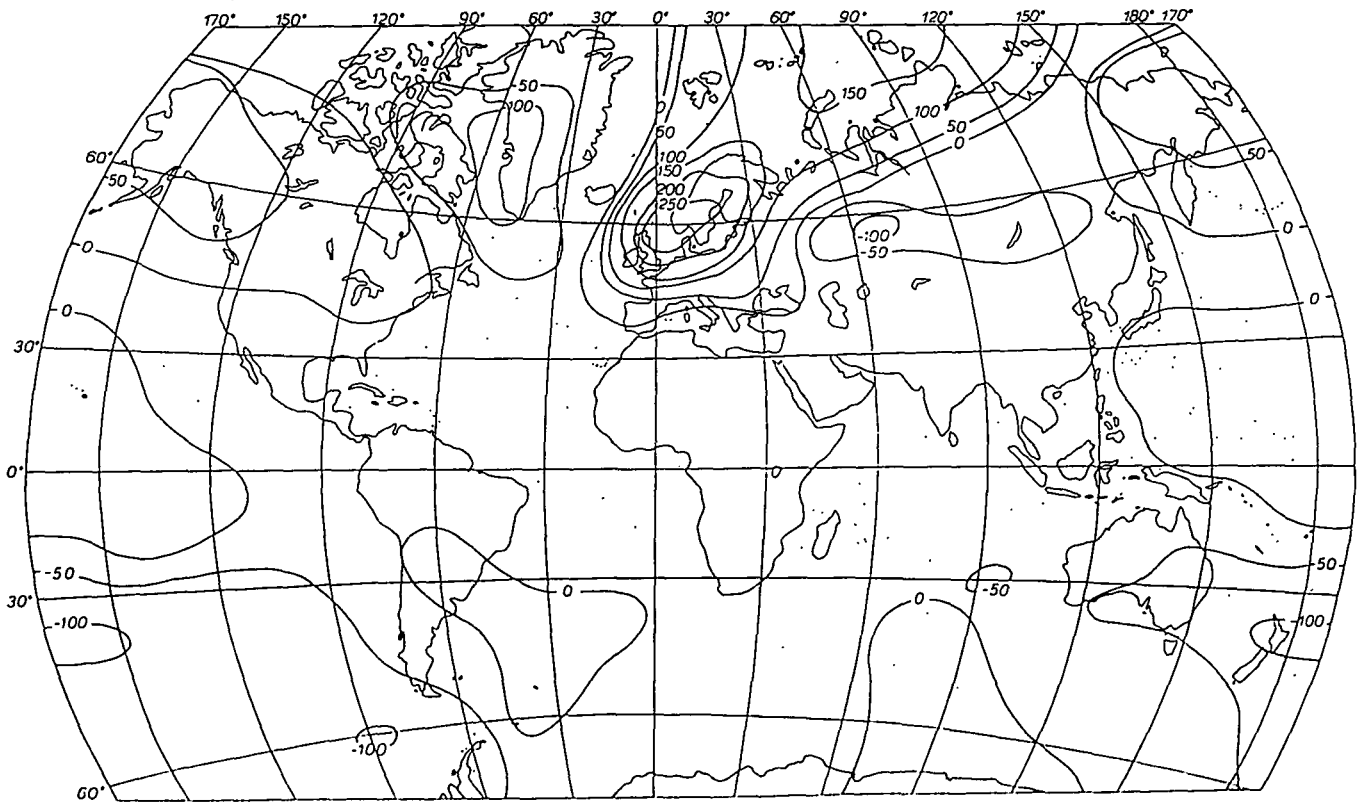
18.j. ábra





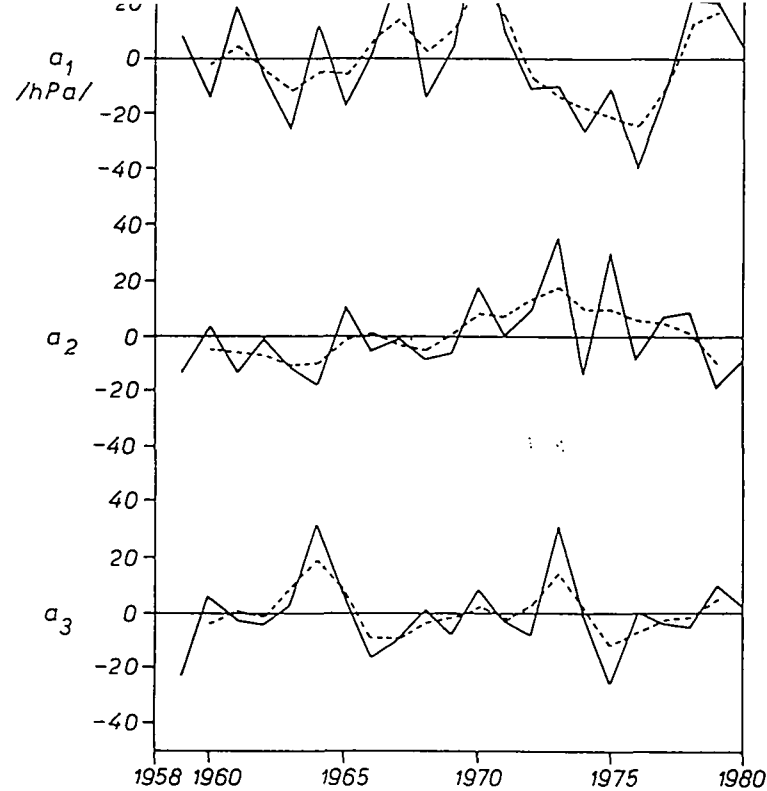
A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, október,  $10^{-3}$

18.k. ábra

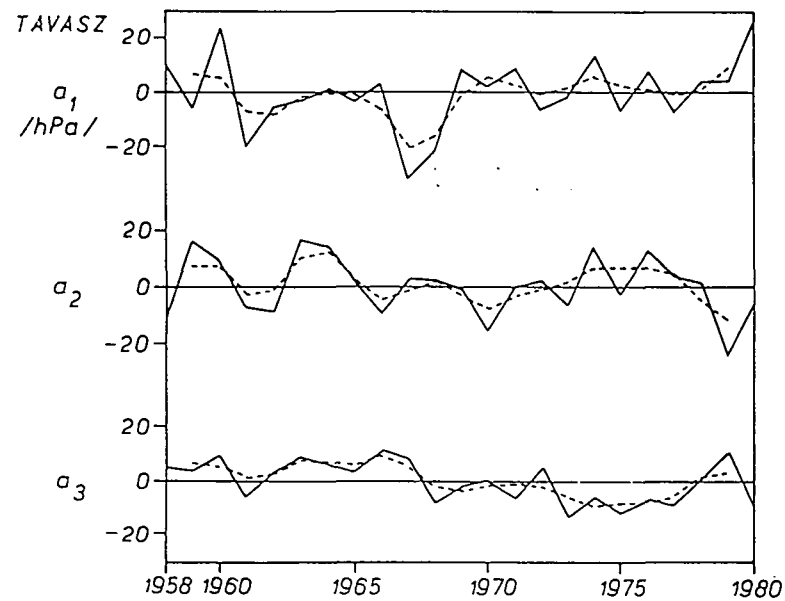


A tengerszinti légnyomási mező 3. sajátvektora, október,  $10^{-3}$

18.1. ábra

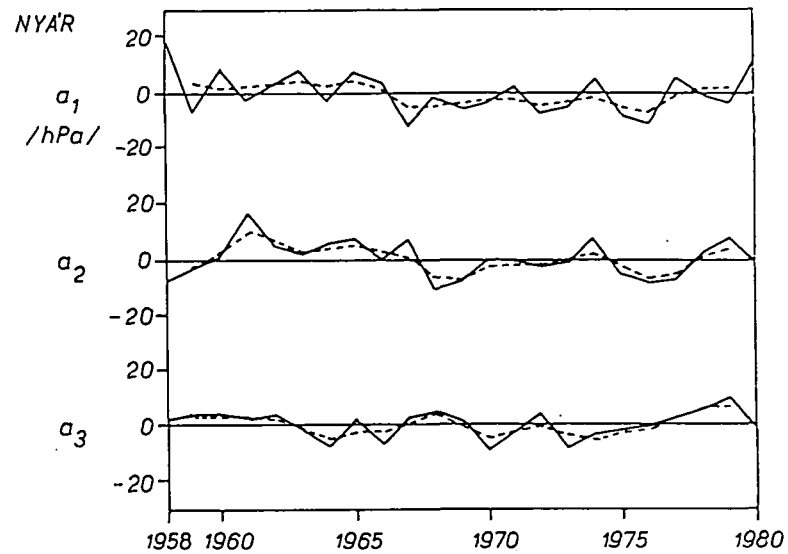


19.a.  
ábra

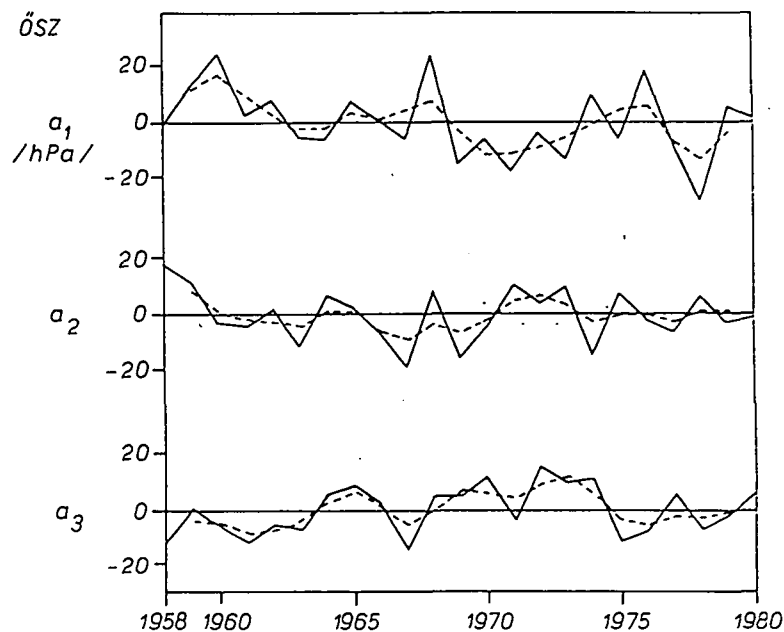


19.b.  
ábra

A téli és tavaszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthatók ( $a_1, a_2, a_3$ ), északi félgömb

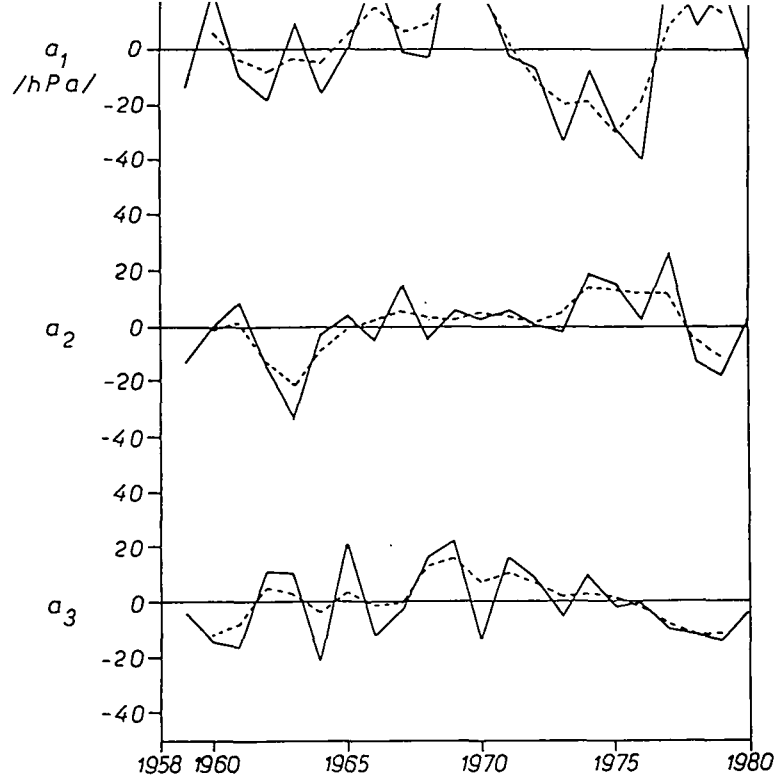


19.c.  
ábra

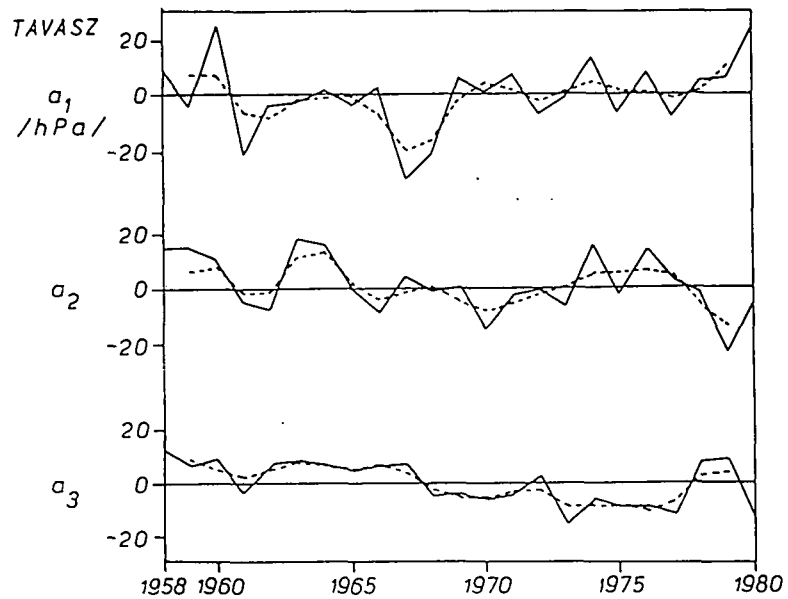


19.d.  
ábra

A nyári és őszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthatók ( $a_1, a_2, a_3$ ), északi félgömb

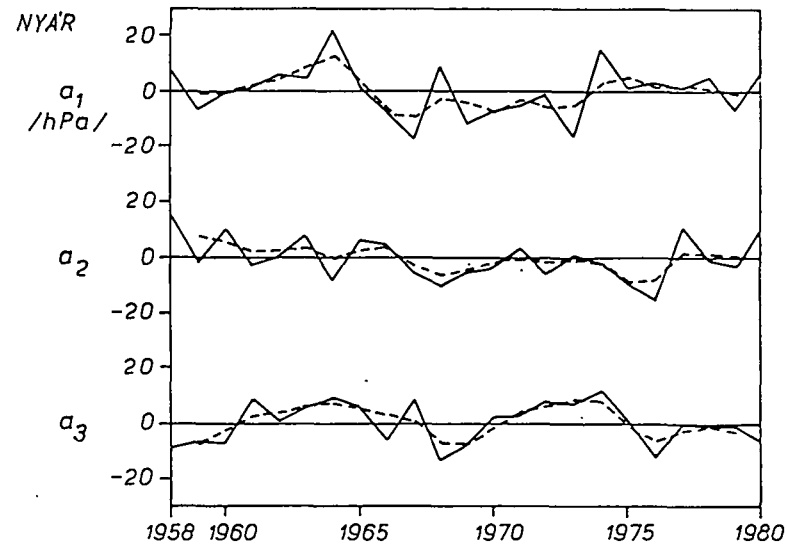


20.a.  
ábra

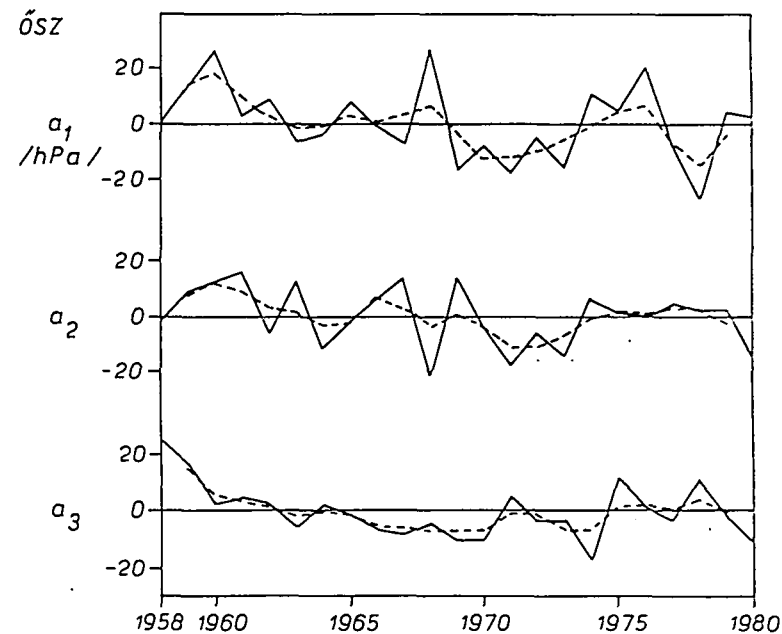


20.b.  
ábra

A téli és tavaszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők  
( $a_1, a_2, a_3$ ), Föld

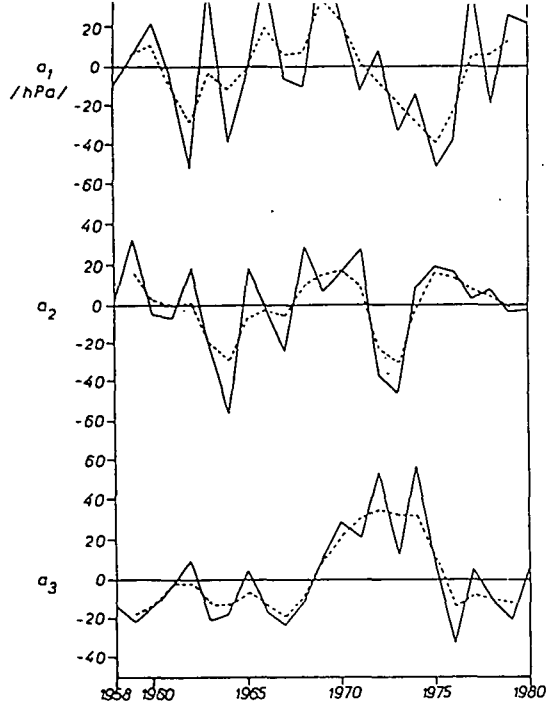


20.c.  
ábra

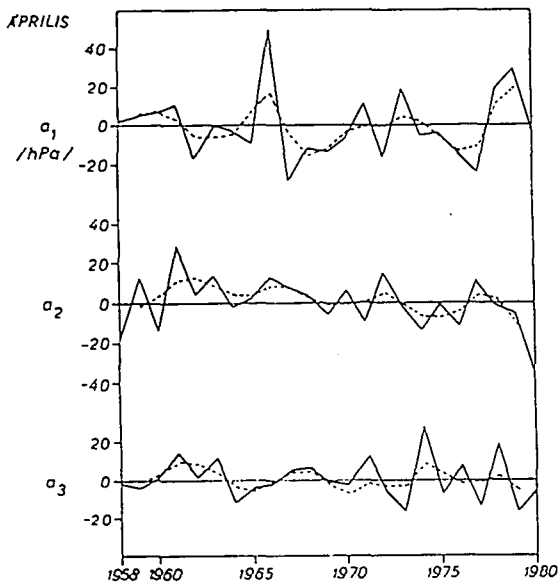


20.d.  
ábra

A nyári és őszi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők  
( $a_1, a_2, a_3$ ), Föld

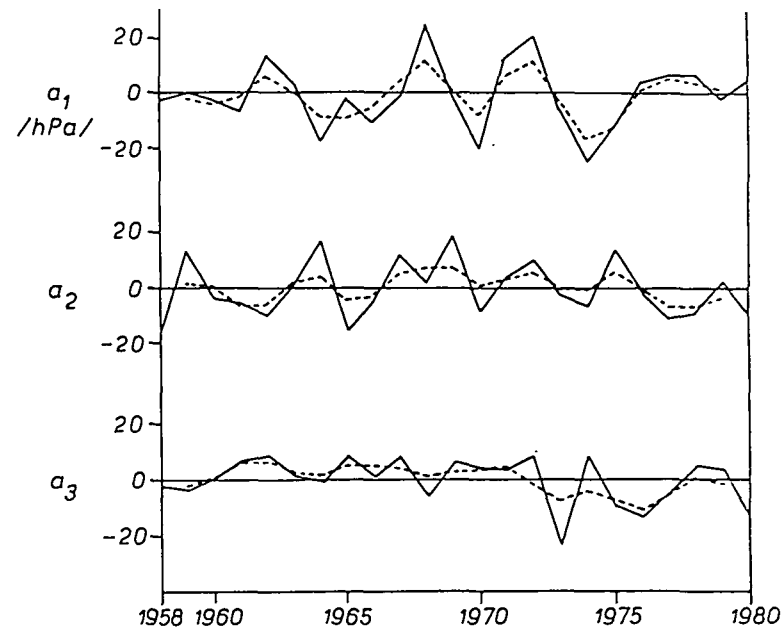


21.a.  
ábra

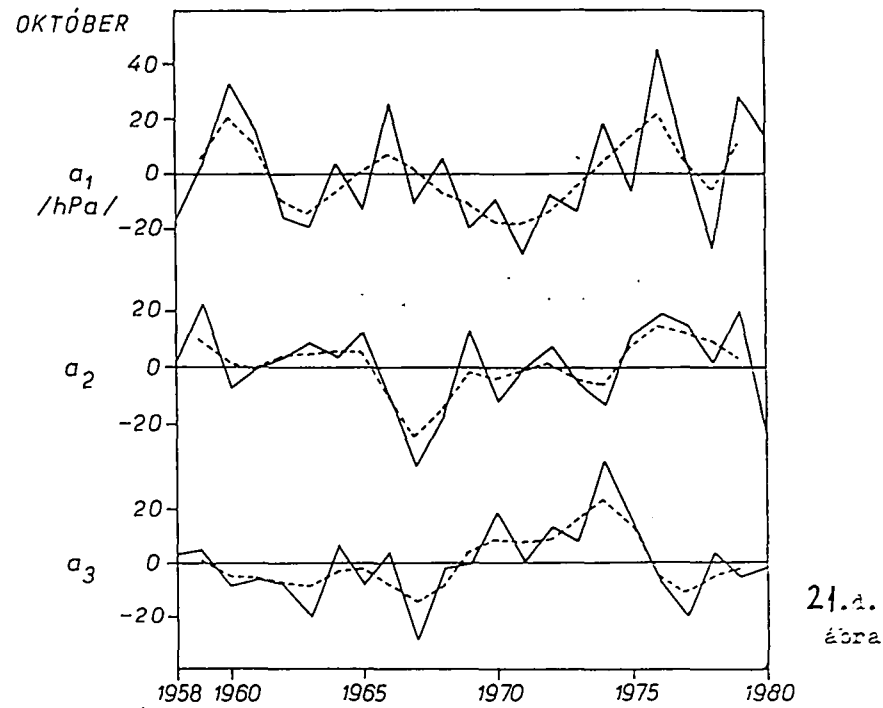


21.b.  
ábra

A januári és áprilisi első három sajátvektorhoz tartozó időgyűjtőhatók  
( $a_1, a_2, a_3$ ), északi félgömb

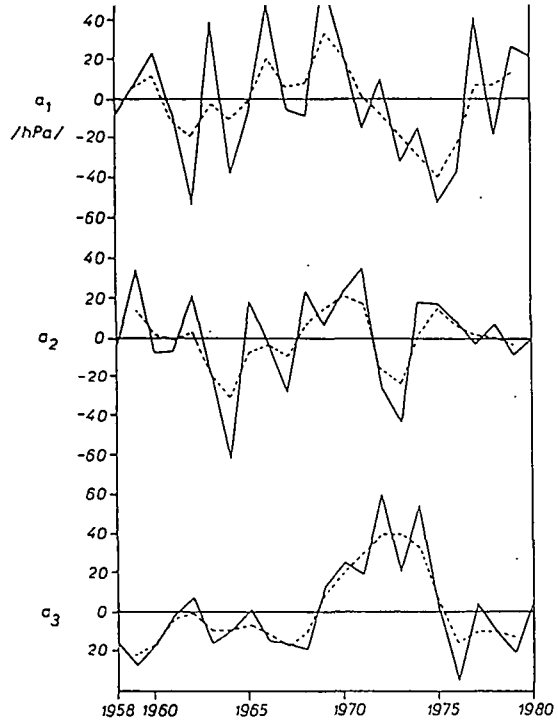


21.c.  
ábra

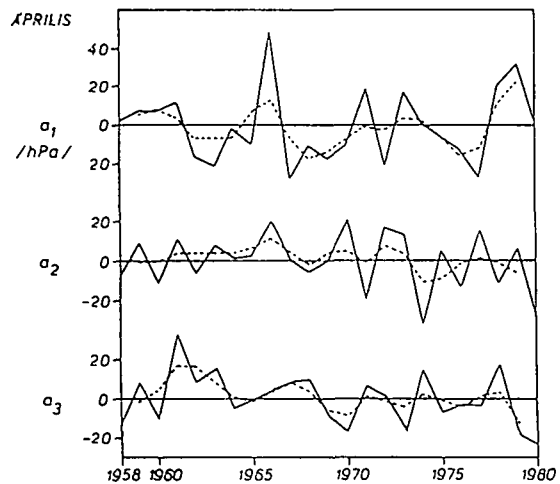


21.d.  
ábra

A júliusi és októberi első három sajátvektorhoz tartozó időgyűjtőhatók  
( $a_1, a_2, a_3$ ), északi félgömb

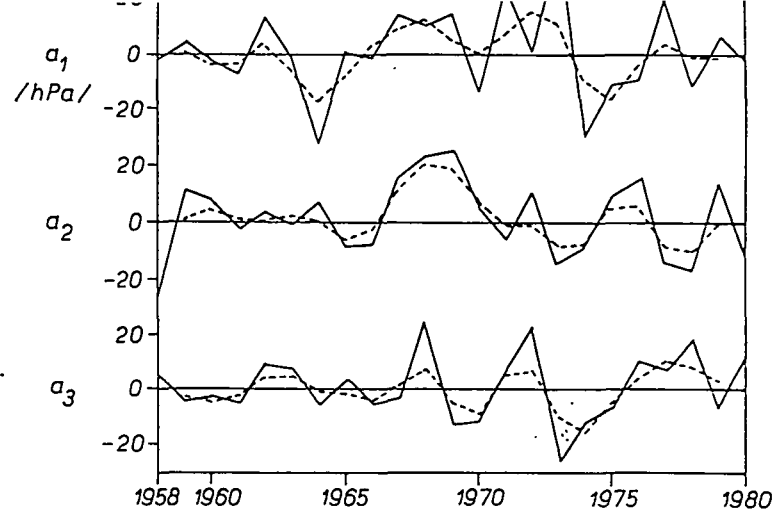


22.a.  
ábra

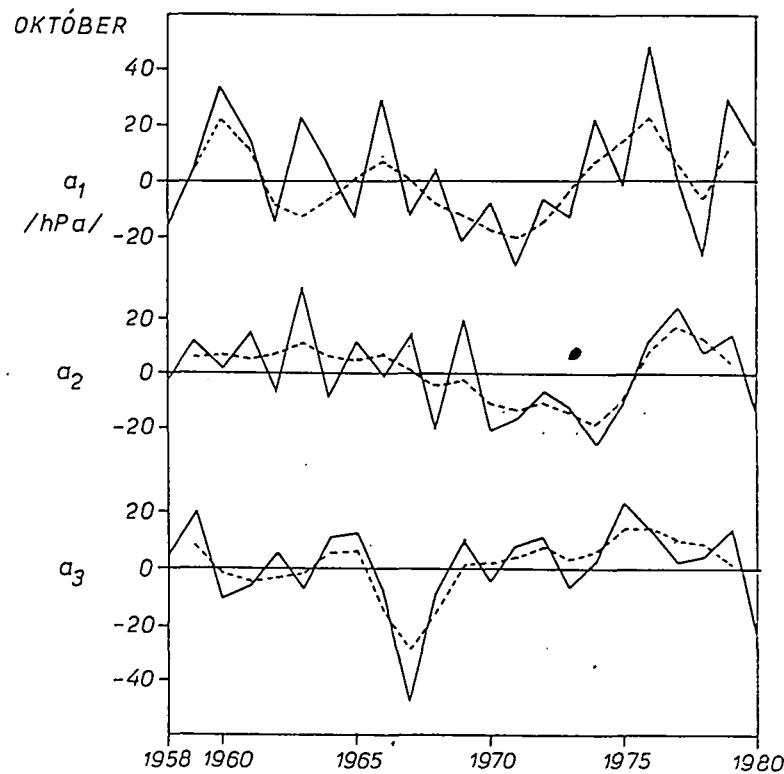


A januári és áprilisi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthatók ( $a_1, a_2, a_3$ ), Föld

22.b.  
ábra

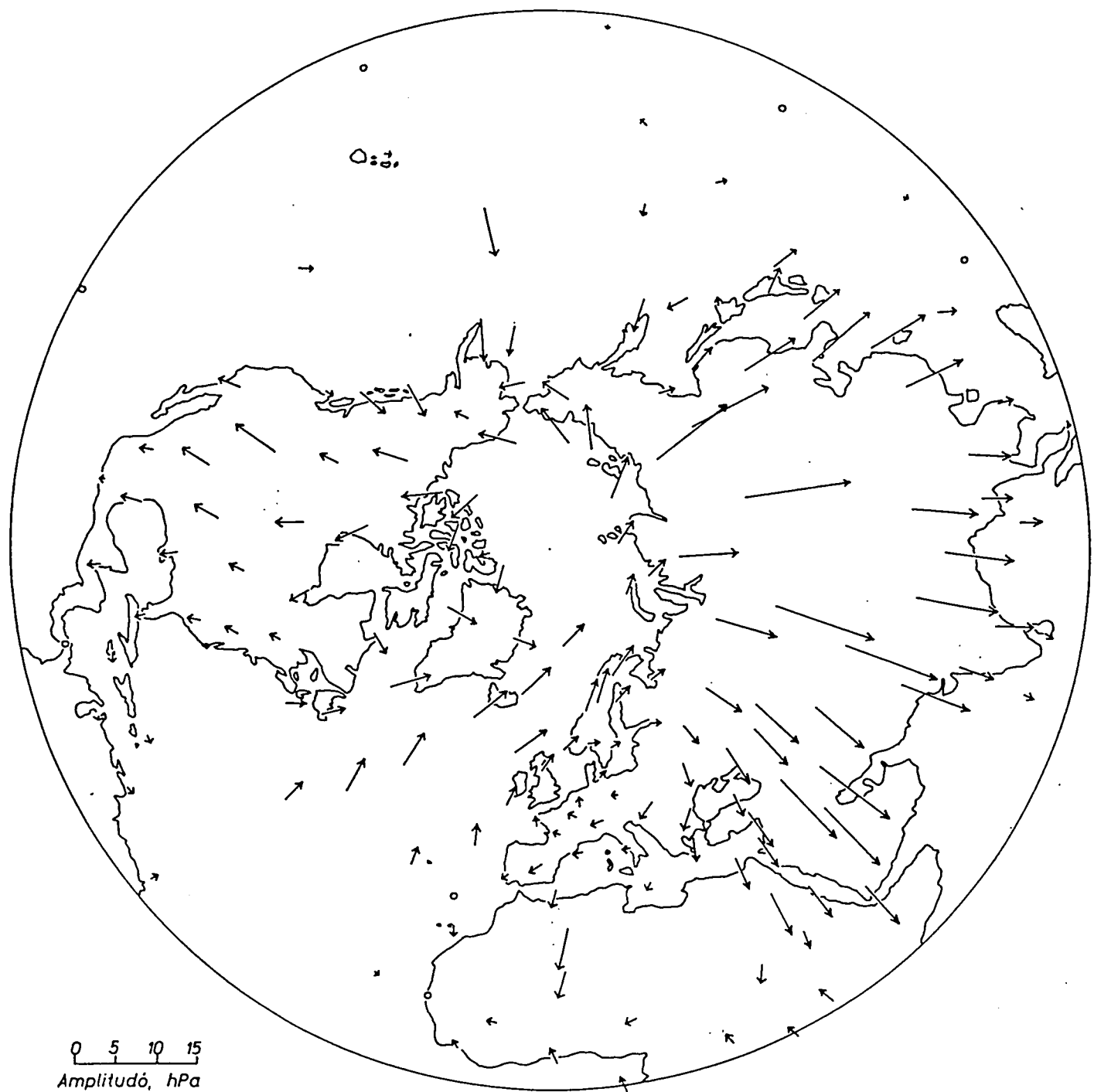


22.c.  
ábra

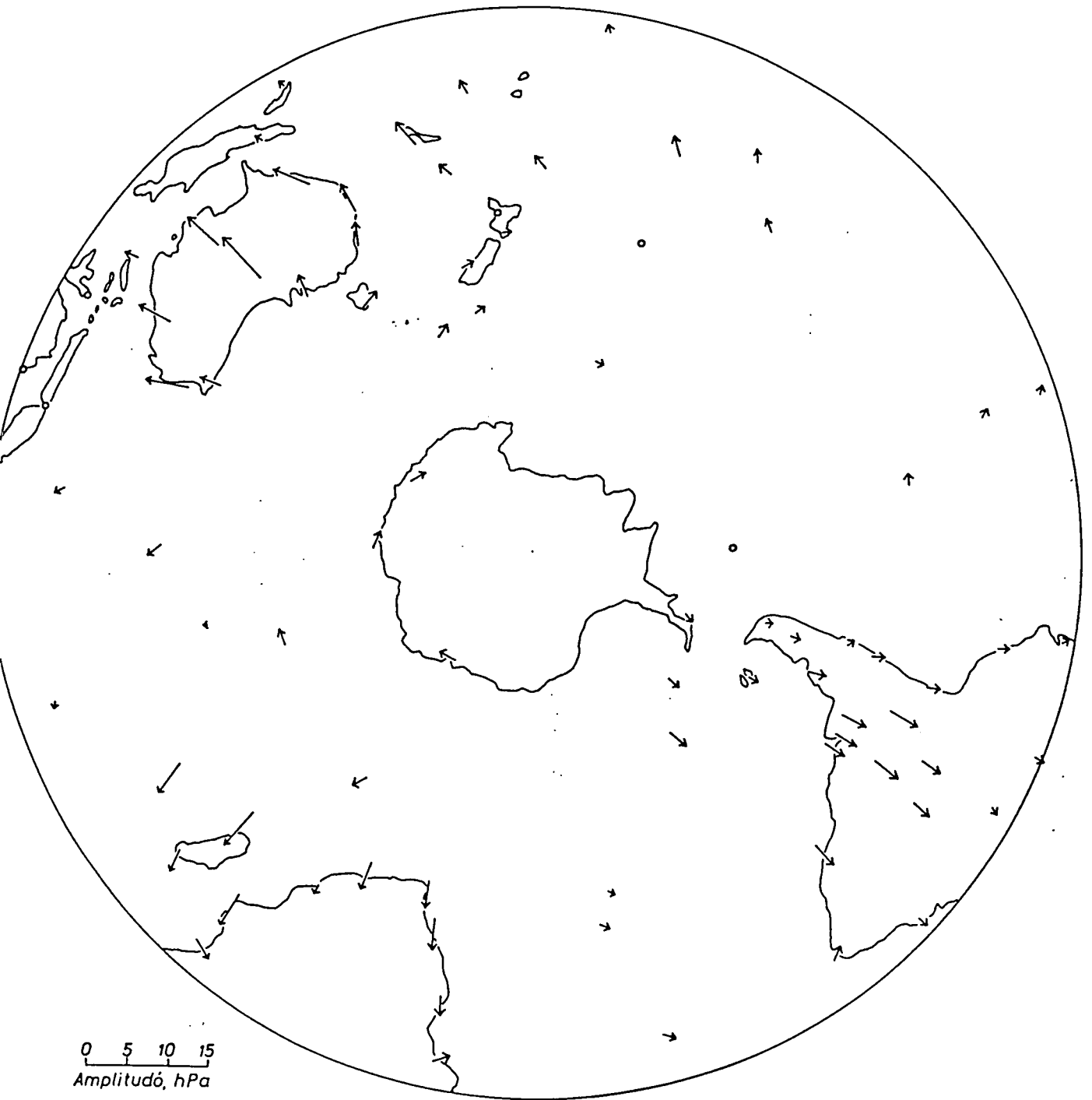


22.d.  
ábra

A júliusi és októberi első három sajátvektorhoz tartozó időegyütthatók ( $a_1, a_2, a_3$ ), Föld

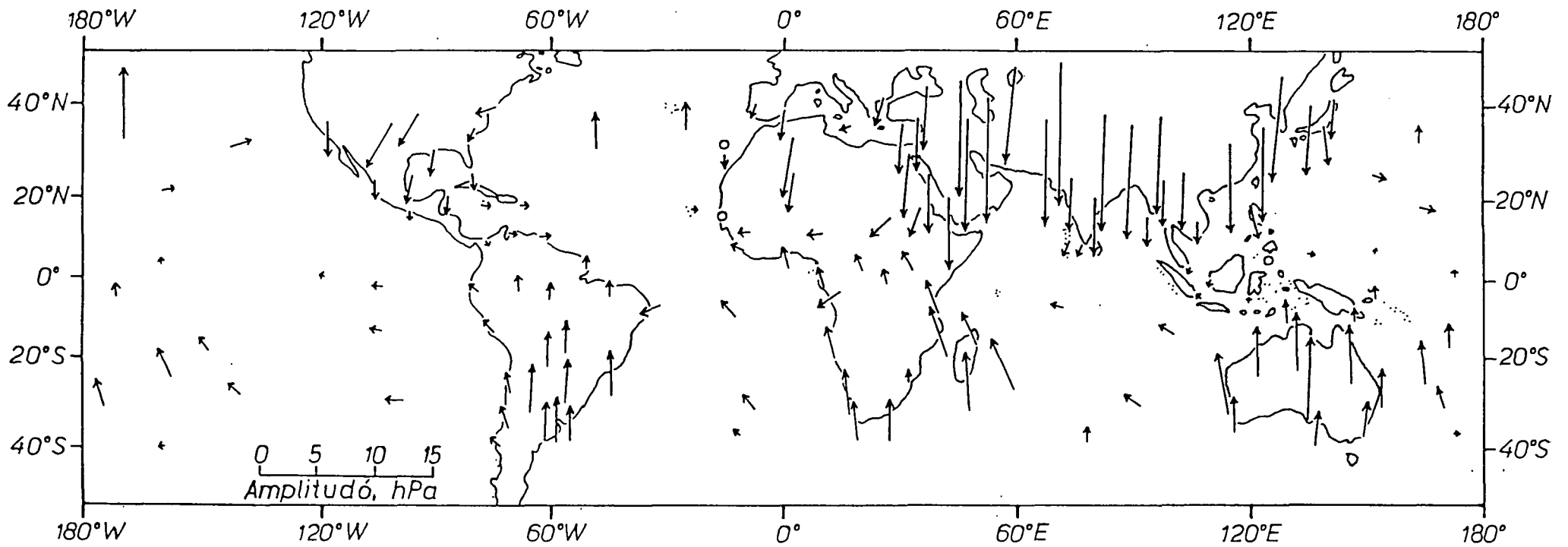


A tengerszinti légnyomás évi ciklusának amplitudója és fázisa, északi félgömb



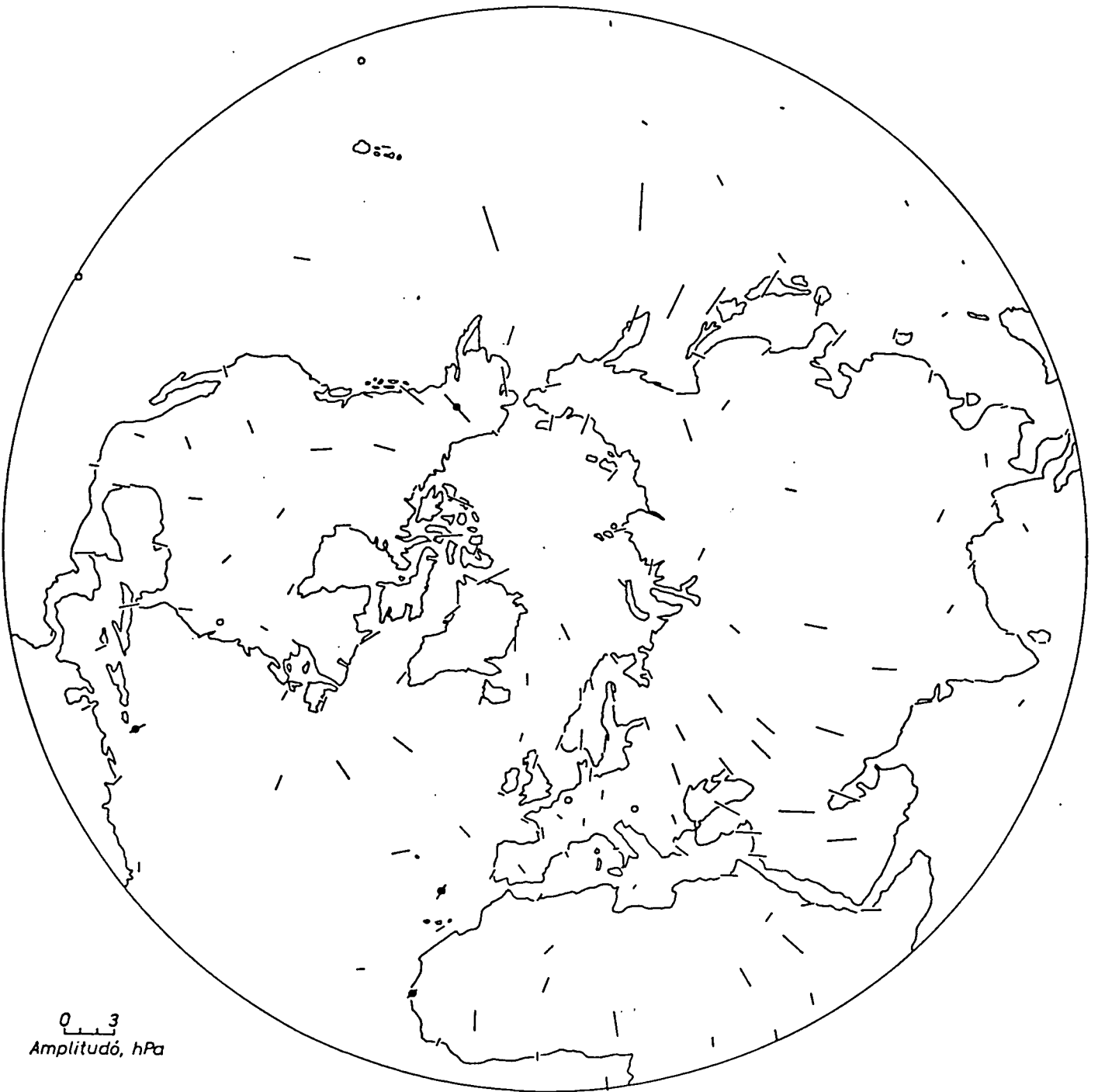
A tengerszinti légnyomás évi ciklusának amplitudója és fázisa, déli félgömb

23.b. ábra



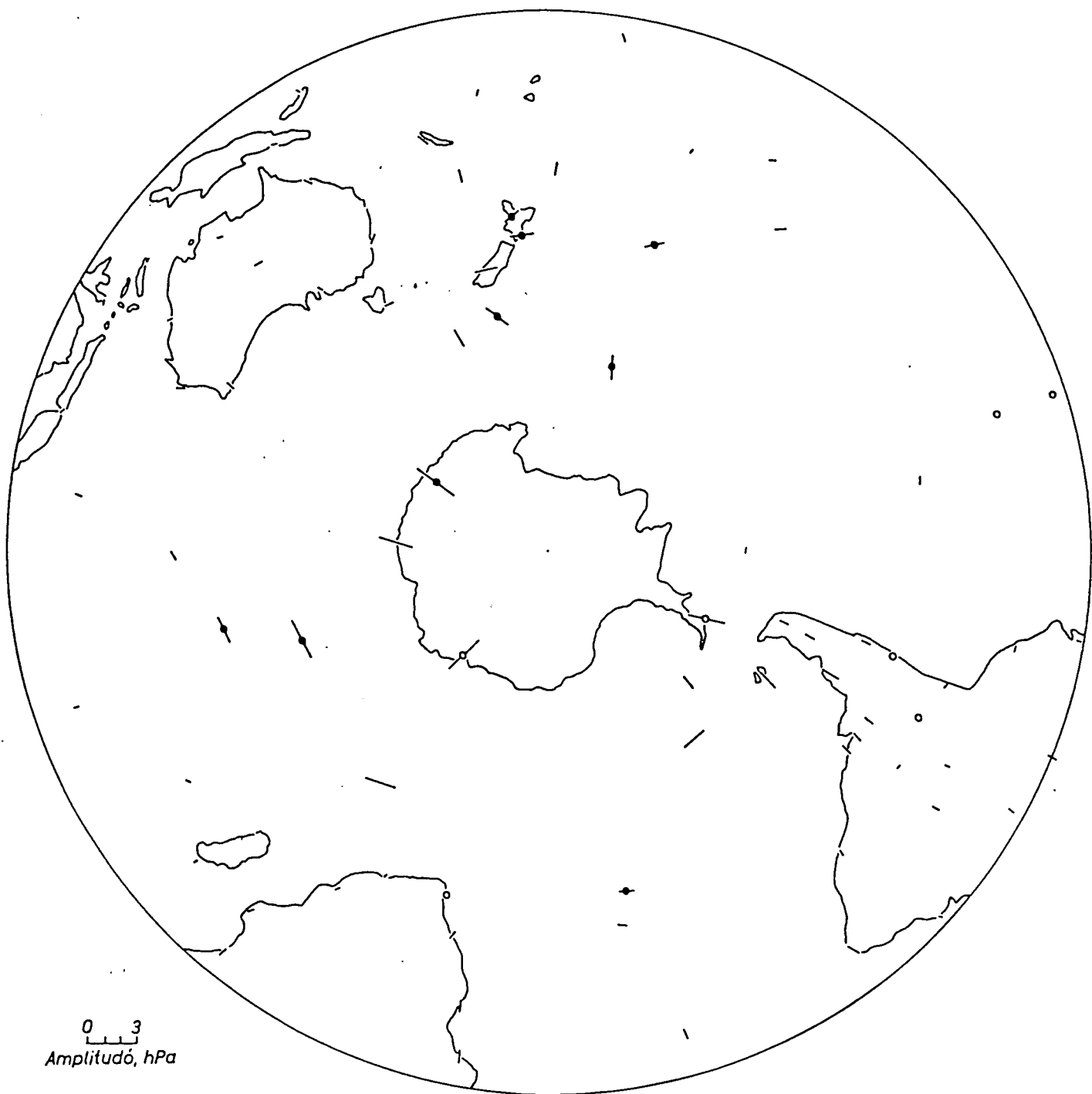
A tengerszinti légnyomás évi ciklusának amplitudója és fázisa, 40°N - 40°S





0 3  
Amplitudó, hPa

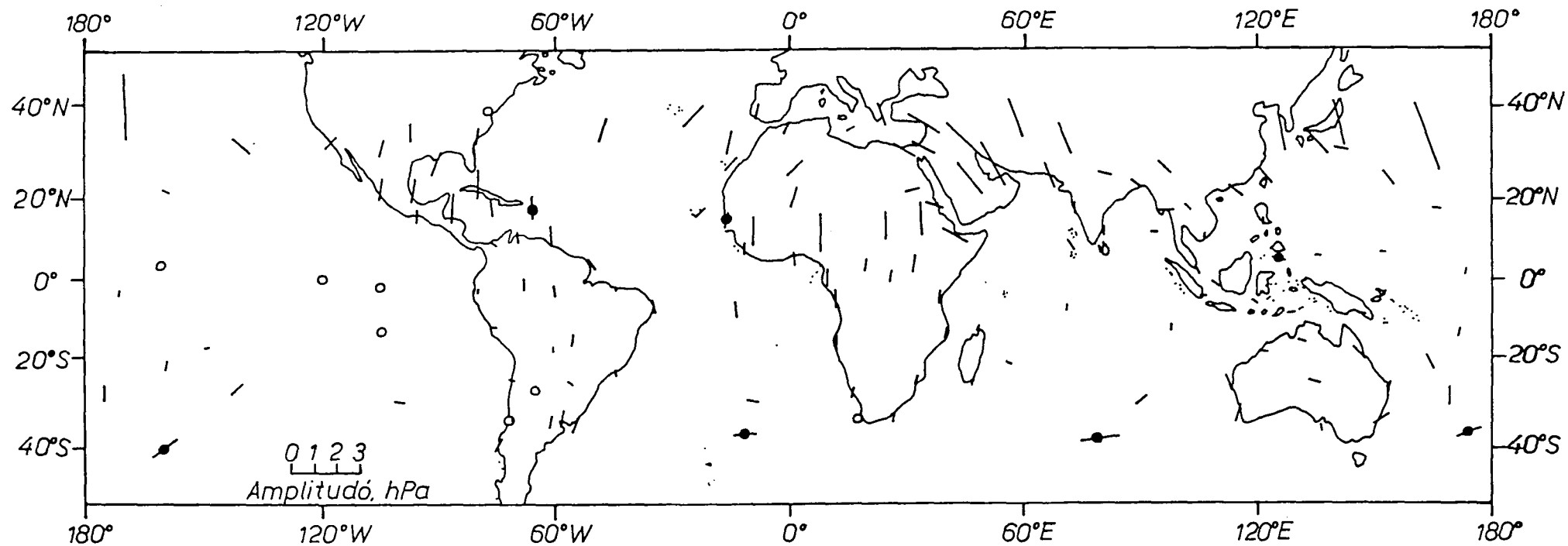
A tengerszinti légnyomás félévi ciklusának amplitudói és fázisai, északi félgömb



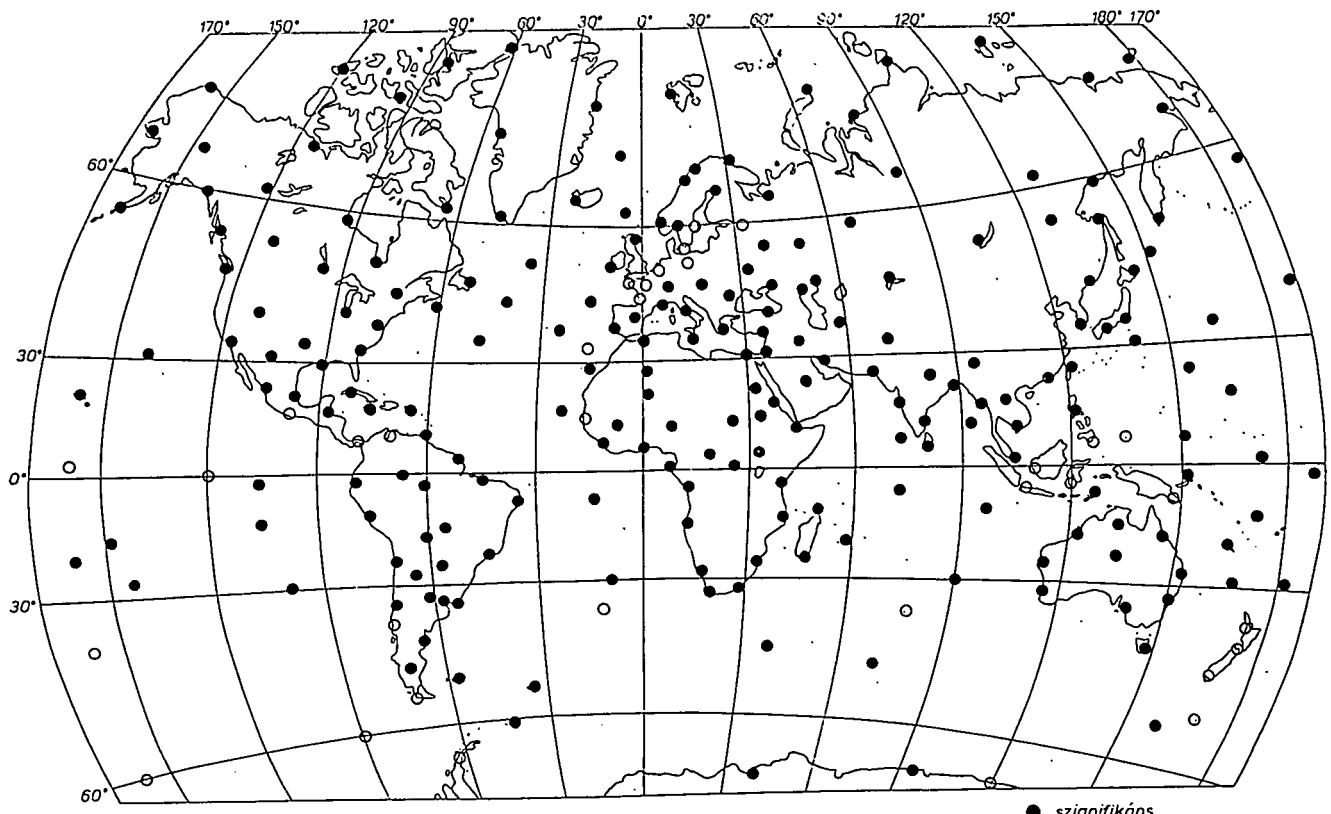
0 3  
Amplitudó, hPa

A tengerszinti légnyomás félévi ciklusának amplitudói és fázisai, déli félgömb

24.b. ábra



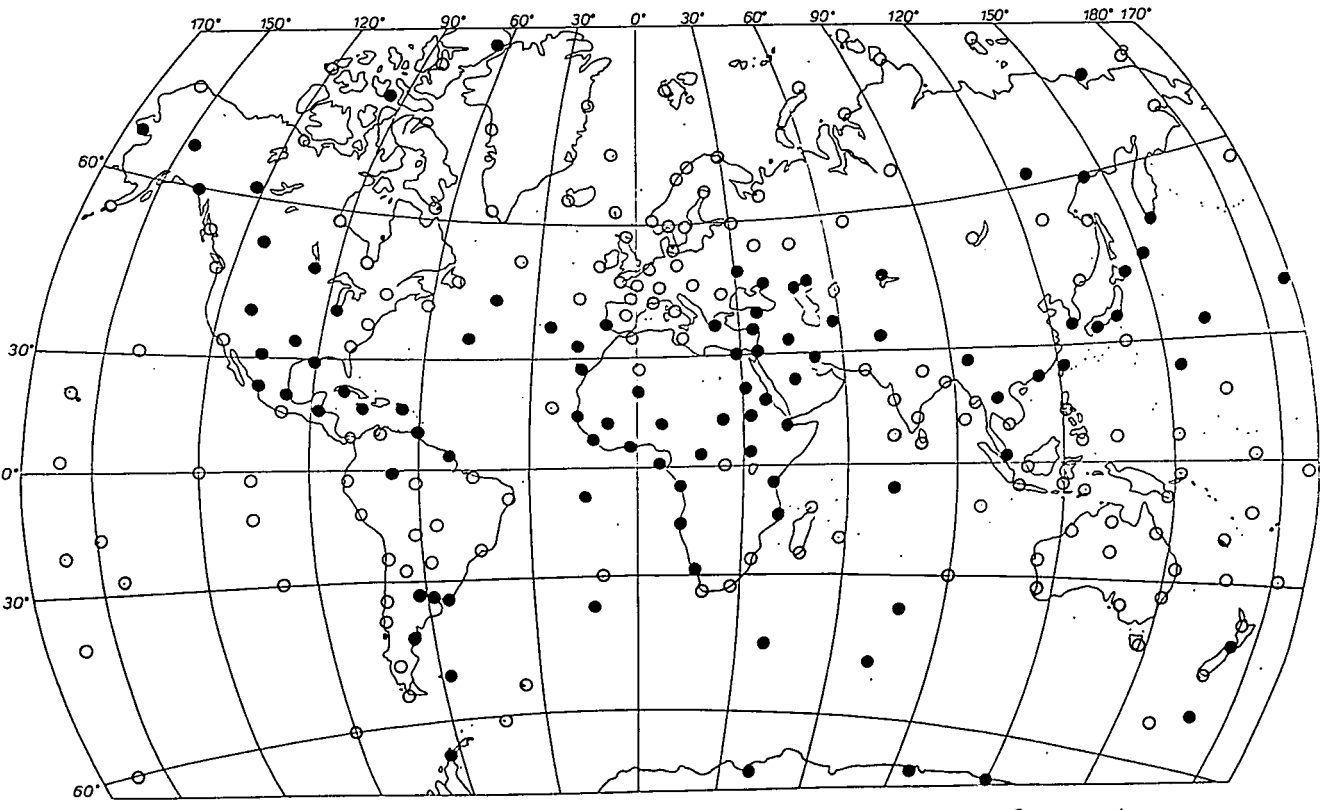
A tengerszinti légnyomás félévi ciklusának amplitudói és fázisai, 40°N-40°S



A tengerszinti légnyomás 12 havi ciklusa, állomásonként

● szignifikáns  
○ nem szignifikáns

25. a. ábra



A tengerszinti légnyomás 6 havi ciklusa, állomásonként

● szignifikáns  
○ nem szignifikáns

25. b. ábra

## Állomáshálózat

	Földrajzi		
	szélesség	hosszúság	magasság, méter
1. Alert	82 <sup>0</sup> 30' N	62 <sup>0</sup> 30' W	67
2. Eureka	80 <sup>0</sup> 00'	85 <sup>0</sup> 56'	10
3. Barrow	71 <sup>0</sup> 18'	156 <sup>0</sup> 47'	12
4. Mould Bay	76 <sup>0</sup> 14'	119 <sup>0</sup> 20'	21
5. Resolute	74 <sup>0</sup> 43'	94 <sup>0</sup> 59'	63
6. Upernavik	72 <sup>0</sup> 47'	56 <sup>0</sup> 10'	63
7. Danmarkshavn	76 <sup>0</sup> 46'	18 <sup>0</sup> 46'	12
8. Jan Mayen	71 <sup>0</sup> 01'	8 <sup>0</sup> 28'	9
9. Isfjord Radio	78 <sup>0</sup> 04'	13 <sup>0</sup> 28' E	9
10. Vardo	70 <sup>0</sup> 22'	31 <sup>0</sup> 06'	15
11. <sup>v</sup> Zelanie-fok	76 <sup>0</sup> 57'	68 <sup>0</sup> 35'	8
12. Dickson-sziget	73 <sup>0</sup> 30'	80 <sup>0</sup> 14'	20
13. <sup>v</sup> Cel <sup>^</sup> uskin-fok	77 <sup>0</sup> 43'	104 <sup>0</sup> 17'	13
14. Kotelnj-sziget	76 <sup>0</sup> 00'	137 <sup>0</sup> 54'	10
15. <sup>v</sup> Cetyrhstolbovoj-sziget	70 <sup>0</sup> 38'	162 <sup>0</sup> 24'	6
16. Vrangel-sziget	71 <sup>0</sup> 00'	178 <sup>0</sup> 32'	3
17. Nome	64 <sup>0</sup> 30'	165 <sup>0</sup> 26' W	7
18. Fairbanks	64 <sup>0</sup> 49'	147 <sup>0</sup> 52'	139
19. Fort Simpson	61 <sup>0</sup> 52'	121 <sup>0</sup> 15'	176
20. Coppermine	67 <sup>0</sup> 50'	115 <sup>0</sup> 07'	9
21. Resolution-sziget	61 <sup>0</sup> 35'	64 <sup>0</sup> 39'	368
22. Ivigtut	61 <sup>0</sup> 12'	48 <sup>0</sup> 10'	30
23. Stykkisholmur	65 <sup>0</sup> 05'	22 <sup>0</sup> 46'	26

	Földrajzi		magasság, méter
	szélesség	hosszúság	
24. Thorshavn	62 <sup>0</sup> 03' N	6 <sup>0</sup> 45' W	24
25. Bergen	60 <sup>0</sup> 24'	5 <sup>0</sup> 19' E	44
26. Bodo	67 <sup>0</sup> 16'	14 <sup>0</sup> 22'	13
27. Tromso	69 <sup>0</sup> 41'	18 <sup>0</sup> 55'	10
28. Haparanda	65 <sup>0</sup> 50'	24 <sup>0</sup> 09'	7
29. Arhangelsk	64 <sup>0</sup> 35'	40 <sup>0</sup> 30'	13
30. Turuhansk	65 <sup>0</sup> 47'	87 <sup>0</sup> 57'	32
31. Akutsk	62 <sup>0</sup> 05'	129 <sup>0</sup> 45'	103
32. Anadir	64 <sup>0</sup> 57'	177 <sup>0</sup> 34'	62
33. Cold Bay	55 <sup>0</sup> 12'	162 <sup>0</sup> 43' W	30
34. Yakutat	59 <sup>0</sup> 31'	139 <sup>0</sup> 40'	9
35. Prince Rupert	54 <sup>0</sup> 18'	130 <sup>0</sup> 26'	32
36. Edmonton	53 <sup>0</sup> 34'	113 <sup>0</sup> 31'	672
37. Churchill	58 <sup>0</sup> 45'	94 <sup>0</sup> 04'	35
38. Moosonee	51 <sup>0</sup> 16'	80 <sup>0</sup> 39'	10
39. C (hajó)	52 <sup>0</sup> 45'	35 <sup>0</sup> 30'	0
40. Valentia	51 <sup>0</sup> 56'	10 <sup>0</sup> 15'	14
41. Aberdeen	57 <sup>0</sup> 12'	2 <sup>0</sup> 12'	59
42. De Bilt	52 <sup>0</sup> 06'	5 <sup>0</sup> 11' E	8
43. Oslo-Blindern	59 <sup>0</sup> 56'	10 <sup>0</sup> 44'	96
44. Kobenhavn	55 <sup>0</sup> 41'	12 <sup>0</sup> 33'	5
45. Berlin-Tempelhof	52 <sup>0</sup> 28'	13 <sup>0</sup> 26'	50
46. Stockholm	59 <sup>0</sup> 21'	17 <sup>0</sup> 57'	11
47. Leningrad	59 <sup>0</sup> 58'	30 <sup>0</sup> 18'	4
48. Kiev	50 <sup>0</sup> 24'	30 <sup>0</sup> 27'	179
49. Moskva	55 <sup>0</sup> 45'	37 <sup>0</sup> 34'	156
50. Kazan'	55 <sup>0</sup> 47'	49 <sup>0</sup> 11'	64

## Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
51. Tobolsk	58 <sup>0</sup> 09' N	68 <sup>0</sup> 11' E	44
52. Irkutsk	52 <sup>0</sup> 16'	104 <sup>0</sup> 19'	485
53. Bomnak	54 <sup>0</sup> 43'	128 <sup>0</sup> 56'	357
54. Nikolaevsk na Amure	53 <sup>0</sup> 09'	140 <sup>0</sup> 42'	47
55. Ohotsk	59 <sup>0</sup> 22'	143 <sup>0</sup> 12'	6
56. Petropavlovsk-Kamčatskij	52 <sup>0</sup> 58'	158 <sup>0</sup> 45'	7
57. St. Paul	57 <sup>0</sup> 09'	170 <sup>0</sup> 13' W	9
58. Tatoosh-sziget	48 <sup>0</sup> 23'	124 <sup>0</sup> 44'	35
59. Salt Lake City	40 <sup>0</sup> 46'	111 <sup>0</sup> 50'	1287
60. Winnipeg	49 <sup>0</sup> 54'	97 <sup>0</sup> 15'	238
61. Chicago	41 <sup>0</sup> 47'	87 <sup>0</sup> 45'	187
62. Montreal	45 <sup>0</sup> 28'	73 <sup>0</sup> 45'	33
63. Sable-sziget	43 <sup>0</sup> 56'	60 <sup>0</sup> 01'	4
64. Gander-sziget	48 <sup>0</sup> 57'	54 <sup>0</sup> 34'	158
65. D (hajó)	44 <sup>0</sup> 00'	41 <sup>0</sup> 00'	0
66. K (hajó)	45 <sup>0</sup> 00'	16 <sup>0</sup> 00'	0
67. Brest	48 <sup>0</sup> 27'	4 <sup>0</sup> 25'	103
68. Madrid-Retiro	40 <sup>0</sup> 24'	3 <sup>0</sup> 41'	657
69. Bordeaux	44 <sup>0</sup> 50'	0 <sup>0</sup> 42'	51
70. Paris- Le Bourget	48 <sup>0</sup> 58'	2 <sup>0</sup> 27' E	53
71. Marseille	43 <sup>0</sup> 27'	5 <sup>0</sup> 13'	8
72. Zürich	47 <sup>0</sup> 23'	8 <sup>0</sup> 34'	569
73. Roma	41 <sup>0</sup> 48'	12 <sup>0</sup> 14'	3
74. Budapest	47 <sup>0</sup> 31'	19 <sup>0</sup> 02'	130
75. Bucuresti-Filaret	44 <sup>0</sup> 25'	26 <sup>0</sup> 06'	82
76. Samsun	41 <sup>0</sup> 17'	36 <sup>0</sup> 20'	44

## Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
77. Rostov	47 <sup>0</sup> 15' N	39 <sup>0</sup> 49' E	77
78. Astrahan'	46 <sup>0</sup> 16'	48 <sup>0</sup> 02'	-18
79. Gurev	47 <sup>0</sup> 01'	51 <sup>0</sup> 51'	-20
80. Balhas	46 <sup>0</sup> 54'	75 <sup>0</sup> 00'	423
81. Vladivostok	43 <sup>0</sup> 07'	131 <sup>0</sup> 54'	138
82. Nemuro	43 <sup>0</sup> 20'	145 <sup>0</sup> 35'	26
83. Szimusir	46 <sup>0</sup> 51'	151 <sup>0</sup> 52'	26
84. a (interpolált) *	40 <sup>0</sup> 00'	170 <sup>0</sup> 00' W	0
85. N (hajó) *	31 <sup>0</sup> 00'	140 <sup>0</sup> 00'	0
86. Los Angeles	33 <sup>0</sup> 56'	118 <sup>0</sup> 24'	34
87. El Paso	31 <sup>0</sup> 48'	106 <sup>0</sup> 24'	1198
88. Oklahoma	35 <sup>0</sup> 24'	97 <sup>0</sup> 36'	391
89. Charleston	32 <sup>0</sup> 54'	80 <sup>0</sup> 02'	18
90. Washington	38 <sup>0</sup> 51'	77 <sup>0</sup> 02'	23
91. E (hajó)	35 <sup>0</sup> 00'	48 <sup>0</sup> 00'	0
92. Ponta Delgada	37 <sup>0</sup> 45'	25 <sup>0</sup> 40'	67
93. Funchal	32 <sup>0</sup> 41'	16 <sup>0</sup> 46'	50
94. Lisboa	38 <sup>0</sup> 46'	9 <sup>0</sup> 08'	110
95. Oran	35 <sup>0</sup> 42'	0 <sup>0</sup> 39'	94
96. Luqa	35 <sup>0</sup> 51'	14 <sup>0</sup> 29' E	80
97. Athén	37 <sup>0</sup> 58'	23 <sup>0</sup> 43'	107
98. Alexandria	31 <sup>0</sup> 12'	29 <sup>0</sup> 53'	7
99. Ben Gurion Int AP	32 <sup>0</sup> 00'	34 <sup>0</sup> 54'	49
100. Adana	37 <sup>0</sup> 00'	35 <sup>0</sup> 25'	66
101. Bagdad	33 <sup>0</sup> 20'	44 <sup>0</sup> 24'	34
102. Ashabad	37 <sup>0</sup> 58'	58 <sup>0</sup> 20'	230



## Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
103. Peshawar	34 <sup>0</sup> 01', N	71 <sup>0</sup> 35', E	359
104. Mokpo	34 <sup>0</sup> 47'	126 <sup>0</sup> 23'	56
105. Shimizu	32 <sup>0</sup> 43'	133 <sup>0</sup> 01'	32
106. Tokio	35 <sup>0</sup> 41'	139 <sup>0</sup> 46'	6
107. Torishima	30 <sup>0</sup> 29'	140 <sup>0</sup> 18'	83
108. V (hajó) *	34 <sup>0</sup> 00'	164 <sup>0</sup> 00'	0
109. Honolulu	21 <sup>0</sup> 21'	157 <sup>0</sup> 56', W	5
110. Mazatlan	23 <sup>0</sup> 11'	106 <sup>0</sup> 26'	78
111. Tampico	22 <sup>0</sup> 13'	97 <sup>0</sup> 51'	18
112. New Orleans	29 <sup>0</sup> 57'	90 <sup>0</sup> 05'	54
113. Havanna	23 <sup>0</sup> 09'	82 <sup>0</sup> 21'	50
114. Las Palmas	27 <sup>0</sup> 56'	15 <sup>0</sup> 23'	22
115. Tessalit	20 <sup>0</sup> 12'	0 <sup>0</sup> 59', E	494
116. Aoulef	26 <sup>0</sup> 58'	1 <sup>0</sup> 05'	290
117. Wadi Halfa	21 <sup>0</sup> 50'	31 <sup>0</sup> 18'	160
118. Riyadh *	24 <sup>0</sup> 42'	46 <sup>0</sup> 43'	608
119. Bushehr	28 <sup>0</sup> 59'	50 <sup>0</sup> 50'	14
120. Karachi	24 <sup>0</sup> 48'	66 <sup>0</sup> 59'	22
121. Allahabad	25 <sup>0</sup> 27'	81 <sup>0</sup> 44'	98
122. Calcutta	22 <sup>0</sup> 32'	88 <sup>0</sup> 20'	6
123. Dibrugarh	27 <sup>0</sup> 29'	95 <sup>0</sup> 01'	106
124. Hongkong	22 <sup>0</sup> 18'	114 <sup>0</sup> 10'	33
125. Tajpej	25 <sup>0</sup> 02'	121 <sup>0</sup> 31'	9
126. Marcus-sziget	24 <sup>0</sup> 18'	154 <sup>0</sup> 00'	7
127. Acapulco	16 <sup>0</sup> 50'	99 <sup>0</sup> 50', W	3
128. Belize	17 <sup>0</sup> 30'	88 <sup>0</sup> 11'	5

Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
129. Palisadoes- Manley AP	17 <sup>0</sup> 56', N	76 <sup>0</sup> 47', W	14
130. Maracaibo	10 <sup>0</sup> 39',	71 <sup>0</sup> 36',	65
131. San Juan	18 <sup>0</sup> 28',	66 <sup>0</sup> 07',	19
132. Piarco	10 <sup>0</sup> 37',	61 <sup>0</sup> 21',	15
133. Sao Vincente	16 <sup>0</sup> 44',	22 <sup>0</sup> 57',	15
134. Dakar	14 <sup>0</sup> 44',	17 <sup>0</sup> 30',	24
135. Bamako	12 <sup>0</sup> 38',	8 <sup>0</sup> 02',	332
136. Kano	12 <sup>0</sup> 03',	8 <sup>0</sup> 32', E	481
137. El Fasher	13 <sup>0</sup> 28',	25 <sup>0</sup> 21',	730
138. Khartoum	15 <sup>0</sup> 36',	32 <sup>0</sup> 33',	380
139. Port Sudan	19 <sup>0</sup> 35',	37 <sup>0</sup> 13',	2
140. Djibouti	11 <sup>0</sup> 30',	43 <sup>0</sup> 03',	7
141. Bombay	18 <sup>0</sup> 54',	72 <sup>0</sup> 49',	11
142. Madras	13 <sup>0</sup> 00',	80 <sup>0</sup> 11',	16
143. Port Blair	11 <sup>0</sup> 40',	93 <sup>0</sup> 43',	79
144. Rangoon	16 <sup>0</sup> 46',	96 <sup>0</sup> 10',	23
145. Vientiane	17 <sup>0</sup> 57',	102 <sup>0</sup> 34',	170
146. Ho Shi Minh - város	10 <sup>0</sup> 49',	106 <sup>0</sup> 40',	19
147. Manila	14 <sup>0</sup> 35',	120 <sup>0</sup> 59',	15
148. Wake-sziget	19 <sup>0</sup> 17',	166 <sup>0</sup> 39',	4
149. Fanning-sziget	4 <sup>0</sup> 00',	159 <sup>0</sup> 40', W	5
150. b (interpolált) *	0 <sup>0</sup> 00',	120 <sup>0</sup> 00',	0
151. Cristobal	9 <sup>0</sup> 21',	79 <sup>0</sup> 54',	7
152. Cayenne	4 <sup>0</sup> 50',	52 <sup>0</sup> 22',	9
153. Freetown	8 <sup>0</sup> 29',	13 <sup>0</sup> 13',	25
154. Accra	5 <sup>0</sup> 36',	0 <sup>0</sup> 10',	65

Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
155. Sao Tome	0 <sup>0</sup> 02' N	6 <sup>0</sup> 45' E	13
156. Bangui	4 <sup>0</sup> 23'	18 <sup>0</sup> 34'	381
157. Kishangani *	0 <sup>0</sup> 31'	25 <sup>0</sup> 11'	415
158. Juba	4 <sup>0</sup> 52'	31 <sup>0</sup> 56'	457
159. Minicoy	8 <sup>0</sup> 18'	73 <sup>0</sup> 00'	2
160. Colombo	6 <sup>0</sup> 54'	79 <sup>0</sup> 52'	6
161. Singapore	1 <sup>0</sup> 21'	103 <sup>0</sup> 54'	18
162. General Santos	6 <sup>0</sup> 07'	125 <sup>0</sup> 14'	15
163. Koror	7 <sup>0</sup> 20'	134 <sup>0</sup> 29'	33
164. Truk	7 <sup>0</sup> 28'	151 <sup>0</sup> 51'	2
165. Tarawa	1 <sup>0</sup> 21'	172 <sup>0</sup> 56'	4
166. 60 005 (bója) *	2 <sup>0</sup> 00' S	106 <sup>0</sup> 30' W	0
167. Gayaquil	2 <sup>0</sup> 12'	79 <sup>0</sup> 53'	6
168. Uaupes	0 <sup>0</sup> 08'	67 <sup>0</sup> 05'	87
169. Manaus	3 <sup>0</sup> 08'	60 <sup>0</sup> 01'	60
170. Turiacu	1 <sup>0</sup> 41'	45 <sup>0</sup> 22'	6
171. Olinda	8 <sup>0</sup> 01'	34 <sup>0</sup> 51'	62
172. Ascension	7 <sup>0</sup> 55'	14 <sup>0</sup> 25'	17
173. Pointe Noire	4 <sup>0</sup> 49'	11 <sup>0</sup> 54' E	17
174. Mombasa	4 <sup>0</sup> 04'	39 <sup>0</sup> 42'	55
175. Diego Garcia	7 <sup>0</sup> 14'	72 <sup>0</sup> 26'	2
176. Djakarta	6 <sup>0</sup> 11'	106 <sup>0</sup> 51'	8
177. Pontianak	0 <sup>0</sup> 01'	109 <sup>0</sup> 20'	3
178. Makassar	5 <sup>0</sup> 04'	119 <sup>0</sup> 33'	14
179. Baucau	8 <sup>0</sup> 28'	126 <sup>0</sup> 27'	513
180. Port Moresby	9 <sup>0</sup> 26'	147 <sup>0</sup> 13'	47

## Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
181. Rabaul	4 <sup>0</sup> 13' S	152 <sup>0</sup> 11' E	8
182. Canton	2 <sup>0</sup> 46'	171 <sup>0</sup> 43' W	3
183. Papeete	17 <sup>0</sup> 32'	149 <sup>0</sup> 35'	2
184. 61 025 (bója) *	13 <sup>0</sup> 00'	106 <sup>0</sup> 30'	0
185. Lima *	12 <sup>0</sup> 06'	77 <sup>0</sup> 02'	11
186. San Jose	17 <sup>0</sup> 51'	60 <sup>0</sup> 47'	397
187. Cuiaba	15 <sup>0</sup> 35'	56 <sup>0</sup> 06'	165
188. Mocamedes	15 <sup>0</sup> 12'	12 <sup>0</sup> 09' E	45
189. Porto Amelia	12 <sup>0</sup> 58'	40 <sup>0</sup> 30'	50
190. Diego Suarez	12 <sup>0</sup> 21'	49 <sup>0</sup> 18'	105
191. Kókusz-sziget	12 <sup>0</sup> 05'	96 <sup>0</sup> 53'	8
192. Broome	17 <sup>0</sup> 57'	122 <sup>0</sup> 15'	9
193. Daly Waters	16 <sup>0</sup> 16'	133 <sup>0</sup> 23'	214
194. Townsville	19 <sup>0</sup> 15'	146 <sup>0</sup> 46'	6
195. Apia	13 <sup>0</sup> 48'	171 <sup>0</sup> 46'	2
196. Rarotonga	21 <sup>0</sup> 12'	159 <sup>0</sup> 46' W	7
197. Rapa	27 <sup>0</sup> 25'	144 <sup>0</sup> 17'	6
198. c (interpolált) *	30 <sup>0</sup> 00'	100 <sup>0</sup> 00'	0
199. Antofagasta	23 <sup>0</sup> 42'	70 <sup>0</sup> 24'	122
200. Tucuman	26 <sup>0</sup> 48'	65 <sup>0</sup> 12'	481
201. Asuncion	25 <sup>0</sup> 16'	57 <sup>0</sup> 38'	116
202. Rio de Janeiro	22 <sup>0</sup> 54'	43 <sup>0</sup> 10'	26
203. d (interpolált)	30 <sup>0</sup> 00'	10 <sup>0</sup> 00'	0
204. Alexander Bay	28 <sup>0</sup> 34'	16 <sup>0</sup> 32' E	0
205. Lorenzo Marques	25 <sup>0</sup> 58'	32 <sup>0</sup> 36'	44

## Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
206. Fort Dauphin	25 <sup>0</sup> 02' S	46 <sup>0</sup> 57' E	8
207. Plaisance	20 <sup>0</sup> 26'	57 <sup>0</sup> 40'	57
208. e (interpolált) *	30 <sup>0</sup> 00'	90 <sup>0</sup> 00'	0
209. Carnarvon	24 <sup>0</sup> 53'	113 <sup>0</sup> 39'	4
210. Alice Springs	23 <sup>0</sup> 48'	133 <sup>0</sup> 53'	549
211. Brisbane	27 <sup>0</sup> 26'	153 <sup>0</sup> 05'	6
212. Koumac	23 <sup>0</sup> 34'	164 <sup>0</sup> 17'	18
213. Norfolk	29 <sup>0</sup> 03'	167 <sup>0</sup> 56'	109
214. Raoul-sziget	29 <sup>0</sup> 15'	177 <sup>0</sup> 55' W	49
215. f (interpolált) *	40 <sup>0</sup> 00'	160 <sup>0</sup> 00'	0
216. Valdivia	39 <sup>0</sup> 48'	73 <sup>0</sup> 14'	53
217. Valparaiso	33 <sup>0</sup> 01'	71 <sup>0</sup> 38'	41
218. Rosario	32 <sup>0</sup> 55'	60 <sup>0</sup> 47'	27
219. Buenos Aires	34 <sup>0</sup> 35'	58 <sup>0</sup> 29'	25
220. Punta del Este	34 <sup>0</sup> 58'	54 <sup>0</sup> 57'	16
221. Tristan da Cunha	37 <sup>0</sup> 03'	12 <sup>0</sup> 19'	23
222. Cape Town	33 <sup>0</sup> 56'	18 <sup>0</sup> 29' E	0
223. East London	33 <sup>0</sup> 02'	27 <sup>0</sup> 50'	0
224. Ile Nouvelle Amsterdam	37 <sup>0</sup> 50'	77 <sup>0</sup> 34'	28
225. Perth	31 <sup>0</sup> 57'	115 <sup>0</sup> 51'	18
226. Adelaide	34 <sup>0</sup> 56'	138 <sup>0</sup> 35'	11
227. Sydney	33 <sup>0</sup> 51'	151 <sup>0</sup> 13'	8
228. Auckland	36 <sup>0</sup> 51'	174 <sup>0</sup> 46'	6
229. Gobernador Gregores	48 <sup>0</sup> 47'	70 <sup>0</sup> 15' W	358
230. Trelew	43 <sup>0</sup> 14'	65 <sup>0</sup> 18'	39

## Földrajzi

	szélesség	hosszúság	magasság, méter
231. Marion-sziget	46 <sup>o</sup> 53' S	37 <sup>o</sup> 52' E	0
232. Kerguelen	49 <sup>o</sup> 20'	70 <sup>o</sup> 13'	18
233. Hobart	42 <sup>o</sup> 53'	147 <sup>o</sup> 20'	7
234. Invercargill	46 <sup>o</sup> 25'	168 <sup>o</sup> 19'	1
235. Wellington	41 <sup>o</sup> 17'	174 <sup>o</sup> 46'	128
236. g (interpolált) *	60 <sup>o</sup> 00'	160 <sup>o</sup> 00' W	0
237. h (interpolált) *	60 <sup>o</sup> 00'	90 <sup>o</sup> 00'	0
238. Punta Arenas	53 <sup>o</sup> 10'	70 <sup>o</sup> 54'	34
239. Stanley	51 <sup>o</sup> 42'	57 <sup>o</sup> 52'	51
240. Grytviken	54 <sup>o</sup> 16'	36 <sup>o</sup> 30'	3
241. Macquarie-sziget	54 <sup>o</sup> 30'	158 <sup>o</sup> 57' E	5
242. Campbell-sziget	52 <sup>o</sup> 33'	169 <sup>o</sup> 07'	19
243. Argentine-sziget	65 <sup>o</sup> 15'	64 <sup>o</sup> 10' W	9
244. Dest. Naval Orcadas	60 <sup>o</sup> 44'	44 <sup>o</sup> 44'	4
245. i (interpolált) *	70 <sup>o</sup> 00'	40 <sup>o</sup> 00' E	
246. Mirnij *	66 <sup>o</sup> 35'	93 <sup>o</sup> 01'	30
247. j (interpolált) *	70 <sup>o</sup> 00'	120 <sup>o</sup> 00'	

4. táblázat  
A tengerszinti légnyomás havi és évi közepértékei, hPa

Jelen tanulmány

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	1018.1	1018.1	1019.7	1020.5	1019	1015.6
80 - 70 N	1014.4	1015.9	1016.7	1016.9	1016.8	1012.4
70 - 60 N	1012.4	1013.5	1013.6	1013.6	1014	1011.3
60 - 50 N	1014.2	1014.4	1014.9	1013.9	1013.3	1012.4
50 - 40 N	1016.9	1016.4	1015.6	1015.3	1014.8	1014.3
40 - 30 N	1018.4	1017.6	1016.4	1015.4	1014.3	1013
30 - 20 N	1017.5	1016	1014	1011.9	1009.7	1007.7
20 - 10 N	1013.6	1012.8	1011.8	1010.5	1009.7	1009.5
10 - 0 N	1010.1	1009.8	1009.7	1009.6	1009.9	1010.7
0 - 10 S	1009.6	1009.4	1009.5	1009.7	1010.3	1011.5
10 - 20 S	1009.3	1009.3	1010.1	1011.5	1012.9	1014.4
20 - 30 S	1012.6	1012.8	1014	1015.8	1016.9	1018.5
30 - 40 S	1013.6	1014.5	1015.9	1016.9	1016.9	1017.7
40 - 50 S	1008.1	1009.7	1010.9	1010.2	1009.4	1009.6
50 - 60 S	997.4	998.7	999.2	998.7	998.4	998.9
60 - 70 S	998.1	988.9	987.7	988.2	990.5	991.3
70 - 80 S	995.1	991.7	990.4	991.4	991.8	992.6
80 - 90 S	999.9	997.2	995.7	996.3	996	996.2
90 - 0 N	1014.8	1014.3	1013.7	1012.9	1012.2	1011.2
0 - 90 S	1007	1007.1	1007.7	1008.3	1008.9	1009.9
90N - 90S	1010.9	1010.7	1010.7	1010.6	1010.5	1010.5

	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 80 N	1014.2	1014.2	1014.6	1015.9	1017.4	1017	1017
80 - 70 N	1011.5	1011.5	1010.9	1010.2	1012.2	1011.9	1013.4
70 - 60 N	1010.7	1010.6	1009.8	1009	1009.8	1010	1011.5
60 - 50 N	1012	1012.1	1012.7	1012.7	1012.7	1013	1013.2
50 - 40 N	1014.4	1014.6	1016.5	1017.8	1018	1017.6	1016
40 - 30 N	1012.4	1012.5	1014.3	1016.7	1018.6	1019.2	1015.7
30 - 20 N	1007.2	1007.4	1009.5	1012.8	1015.8	1017.4	1012.2
20 - 10 N	1009.6	1009.4	1009.8	1010.9	1012.1	1013.3	1011.1
10 - 0 N	1011	1010.7	1010.3	1010.3	1010	1010	1010.2
0 - 10 S	1011.8	1011.8	1011.4	1010.7	1010	1009.6	1010.4
10 - 20 S	1014.8	1014.7	1013.8	1012.7	1011.1	1009.9	1012
20 - 30 S	1019.2	1018.9	1018.2	1016.9	1015.1	1013.4	1016
30 - 40 S	1018.2	1018.3	1017.7	1016.8	1015	1013.8	1016.3
40 - 50 S	1009.9	1009.8	1009.7	1009	1006.7	1006.2	1009.1
50 - 60 S	1000.6	999.9	999.1	998.5	997.1	998	998.7
60 - 70 S	990	988.4	986.3	985.2	986.8	990.4	988.7
70 - 80 S	991.5	989.3	988.3	989	992.5	995.5	991.6
80 - 90 S	995.6	994.3	993.9	995.5	997.8	999.2	996.5
90 - 0 N	1010.9	1010.9	1011.7	1012.9	1014	1014.5	1012.8
0 - 90 S	1010.3	1009.9	1009.2	1008.4	1007.3	1007.1	1008.4
90N - 90S	1010.6	1010.4	1010.5	1010.6	1010.6	1010.8	1010.6

5. táblázat  
A tengerszinti légnyomás havi változásai, hPa

Jelen tanulmány

	J-D	F-J	M-F	A-M	M-A	J-M	
90 - 80 N	1.1	0	1.6	0.8	-1.5	-3.4	
80 - 70 N	2.5	1.5	0.8	0.2	-0.1	-4.4	
70 - 60 N	2.4	1.1	0.1	0	0.4	-2.7	
60 - 50 N	1.2	0.2	0.5	-1	-0.6	-0.9	
50 - 40 N	-0.7	-0.5	-0.8	-0.3	-0.5	-0.5	
40 - 30 N	-0.8	-0.8	-1.2	-1	-1.1	-1.3	
30 - 20 N	0.1	-1.5	-2	-2.1	-2.2	-2	
20 - 10 N	0.3	-0.8	-1	-1.3	-0.8	-0.2	
10 - 0 N	0.1	-0.3	-0.1	-0.1	0.3	0.8	
0 - 10 S	0	-0.2	0.1	0.2	0.6	1.2	
10 - 20 S	-0.6	0	0.8	1.4	1.4	1.5	
20 - 30 S	-0.8	0.2	1.2	1.8	1.1	1.6	
30 - 40 S	-0.2	0.9	1.4	1	0	0.8	
40 - 50 S	1.9	1.6	1.2	-0.7	-0.8	0.2	
50 - 60 S	-0.6	1.3	0.5	-0.5	-0.3	0.5	
60 - 70 S	-0.3	-1.2	-1.2	0.5	2.3	0.8	
70 - 80 S	-0.4	-3.4	-1.3	1	0.4	0.8	
80 - 90 S	0.7	-2.7	-1.5	0.6	-0.3	0.2	
90 - 0 N	0.3	-0.4	-0.7	-0.8	-0.7	-1	
0 - 90 S	-0.1	0.2	0.6	0.7	0.6	1	
90N - 90S	0.1	-0.1	0	-0.1	-0.1	0	
	J-J	A-J	Sz-A	O-Sz	N-O	D-N	Ev
90 - 80 N	-1.4	0	0.4	1.3	1.5	-0.4	0
80 - 70 N	-0.9	0	-0.6	-0.7	2	-0.3	0
70 - 60 N	-0.6	-0.1	-0.8	-0.8	0.8	0.2	0
60 - 50 N	-0.4	0.1	0.6	0	0	0.3	0
50 - 40 N	0.1	0.2	1.9	1.3	0.2	-0.4	0
40 - 30 N	-0.6	0.1	1.8	2.4	1.9	0.6	0
30 - 20 N	-0.5	0.2	2.1	3.3	3	1.6	0
20 - 10 N	0.1	-0.2	0.4	1.1	1.2	1.2	0
10 - 0 N	0.3	-0.3	-0.4	0	-0.3	0	0
0 - 10 S	0.3	0	-0.4	-0.7	-0.7	-0.4	0
10 - 20 S	0.4	-0.1	-0.9	-1.1	-1.6	-1.2	0
20 - 30 S	0.7	-0.3	-0.7	-1.3	-1.8	-1.7	0
30 - 40 S	0.5	0.1	-0.6	-0.9	-1.8	-1.2	0
40 - 50 S	0.3	-0.1	-0.1	-0.7	-2.3	-0.5	0
50 - 60 S	1.7	-0.7	-0.8	-0.6	-1.4	0.9	0
60 - 70 S	-1.3	-1.6	-2.1	-1.1	1.6	3.6	0
70 - 80 S	-1.1	-2.2	-1	0.7	3.5	3	0
80 - 90 S	-0.6	-1.3	-0.4	1.6	2.3	1.4	0
90 - 0 N	-0.2	0	0.8	1.1	1.1	0.5	0
0 - 90 S	0.4	-0.4	-0.7	-0.8	-1	-0.3	0
90N - 90S	0.1	-0.2	0	0.2	0	0.1	0



## 6. táblázat

A közepes tengerszinti légnyomás értékei, hPa

	északi félgömb	déli félgömb	Föld	vizsgált terület
KLEIBER (1887)	1013,3	1010,7	1012,2	90°N - 50°S
von TILLO (1888)	1013,5	1013,5	1013,5	
EKHOLM (1902)	1013,0	1008,2	1010,6	
GORCZYNSKI (1917) <sup>x</sup>	1013,5	1009,3	1011,4	
von HANN és SÜRING (1943)	1012,9	1009,0	1010,9	
MINTZ és DEAN (1952)	1014,1	1009,4	1012,0	
CLAUSS (1953) <sup>x</sup>	1013,9			
VOWINCKEL (1955a) <sup>x</sup>		1008,7		
STEHNOVSKIJ (1962) <sup>x</sup>	1013,7	1009,1	1011,4	
PFLUGBEIL (1967)	1013,9	1008,6	1011,3	
PFLUGBEIL (1967) <sup>x</sup>	1013,9	1008,7	1011,3	85°N - 70°S
SPIRINA (1970) <sup>x</sup>	1013,6			
KAUFELD (1972) <sup>+</sup>	1013,5	1009,0	1011,3	
KAUFELD (1972) <sup>xx</sup>	1013,8	1008,7	1011,3	
JENNE et al. (1974)		1008,4		
RÁKÓCZI (1974)	1013,6			
RÁKÓCZI (1980)	1012,9	1008,7	1010,8	
TRENBERTH (1981) <sup>o</sup>	1013,5	1008,3	1010,9	
TRENBERTH (1981) <sup>o</sup>	1013,6	1008,4	1011,0	
TRENBERTH (1981) <sup>o</sup>	1013,6	1008,4	1011,0	
jelen tanulmány	1012,8	1008,4	1010,6	

### JELMAGYARÁZAT:

- x : saját számítások szerző adatbázisa alapján
- xx : saját becslések szerző 3. táblázata alapján
- + : TRENBERTH (1981) becslése szerző 33. ábrája alapján
- o : különböző adatbázisok alapján kapott eredmények

7.a. Tablázat  
A tengerszinti legnyomás havi és évi közepertekeinek  
különbségei, hPa

Jelen tanulmány - GORCZYNSKI, 1917

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	4.2	3.9	4	2.1	0.4	1.2
80 - 70 N	1.2	2.2	1.8	0.3	0.2	-0.6
70 - 60 N	-1.8	-1.3	-1.2	-0.9	0.4	0.3
60 - 50 N	-1.1	-1	0.1	-0.1	0.5	1.3
50 - 40 N	-1.2	-1.2	-0.1	0.5	0.9	1.6
40 - 30 N	-1	-1	-0.2	-0.6	-0.2	-0.6
30 - 20 N	-0.1	-0.8	-1.6	-2.8	-3.5	-4.6
20 - 10 N	-0.2	-0.2	-0.7	-1.8	-1.8	-1.5
10 - 0 N	-0.7	-0.6	-1	-1	-0.7	-0.3
0 - 10 S	0.3	-0.4	-0.9	-1.2	-1.5	-1
10 - 20 S	-1	-1.9	-1.6	-1.8	-1.5	-1.8
20 - 30 S	-1.1	-1.5	-1.6	-0.3	0.2	-1.1
30 - 40 S	-2	-1.7	-1.3	1.3	1.4	0.6
40 - 50 S	-0.9	0.4	1.1	2.1	0.4	1.2
50 - 60 S	1.2	2.2	1.5	0.7	-0.4	0
60 - 70 S	-1.9	-2.6	-4.3	-4.5	-2.7	-4.3
90 - 0 N	-0.6	-0.6	-0.5	-1	-0.8	-0.8
0 - 70 S	-0.7	-0.8	-0.9	-0.4	-0.5	-0.7
90N - 70S	-0.6	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.8

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	2.1	1.7	2.2	2.1	2.7	2.7	2.4
80 - 70 N	-0.1	-0.4	-0.2	-1.9	-1.2	-0.9	0
70 - 60 N	1.2	-0.1	-0.5	-2.7	-2.7	-2.7	-1
60 - 50 N	1.9	0.6	0.1	-0.7	-1.8	-1.3	-0.1
50 - 40 N	2.1	1.2	0.4	1.4	-0.2	-0.3	0.4
40 - 30 N	-0.8	-1.2	-1.5	0	-0.2	-0.1	-0.7
30 - 20 N	-4.6	-4.4	-3.4	-1.2	-0.3	-0.5	-2.4
20 - 10 N	-1.1	-0.8	-1	-0.4	-0.4	-1.1	-0.9
10 - 0 N	-0.4	-0.2	-0.7	-0.2	-0.7	-1.2	-0.6
0 - 10 S	-1.7	-1.4	-1.3	-1.1	-0.9	-0.7	-1
10 - 20 S	-1.7	-1.8	-1.9	-2	-2.3	-1.8	-1.8
20 - 30 S	-0.3	-0.8	-1	-1.7	-1.3	-1.1	-1
30 - 40 S	0.2	0.8	-0.2	-1.2	-1.9	-0.7	-0.4
40 - 50 S	0.5	0.6	0	0.4	-2	-0.9	0.2
50 - 60 S	1.8	1.3	1.9	2.2	2.2	2.5	1.4
60 - 70 S	-9.4	-6.1	-5.7	-6.4	-3.4	-2.4	-4.4
90 - 0 N	-0.5	-0.8	-1	-0.4	-0.7	-0.9	-0.7
0 - 70 S	-1.1	-0.8	-1	-1.2	-1.3	-0.7	-0.8
90N - 70S	-0.8	-0.8	-1	-0.8	-1	-0.8	-0.8

7.b. Tablázat  
A tengerszinti legnyomás havi és évi közepertekeinek  
különbségei, hPa

Jelen tanulmány - CLAUSS, 1953

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	2.6	0.7	-1	0.1	-1.6	-0.8
80 - 70 N	0.8	0.2	-0.6	-0.5	0	-1.3
70 - 60 N	-0.6	-1.1	-1.4	-1	0.3	-0.4
60 - 50 N	-0.7	-0.5	0	-0.1	0.3	0.7
50 - 40 N	-1.5	-0.4	-1	-0.2	0.5	1.3
40 - 30 N	-1.7	-0.7	-1.3	-1.1	-0.8	-0.5
30 - 20 N	-1.4	-1.5	-2.6	-3.2	-4.1	-4.6
20 - 10 N	-1.4	-1.4	-1.8	-1.9	-2.1	-1.8
10 - 0 N	-1.4	-1.2	-1.4	-0.8	-0.8	-0.7
90 - 0 N	-1.2	-0.9	-1.4	-1.3	-1.2	-1.1

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	0.9	1.5	1.5	2.1	-0.5	-1.8	0.3
80 - 70 N	0	-0.3	-0.3	-0.5	-0.8	-2.8	-0.6
70 - 60 N	0.6	0.4	-1.3	-1.4	-1.5	-2.5	-0.9
60 - 50 N	0.9	0.4	-0.6	-0.3	-0.7	-0.5	-0.1
50 - 40 N	1.1	0.6	0.4	0.9	0.3	0.3	0.2
40 - 30 N	-1.6	-1.4	-1.3	-1.1	-0.7	-0.3	-1.1
30 - 20 N	-4.9	-4.5	-3.5	-2.3	-1.2	-0.9	-2.9
20 - 10 N	-1.3	-1.7	-1.6	-1.4	-1.2	-0.9	-1.5
10 - 0 N	-0.5	-0.8	-1	-0.8	-0.9	-1.1	-0.9
90 - 0 N	-1	-1.2	-1.3	-0.9	-0.8	-0.9	-1.1

7.C. Tablázat  
A tengerszinti legnyomás havi és évi közepertekeinek  
különbségei, hPa

Jelen tanulmány - VOWINCKEL, 1955a

	J	F	M	A	M	J	
0 - 10 S	-0.2	-0.5	-0.3	-0.4	-0.7	-0.4	
10 - 20 S	-1.6	-1.7	-1.1	-0.8	-1	-0.9	
20 - 30 S	-1.2	-1.1	-0.8	-0.2	-0.2	-0.4	
30 - 40 S	-1.3	-1.6	-0.9	0.4	0.6	0.8	
40 - 50 S	-0.3	-1.1	-0.3	-0.3	-0.3	0.6	
50 - 60 S	1.3	0.8	2.1	2.9	2.7	3	
60 - 70 S	-1.2	0.2	0.1	0.6	2.7	1.8	
0 - 70 S	-0.3	-0.7	-0.3	0	0.2	0.4	
	J	A	Sz	O	N	D	EV
0 - 10 S	-0.3	-0.8	-1	-0.7	-0.7	-0.2	-0.6
10 - 20 S	-0.9	-1.1	-1.6	-1.4	-1.7	-1.9	-1.3
20 - 30 S	-0.6	-0.2	-0.5	-1	-0.6	-1.2	-0.7
30 - 40 S	-0.5	0.3	-0.3	-0.9	-0.7	-1.4	-0.4
40 - 50 S	-0.9	-1.3	-1.5	-1.6	-1.6	-1.9	-0.9
50 - 60 S	3.5	2.3	2.3	3.4	4.1	4.1	2.7
60 - 70 S	0.7	0.4	0.4	0.7	-0.3	-0.1	0.5
0 - 70 S	0.3	-0.5	-1.1	-0.4	-0.5	-0.2	-0.2

7.d. Tablázat  
A tengerszinti legnyomás havi és évi közepertekeinek  
különbségei, hPa

Jelen tanulmány - STEHNOVSKIJ, 1962

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	5.7	3.4	2.4	2.3	1.2	2.4
80 - 70 N	1.1	0.8	-0.3	0.2	0.1	-0.8
70 - 60 N	-1.9	-1.2	-1.6	-0.6	-0.1	0
60 - 50 N	-0.9	-0.4	0.5	0.2	0.3	0.9
50 - 40 N	-1.4	-1	-0.5	0.4	0.6	1.5
40 - 30 N	-1.8	-0.8	-1	-0.8	-0.5	-0.4
30 - 20 N	-1	-1.3	-2.4	-2.9	-3.9	-4.9
20 - 10 N	-0.5	-0.9	-1.1	-1.6	-2.1	-1.6
10 - 0 N	-0.6	-1	-0.8	-0.9	-0.8	-0.3
0 - 10 S	-0.4	-0.7	-0.5	-0.6	-0.8	-0.5
10 - 20 S	-1.7	-1.7	-1.2	-0.9	-0.9	-0.8
20 - 30 S	-1	-1.1	-0.9	-0.2	-0.4	-0.4
30 - 40 S	-1.7	-1.5	-1	0	0.3	0.7
40 - 50 S	-1.5	-1.3	-0.7	-0.4	-0.5	0.3
50 - 60 S	-0.9	-0.5	-0.3	0.1	0	1
60 - 70 S	-2	-2	-1.9	-1.1	0.6	1.4
90 - 0 N	-0.9	-0.8	-1	-0.9	-1.1	-0.9
0 - 70 S	-1.2	-1.2	-0.8	-0.4	-0.3	0.1
90N - 70S	-1	-1	-0.9	-0.7	-0.7	-0.4

	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 80 N	4	4.5	3.8	3.7	3.8	3.7	3.4
80 - 70 N	-0.1	0.2	-0.3	-0.8	-0.4	-1.9	-0.2
70 - 60 N	0.6	0.2	-1.3	-1.6	-2.3	-3.3	-1.1
60 - 50 N	0.9	0.4	-0.5	-0.1	-1.1	-0.8	0
50 - 40 N	1.2	0.5	0.3	1.1	0.1	0.2	0.2
40 - 30 N	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.6	-0.3	-1
30 - 20 N	-5.1	-4.5	-3.3	-2.1	-1	-0.7	-2.8
20 - 10 N	-0.9	-1.1	-1.2	-0.8	-0.6	-0.1	-1
10 - 0 N	0.3	-0.2	-0.6	-0.3	-0.6	-0.3	-0.5
0 - 10 S	-0.3	-0.6	-0.8	-0.8	-0.7	-0.6	-0.7
10 - 20 S	-0.9	-1	-1.3	-1.4	-1.6	-1.7	-1.3
20 - 30 S	-0.5	-0.5	-0.4	-0.8	-0.4	-1	-0.7
30 - 40 S	0	0.1	-0.3	-0.8	-1	-1.4	-0.5
40 - 50 S	-0.7	-1.5	-1.1	-0.7	-1.6	-2.1	-1
50 - 60 S	2.1	0.8	0.6	1.3	0.9	0.9	0.5
60 - 70 S	-3.1	-1.4	-2.2	-2.7	-2.6	-1.8	-1.5
90 - 0 N	-0.8	-1	-1.1	-0.6	-0.7	-0.6	-0.8
0 - 70 S	-0.4	-0.5	-0.7	-0.8	-0.9	-1	-0.7
90N - 70S	-0.6	-0.7	-0.9	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8

7.e. Tablázat  
A tengersizinti legnagyobb havi es evi kozepertekeinek  
kulonbsegei, hPa

Jelen tanulmany - PFLUGBEIL, 1967

	J	F	M	A	M	J	
90 - 80 N	2.6	0.7	-1	0.1	-1.6	-0.8	
80 - 70 N	0.8	0.2	-0.6	-0.5	0	-1.3	
70 - 60 N	-0.6	-1.1	-1.4	-1	0.3	-0.4	
60 - 50 N	-0.7	-0.5	0	-0.1	0.3	0.7	
50 - 40 N	-1.5	-0.4	-1	-0.2	0.5	1.3	
40 - 30 N	-1.7	-0.7	-1.3	-1.1	-0.8	-0.5	
30 - 20 N	-1.4	-1.5	-2.6	-3.2	-4.1	-4.6	
20 - 10 N	-1.4	-1.4	-1.8	-1.9	-2.1	-1.8	
10 - 0 N	-1.4	-1.2	-1.4	-0.8	-0.8	-0.7	
0 - 10 S	-0.3	-0.1	-0.4	-0.4	-0.8	-0.7	
10 - 20 S	-1.2	-1.2	-0.7	-0.4	-0.9	-0.5	
20 - 30 S	-1.1	-1	-0.5	-0.3	-0.5	-0.4	
30 - 40 S	-1.6	-1.7	-0.7	-0.6	0.2	0.5	
40 - 50 S	0	-0.8	0.2	0.2	1	1.6	
50 - 60 S	2.7	0.1	0.7	1.3	2.1	2.2	
60 - 70 S	1.5	0.5	0.2	1.1	2.8	2.5	
90 - 0 N	-1.2	-0.9	-1.4	-1.3	-1.2	-1.1	
0 - 70 S	-0.3	-0.7	-0.3	0	0.2	0.4	
90N - 70S	-0.7	-0.8	-0.8	-0.6	-0.5	-0.3	
	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	0.9	1.5	1.9	2.1	-0.5	-1.8	0.3
80 - 70 N	0	-0.3	-0.9	-0.5	-0.8	-2.8	-0.6
70 - 60 N	0.6	0.4	-0.4	-1.4	-1.5	-2.5	-0.8
60 - 50 N	0.9	0.4	1	-0.3	-0.7	-0.5	0
50 - 40 N	1.1	0.5	2.4	0.9	0.3	0.3	0.3
40 - 30 N	-4.5	-1.4	0.4	-1.1	-0.7	-0.3	-1.2
30 - 20 N	-5	-4.5	-2.4	-2.3	-1.2	-0.9	-2.8
20 - 10 N	-1.4	-1.7	-1.3	-1.4	-1.2	-0.9	-1.5
10 - 0 N	-0.5	-0.8	-1.2	-0.8	-0.9	-1.1	-0.9
0 - 10 S	-0.9	-0.9	-1.3	-0.9	-0.6	-0.5	-0.7
10 - 20 S	-0.7	-0.9	-1.8	-1.3	-1.6	-1.5	-1.1
20 - 30 S	0.1	-0.8	-1.5	-0.6	-0.9	-1.1	-0.7
30 - 40 S	0.7	-0.9	-1.5	-0.7	-1.6	-1.5	-0.8
40 - 50 S	1.1	-0.8	-0.9	-0.7	-1.9	-1.9	-0.2
50 - 60 S	2.7	1.5	0.7	2.4	3.7	4.8	2.1
60 - 70 S	0.9	0.7	-1.4	0.6	2.1	3.4	1.3
90 - 0 N	-1.5	-1.2	-0.4	-0.9	-0.8	-0.9	-1.1
0 - 70 S	0.3	-0.5	-1.1	-0.4	-0.5	-0.2	-0.2
90N - 70S	-0.6	-0.8	-0.8	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7

7.f. Tablázat.

A tengerszinti legnyomás havi és évi közepertekeinek  
különbségei, hPa

Jelen tanulmány - SPIRINA, 1978

	J	F	M	A	M	J	
90 - 80 N	5.5	3.7	2.2	2.3	1	2.3	
80 - 70 N	1	0.7	-0.3	0.2	0.1	-0.6	
70 - 60 N	-1.6	-1.4	-1.4	-0.5	0	0.1	
60 - 50 N	-0.8	-0.7	0.6	0.2	0.4	0.8	
50 - 40 N	-1.6	-1	-0.6	0.2	0.9	1.5	
40 - 30 N	-1.8	-1	-1	-0.7	-0.3	-0.1	
30 - 20 N	-0.8	-1.2	-2.2	-2.6	-3.6	-4.4	
20 - 10 N	-0.5	-0.8	-1.1	-1.5	-1.9	-1.5	
10 - 0 N	-0.9	-0.9	-0.9	-0.8	-0.9	-0.3	
90 - 0 N	-0.9	-0.8	-0.9	-0.9	-0.9	-0.7	

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	4	4	3.9	4.1	3.9	3.8	3.4
80 - 70 N	0.1	0.2	-0.2	-0.5	-0.4	-1.8	-0.2
70 - 60 N	0.8	0.3	-1	-1.6	-2.3	-2.9	-1
60 - 50 N	1.1	0.5	-0.2	-0.1	-1	-0.7	0
50 - 40 N	1.3	0.7	0.9	1.1	0.1	-0.2	0.3
40 - 30 N	-1.3	-1.1	-1	-0.8	-0.7	-0.6	-0.9
30 - 20 N	-4.7	-4.1	-3.1	-1.9	-1	-0.7	-2.6
20 - 10 N	-1	-1.1	-1.2	-0.9	-0.7	-0.3	-1
10 - 0 N	-0.1	-0.4	-0.7	-0.6	-0.6	-0.5	-0.6
90 - 0 N	-0.7	-0.8	-0.9	-0.6	-0.7	-0.7	-0.8

7.9. Tablázat  
A tengerszinti legnyomás havi és évi közepertekeinek  
különbségei, hPa

Jelen tanulmány - KAUFELD, 1972

	J	F	M	A	M	J	
90 - 70 N	-1.4	-1.7	-5.1	-3.5	-3.3	-0.8	
70 - 50 N	0.5	0.3	0	0.8	0.6	1.1	
50 - 20 N	-1.6	-1.7	-1.3	-2.4	-2.3	-2.2	
20 - 0 N	1.8	1.4	0.7	0.3	-0.4	-0.5	
0 - 20 S	-0.6	-0.5	-0.3	0.8	1.4	2.4	
20 - 50 S	-4.9	-4.4	-4.2	-4.2	-3.8	-4.1	
50 - 70 S	6.1	6.6	8.7	5.2	4.1	4.2	
90 - 0 N	-0.2	-0.4	-1.4	-1.2	-1.5	-0.6	
0 - 70 S	0.2	0.4	1.1	0.5	0.4	0.6	
90N - 70S	0	0	-0.2	-0.2	-0.3	0	
	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 70 N	0.1	-2.2	-1.9	-1	-3.1	-3	-2.2
70 - 50 N	0.9	1.6	1.5	0.8	-0.7	0.2	0.6
50 - 20 N	-2.5	-2.9	-2.8	-2.6	-2.7	-1.6	-2.2
20 - 0 N	-0.2	-0.2	-0.4	-0.1	1	1.5	0.4
0 - 20 S	2.8	3	2.1	1	0.5	-0.4	1
20 - 50 S	-4.3	-4.8	-5	-4.9	-5.6	-5.8	-4.7
50 - 70 S	6.8	5.4	7.6	7.4	7.2	6.8	6.3
90 - 0 N	-0.4	-0.9	-0.9	-0.7	-1.4	-0.7	-0.9
0 - 70 S	1.3	0.9	1.2	0.9	0.5	0.2	0.7
90N - 70S	0.2	0	0.1	0.1	-0.2	-0.1	-0.1



## 8. táblázat

## Tengerszinti légnyomás vizsgálatok mintavételi paramétere

szerző	mintavételi szempontok	vizsgált időszak	vizsgált terület
GORCZYNSKI (1917)	887 állomás	1851 - 1900	északi és déli félgömb
von HANN - SÜRING (1939)	FERREL, TEISSERENC DE BORT BASCHIN és SPITALER adatai, s MEINARDUS becslései alapján		északi és déli félgömb
CLAUSS (1953)	650 állomás	1900 - 1939	északi félgömb
VOWINCKEL (1955a)	napi szinoptikus térképek	1949 - 1953	déli félgömb
STEHNOVSKIJ (1962)	állomások havi középértékei - Dél-Amerika, Ausztrália és Uj-Zéland állomásai	1881 - 1940	északi és déli félgömb
PFLUGBEIL (1967)	normál és tényleges havi globális tengerszinti légnyomás térképek	1957 - 1960	északi és déli félgömb

szerző	mintavételi szempontok	vizsgált időszak	vizsgált terület
SPIRINA (1970)		1881 - 1935	északi félgömb
KAUFELD (1972)	1462 rácspont, napi középértékek	1957. 07. 01. - 1958. 12. 31.	északi és déli félgömb
	havi szélesség menti középértékek	1957 - 1962	északi és déli félgömb
RÁKÓCZI (1974)		1881 - 1935	északi félgömb
RÁKÓCZI (1980)	1212 állomás (az északi félgömről)	1900 - 1939 (az északi fél- gömről)	északi és déli félgömb
TRENBERTH (1981)	1451 rácspont évszakos tengerszinti légnomás: $0^{\circ} - (20^{\circ} \text{ N}) - 90^{\circ} \text{ N}$	1957 - 1978	északi és déli félgömb (643, illetve 808 rácspont)
	havi tengerszinti légnomás: $0^{\circ} - (10^{\circ} \text{ S}) - 90^{\circ} \text{ S}$	1972. 05. - 1978. 01.	
jelen tanulmány	247 állomás, havi középértékek	1951 - 1980	északi és déli félgömb

9. táblázat  
A tengerszinti légnyomás havi és évi szorásai, hPa

Jelen tanulmány

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	5.3	5.15	5	3.15	3.2	2.8
80 - 70 N	6.9	6.96	6.31	4.46	3.61	3.11
70 - 60 N	6.81	6.46	5.87	3.73	3.38	2.63
60 - 50 N	5.72	5.97	4.84	3.64	2.94	2.37
50 - 40 N	4.5	4.93	3.91	2.81	2.24	1.99
40 - 30 N	2.77	2.9	2.33	1.87	1.68	1.39
30 - 20 N	1.78	1.72	1.54	1.31	1.22	1.21
20 - 10 N	1.21	1.23	1.02	0.98	0.93	0.88
10 - 0 N	0.94	1.09	0.9	0.85	0.84	0.8
0 - 10 S	1.08	1.05	0.88	0.79	0.85	0.91
10 - 20 S	1.32	1.32	1.24	1.05	1.15	1.18
20 - 30 S	1.72	1.71	1.46	1.51	1.78	2.39
30 - 40 S	2.06	1.99	1.65	2.16	2.4	2.54
40 - 50 S	3.24	2.9	2.96	3.26	3.53	3.94
50 - 60 S	3.84	3.83	3.57	4.19	4.24	3.79
60 - 70 S	4.24	3.6	3.9	3.78	4.62	4.88
90 - 0 N	3.06	3.15	2.66	2.02	1.77	1.54
0 - 70 S	2.2	2.09	1.95	2.09	2.3	2.47
90N - 70S	2.63	2.62	2.31	2.06	2.04	2.01

	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 80 N	2.95	3.25	2.35	2.75	3.45	3.8	3.6
80 - 70 N	3.08	3.45	3.96	4.64	5.59	5.71	4.82
70 - 60 N	2.88	3.06	3.73	4.55	5.59	6.28	4.58
60 - 50 N	2.68	2.73	3.32	4.02	5.26	5.56	4.09
50 - 40 N	1.7	1.76	1.91	2.99	3.65	4.25	3.05
40 - 30 N	1.23	1.41	1.3	1.64	1.87	2.53	1.91
30 - 20 N	1.32	1.33	1.23	1.37	1.31	1.44	1.4
20 - 10 N	0.97	0.88	0.9	0.97	1.07	1.15	1.02
10 - 0 N	0.84	0.84	0.8	0.86	0.88	0.96	0.88
0 - 10 S	1.07	0.97	1.02	0.94	0.95	0.98	0.96
10 - 20 S	1.11	1.08	1.19	1.18	1.12	1.21	1.18
20 - 30 S	1.81	1.91	1.69	1.62	1.62	1.71	1.74
30 - 40 S	2.91	2.59	2.24	2.09	1.98	2.09	2.23
40 - 50 S	4.4	3.97	3.6	3.61	3.77	3.59	3.56
50 - 60 S	4.84	4.39	4.41	4.33	3.87	4.1	4.12
60 - 70 S	4.84	6.1	5.06	3.94	4.7	4.7	4.53
90 - 0 N	1.57	1.63	1.73	2.12	2.5	2.81	2.21
0 - 70 S	2.61	2.55	2.36	2.22	2.22	2.28	2.28
90N - 70S	2.09	2.09	2.05	2.17	2.36	2.55	2.25

## 10. táblázat

## A felszíni légnyomás értékei, hPa

	északi félgömb	déli félgömb	Föld
GORCZYNSKI (1917) <sup>x</sup>	981,0	984,9	983,0
von HANN (1926) <sup>†</sup>			986,6
FOWLE (1934) <sup>+</sup>			986,6
HUMPHREYS (1940) <sup>+</sup>			986,6
von HANN és SÜRING (1943) <sup>+</sup>			982,4
von HANN és SÜRING (1943) <sup>+</sup>			986,6
CLAUSS (1953) <sup>x</sup>	981,2		
VOWINCKEL (1955a) <sup>x</sup>		984,8	
STEHNOVSKIJ (1962) <sup>x</sup>	981,1	984,8	983,0
VERNIANI (1966)			984,0
PFLUGBEIL (1967)	974,0	980,2	977,1
PFLUGBEIL (1967) <sup>x</sup>	981,4	984,4	982,9
SPIRINA (1970) <sup>x</sup>	980,9		
SIDORENKOV és STEHNOVSKIJ (1971)			987,2
KAUFELD (1972) <sup>xx</sup>	981,3	982,6	981,9
JENNE et al. (1974)		986,8	
RÁKÓCZI (1974)	979,9		
RÁKÓCZI (1980)	998,7	998,9	998,8
TRENBERTH (1981)	982,8	986,5	984,7
jelen tanulmány <sup>⊠</sup>	980,3	984,1	982,2
jelen tanulmány <sup>⊠⊠</sup>	980,6	988,1	984,4
jelen tanulmány <sup>⊠⊠⊠</sup>	979,3	982,6	980,9

## JELMAGYARÁZAT:

- x : saját számítások szerző adat bázisa alapján  
xx : saját becslések szerző 3. táblázata alapján  
+ : szerzők 740 Hgmm felszíni légnyomást tételeztek föl  
⊠ : 5° szélesség, 5° hosszúság szerinti rácshálózat celláinak közepes felszíni magasság adatai alapján (TRENBERTH, K.E., személyes közlés, 1987)  
⊠⊠ : 4,5° szélesség, 15° hosszúság szerinti GAUSS-féle romboidális rácshálózat celláinak közepes felszíni magasság adatai alapján, melyeket az USA Haditengerészeténél határoztak meg (TRENBERTH, K.E., személyes közlés, 1987)  
⊠⊠⊠ : 10° szélesség szerinti földövek közepes felszíni magasság adatai alapján (PÉCZELY, 1979)

11.a. táblázat  
A felszíni legnyomás havi és évi közepértékei, hPa

Jelen tanulmány

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	1008.1	1008.1	1009.7	1010.8	1009.7	1006.7
80 - 70 N	981.4	982.9	983.9	985	986.2	982.8
70 - 60 N	974.3	975.5	976.2	977.2	978.6	976.8
60 - 50 N	980.3	980.7	981.8	981.6	981.7	981.3
50 - 40 N	969	968.8	968.6	969.1	969.3	969.4
40 - 30 N	953.1	952.7	952	951.8	951.5	950.9
30 - 20 N	982.7	981.4	979.7	977.9	976	974.3
20 - 10 N	997.8	997.1	996.2	994.9	994.2	994
10 - 0 N	996.6	996.3	996.2	996.1	996.4	997.2
0 - 10 S	995.2	995	995.1	995.3	995.9	997
10 - 20 S	991.1	991.1	991.9	993.3	994.6	995.9
20 - 30 S	996.2	996.4	997.6	999.2	1000.2	1001.7
30 - 40 S	1006.9	1007.8	1009.1	1010.1	1010	1010.8
40 - 50 S	1006.2	1007.8	1009	1008.3	1007.4	1007.6
50 - 60 S	997	998.3	998.8	998.3	998	998.5
60 - 70 S	958.1	956.8	955.4	955.4	957.4	958.1
70 - 80 S	825	819.4	813	810.5	809	808.7
80 - 90 S	731.5	721.1	706.3	701.8	700.7	700.1
90 - 0 N	981.2	980.9	980.6	980.3	980	979.4
0 - 90 S	983.5	983.4	983.5	983.9	984.3	985.1
90N - 90S	982.3	982.2	982.1	982.1	982.1	982.3

	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 80 N	1005.4	1005.3	1005.5	1006.5	1007.7	1007.1	1007.5
80 - 70 N	982.1	982.1	980.9	979.3	980.2	979.4	982.2
70 - 60 N	976.6	976.4	975.1	973.4	972.9	972.4	975.5
60 - 50 N	981.3	981.3	981.4	980.7	979.9	979.5	980.9
50 - 40 N	970	970.2	971.5	971.9	971.2	970.1	969.9
40 - 30 N	950.9	951.1	952.3	953.6	954.4	954.3	952.4
30 - 20 N	973.9	974.1	976.1	979	981.5	982.8	978.3
20 - 10 N	994.1	993.9	994.3	995.4	996.5	997.6	995.5
10 - 0 N	997.5	997.2	996.8	996.8	996.5	996.5	996.7
0 - 10 S	997.3	997.3	996.9	996.3	995.6	995.2	996
10 - 20 S	996.3	996.2	995.4	994.4	992.9	991.7	993.7
20 - 30 S	1002.3	1002.1	1001.5	1000.3	998.6	996.9	999.4
30 - 40 S	1011.3	1011.4	1010.8	1010	1008.2	1007	1009.4
40 - 50 S	1007.9	1007.8	1007.7	1007	1004.8	1004.3	1007.2
50 - 60 S	1000.2	999.5	998.7	998.1	996.7	997.6	998.3
60 - 70 S	956.4	954.8	952.8	952.4	954.5	958.4	955.9
70 - 80 S	804.7	803.5	807.8	808.9	818.3	824.9	812.8
80 - 90 S	696.2	695.6	698.6	705.7	720	729.9	709
90 - 0 N	979.4	979.4	979.9	980.5	981	981.2	980.3
0 - 90 S	985.3	984.9	984.6	984	983.4	983.5	984.1
90N - 90S	982.3	982.2	982.2	982.2	982.2	982.3	982.2

11.b. tablázat  
A felszíni légnyomás havi és évi közepertekei, hPa

Jelen tanulmány

	J	F	M	A	M	J
90.0 - 85.5 N	1016	1018	1022	1021	1022	1018
85.5 - 81.0 N	998.9	999.3	1003.1	1004.4	1003.1	998.4
81.0 - 76.5 N	975.5	976.1	976.9	979.1	981.1	978.4
76.5 - 72.0 N	981.8	983.5	985	985.8	986	982.4
72.0 - 67.5 N	971.8	973.3	974.2	975.1	977.2	974.4
67.5 - 63.0 N	966.6	968	968.4	969.3	971.5	969.9
63.0 - 58.5 N	980.5	981.8	982.6	982.9	984	982.3
58.5 - 54.0 N	983.2	983.6	984.2	984.1	983.9	983.6
54.0 - 49.5 N	974.5	974.8	974.9	975.1	974.9	974.7
49.5 - 45.0 N	974.7	974.4	974.4	974.4	974.4	974.2
45.0 - 40.5 N	963.2	962.8	962.3	962.4	962.9	963.4
40.5 - 36.0 N	947.3	947.2	947.2	947.9	948.4	948.5
36.0 - 31.5 N	942.6	941.3	941.2	941	940.5	939.6
31.5 - 27.0 N	967.5	966.7	965.9	965.3	964	962.8
27.0 - 22.5 N	991.4	990.1	988.1	986	983.5	981.3
22.5 - 18.0 N	995.6	994.9	993.6	992.4	991.2	990.2
18.0 - 13.5 N	998.7	997.8	996.9	995.8	995.2	995.1
13.5 - 9.0 N	998.5	997.8	996.6	995.4	994.7	994.7
9.0 - 4.5 N	994.9	994.6	994.5	994.2	994.5	994.2
4.5 - 0.0 N	997	996.7	996.8	996.8	997.4	998.2
0.0 - 4.5 S	997.7	997.5	997.7	997.9	998.5	999.5
4.5 - 9.0 S	996.4	996.1	996.1	996.2	996.8	998.2
9.0 - 13.5 S	993.3	993.1	993.4	994.1	995.3	996.6
13.5 - 18.0 S	986.8	987	988.1	989.4	990.8	992.2
18.0 - 22.5 S	989.3	989.2	990.3	992.5	994	995.6
22.5 - 27.0 S	991.5	991.9	993.8	996.2	998	999.6
27.0 - 31.5 S	1001.2	1001.4	1001.9	1002.7	1002.8	1004
31.5 - 36.0 S	1005.4	1006.2	1007.8	1009.6	1010.3	1011.4
36.0 - 40.5 S	1012.3	1013.4	1014.3	1013.8	1012.3	1012.4
40.5 - 45.0 S	1008.1	1010	1010.8	1011	1010.1	1011.1
45.0 - 49.5 S	1002.3	1005.2	1006.9	1005.5	1004.5	1004.3
49.5 - 54.0 S	1000.6	1002.2	1002.9	1002.8	1002.2	1002.2
54.0 - 58.5 S	996.8	998.1	999	998.3	998.4	999.4
58.5 - 63.0 S	991.3	991.8	991.7	991.2	991.6	992.1
63.0 - 67.5 S	988.7	987.2	986.6	986.7	989.2	990.3
67.5 - 72.0 S	927.6	925.8	922.6	922.1	923.8	924.3
72.0 - 76.5 S	837.3	831.8	826.4	827.1	822.4	822.3
76.5 - 81.0 S	789.2	781.2	769.4	765.9	763.2	761.5
81.0 - 85.5 S	773	763.7	750.8	746.8	745.8	745.3
85.5 - 90.0 S	716.8	704.2	688	683.7	684.7	685.8
90.0 - 0.0 N	981.4	981.2	980.9	980.6	980.4	979.7
0.0 - 90.0 S	987.2	987.3	987.4	987.9	988.2	989.1
90.0N - 90.0S	984.3	984.2	984.2	984.2	984.3	984.4

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90.0 - 85.5 N	1014	1013	1014	1015	1020	1020	1018
85.5 - 81.0 N	995.6	996.5	996.9	997	998.8	997.2	999.1
81.0 - 76.5 N	978.2	978.2	976	975	975.5	973.4	977
76.5 - 72.0 N	981.7	981.4	980.8	979.3	980.8	980.2	982.5
72.0 - 67.5 N	973.6	973.7	972.4	970.3	969.8	969.8	973
67.5 - 63.0 N	970.1	969.6	967.8	965.8	964.9	964.6	968.1
63.0 - 58.5 N	981.7	982	981.3	980.3	979.4	978.6	981.4
58.5 - 54.0 N	983.5	983.7	983.6	982.9	982.5	982.3	983.4
54.0 - 49.5 N	975	975.1	976	976.1	975.1	974.6	975.1
49.5 - 45.0 N	974.3	974.8	977.3	977.2	976.6	975.5	975.2
45.0 - 40.5 N	964.2	964.3	965.7	966.2	965.2	964.4	964
40.5 - 36.0 N	948.8	948.9	949.8	950.2	950	948.9	948.6
36.0 - 31.5 N	940	940.2	941.4	943	943.9	943.6	940.8
31.5 - 27.0 N	962	962	963.8	965.7	967.5	968.2	965.1
27.0 - 22.5 N	980.6	981.5	983.7	987	990	991.6	986.2
22.5 - 18.0 N	989.9	989.7	990.7	992.5	994.4	995.6	992.6
18.0 - 13.5 N	995.3	995	995	995.9	997.1	998.4	996.4
13.5 - 9.0 N	994.9	994.9	995.3	996.2	997.1	998.2	996.2
9.0 - 4.5 N	995.7	995.5	995.3	995	994.7	994.7	994.9
4.5 - 0.0 N	998.5	998.3	998.2	997.7	997.2	997.2	997.5
0.0 - 4.5 S	999.7	999.7	999.3	998.6	998	997.7	998.5
4.5 - 9.0 S	998.7	998.7	998.3	997.5	996.7	996.5	997.1
9.0 - 13.5 S	997	997.2	996.9	996.1	995	994	995.2
13.5 - 18.0 S	992.6	992	991	989.7	988.1	987.1	989.6
18.0 - 22.5 S	996.2	996.3	996	995.1	992.8	990.7	993.2
22.5 - 27.0 S	1000.3	999.3	997.8	995.8	994.1	992.4	995.9
27.0 - 31.5 S	1004.5	1004.9	1005	1004.3	1002.9	1001.7	1003.2
31.5 - 36.0 S	1011.7	1011.3	1010.8	1009.1	1007.3	1005.8	1008.8
36.0 - 40.5 S	1013.3	1014.3	1014.3	1014.2	1012.8	1011.9	1013.2
40.5 - 45.0 S	1010.3	1010.2	1010.7	1009.4	1007.5	1007.1	1009.7
45.0 - 49.5 S	1005.3	1005.4	1004.7	1004.4	1002	1001.2	1004.3
49.5 - 54.0 S	1003.6	1003.2	1003.6	1002.6	1000.9	1001.1	1002.3
54.0 - 58.5 S	1001.4	1000.7	999.1	998	996.4	996.8	998.5
58.5 - 63.0 S	994	992.8	991.3	991.2	990.2	992.6	991.9
63.0 - 67.5 S	988	986.6	984.7	983	985.5	988.8	987.1
67.5 - 72.0 S	921.3	919.1	916.8	918.5	922.5	927.7	922.8
72.0 - 76.5 S	818.3	817.2	818.1	825.1	832.4	837.6	826
76.5 - 81.0 S	757.1	756.1	761.1	765.8	778.7	787.1	770
81.0 - 85.5 S	742.1	741.5	744.1	750.3	762.7	771.8	753.5
85.5 - 90.0 S	682.6	682.3	681.9	691.5	705.7	717	694.1
90.0 - 0.0 N	979.7	979.8	980.4	980.9	981.3	981.4	980.6
0.0 - 90.0 S	989.3	989.1	988.6	988.1	987.4	987.4	988.1
90.0N - 90.0S	984.5	984.4	984.5	984.5	984.4	984.4	984.4

12.a. tablázat  
A felszíni legnyomás havi és évi közepértékei, hPa

GORCZYNSKI, 1917

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	1003.9	1004.2	1005.8	1008.7	1009.3	1005.5
80 - 70 N	980.2	980.8	982.2	984.7	986	983.4
70 - 60 N	976	976.8	977.4	978	978.2	976.5
60 - 50 N	981.3	981.7	981.7	981.7	981.2	980
50 - 40 N	970.1	969.9	968.7	968.6	968.5	967.9
40 - 30 N	954.1	953.6	952.2	952.3	951.7	951.5
30 - 20 N	982.8	982.2	981.2	980.6	979.4	978.7
20 - 10 N	998	997.3	996.9	996.7	996	995.5
10 - 0 N	997.3	996.9	997.2	997.1	997.1	997.5
0 - 10 S	994.9	995.4	996	996.5	997.4	998
10 - 20 S	992.1	993	993.5	995	996	997.7
20 - 30 S	997.3	997.9	999.1	999.5	1000	1002.8
30 - 40 S	1008.9	1009.5	1010.4	1008.8	1008.7	1010.2
40 - 50 S	1007.1	1007.4	1007.9	1006.2	1007	1006.4
50 - 60 S	995.8	996.1	997.3	997.6	998.4	998.5
60 - 70 S	959.9	959.3	959.5	959.7	960	962.2
70 - 80 S	825	819.4	813	810.5	809	808.7
80 - 90 S	731.5	721.1	706.3	701.8	700.7	700.1
90 - 0 N	981.8	981.5	981.1	981.2	980.8	980.2
0 - 90 S	984.2	984.2	984.4	984.2	984.7	985.8
90N - 90S	983	982.8	982.8	982.7	982.8	983

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	1003.3	1003.6	1003.4	1004.4	1005	1004.5	1005.1
80 - 70 N	982.2	982.5	981.1	981.2	981.3	980.3	982.2
70 - 60 N	975.4	976.5	975.5	976	975.5	975	976.4
60 - 50 N	979.4	980.7	981.3	981.4	981.6	980.7	981.1
50 - 40 N	968	969.1	971.1	970.6	971.4	970.4	969.5
40 - 30 N	951.6	952.2	953.7	953.6	954.6	954.4	953
30 - 20 N	978.3	978.4	979.4	980.1	981.8	983.3	980.5
20 - 10 N	995.2	994.7	995.3	995.8	996.9	998.7	996.4
10 - 0 N	997.9	997.4	997.5	997	997.2	997.7	997.3
0 - 10 S	999	998.7	998.2	997.3	996.5	995.9	997
10 - 20 S	998	998	997.3	996.4	995.1	993.5	995.5
20 - 30 S	1002.6	1002.9	1002.4	1001.9	999.8	998	1000.4
30 - 40 S	1011.1	1010.6	1011	1011.2	1010.1	1007.7	1009.8
40 - 50 S	1007.4	1007.2	1007.7	1006.6	1006.8	1005.2	1006.9
50 - 60 S	998.4	998.2	996.8	995.9	994.5	995.1	996.9
60 - 70 S	965.4	960.7	958.4	958.6	957.8	960.7	960.2
70 - 80 S	804.7	803.5	807.8	808.9	818.3	824.9	812.8
80 - 90 S	696.2	695.6	698.6	705.7	720	729.9	709
90 - 0 N	979.9	980.2	980.9	981	981.7	982	981
0 - 90 S	986.3	985.7	985.5	985.1	984.7	984.2	984.9
90N - 90S	983.1	983	983.2	983	983.2	983.1	983



12.b. tablázat  
A felszíni legnyomás havi és évi közepértékei, hPa

CLAUSS, 1953

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	1005.5	1007.3	1010.7	1010.7	1011.3	1007.4
80 - 70 N	980.5	982.5	984.3	985.3	985.9	983.8
70 - 60 N	974.5	976.3	977.3	978	978.2	977
60 - 50 N	980.9	981	981.6	981.5	981.2	980.4
50 - 40 N	970.1	968.7	969.2	969	968.5	967.8
40 - 30 N	954.5	952.9	952.9	952.5	951.9	951
30 - 20 N	984	982.8	982.1	980.9	979.9	978.6
20 - 10 N	999.2	998.5	997.9	996.8	996.3	995.8
10 - 0 N	997.9	997.5	997.6	996.9	997.2	997.9
90 - 0 N	982.2	981.7	981.8	981.3	981	980.3

	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 80 N	1004.4	1003.8	1004	1004.4	1008.1	1008.8	1007.2
80 - 70 N	982	982.2	981.1	979.7	980.8	981.9	982.5
70 - 60 N	975.9	975.9	976.1	974.5	974.1	974.4	976
60 - 50 N	980.2	980.7	981.8	980.8	980.4	979.8	980.9
50 - 40 N	968.6	969.3	970.8	970.8	970.6	969.4	969.4
40 - 30 N	952	952	953.1	954.3	954.8	954.2	953
30 - 20 N	978.5	978.3	979.3	981.1	982.6	983.6	981
20 - 10 N	995.4	995.6	995.8	996.7	997.6	998.5	997
10 - 0 N	997.9	997.9	997.7	997.6	997.4	997.6	997.6
90 - 0 N	980.2	980.4	981	981.3	981.7	981.8	981.2

12.c. tablazat  
A felszíni légnyomás havi és évi középértékei, hPa

VÖWINCKEL, 1955a

	J	F	M	A	M	J	
0 - 10 S	995.4	995.5	995.4	995.7	996.6	997.4	
10 - 20 S	992.7	992.8	993	994	995.5	996.8	
20 - 30 S	997.4	997.5	998.4	999.4	1000.4	1002.1	
30 - 40 S	1008.2	1009.4	1010	1009.7	1009.4	1010	
40 - 50 S	1006.5	1008.9	1009.3	1008.6	1007.7	1007	
50 - 60 S	995.7	997.5	996.7	995.4	995.3	995.5	
60 - 70 S	959.2	956.6	955.3	954.8	954.8	956.3	
70 - 80 S	825	819.4	813	810.5	809	808.7	
80 - 90 S	731.5	721.1	706.3	701.8	700.7	700.1	
0 - 90 S	984.6	984.5	984.3	984.3	984.6	985.1	
	J	A	Sz	O	N	D	Év
0 - 10 S	997.6	998.1	997.9	997	996.3	995.4	996.5
10 - 20 S	997.2	997.3	997	995.8	994.5	993.6	995
20 - 30 S	1002.9	1002.3	1001.9	1001.3	999.2	998.1	1000.1
30 - 40 S	1011.8	1011.1	1011.1	1010.9	1008.9	1008.4	1009.9
40 - 50 S	1008.8	1009.1	1009.2	1008.6	1006.4	1006.2	1008
50 - 60 S	996.7	997.2	996.4	994.7	992.6	993.5	995.6
60 - 70 S	955.7	954.5	952.5	951.7	954.8	958.5	955.4
70 - 80 S	804.7	803.5	807.8	808.9	818.3	824.9	812.8
80 - 90 S	696.2	695.6	698.6	705.7	720	729.9	709
0 - 90 S	985.6	985.5	985.3	984.7	984.3	984.5	984.8

12.d. tablázat  
A felszíni legnyomás havi és évi közepertekei, hPa

STEHNOVSKIJ, 1962

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	1002.4	1004.7	1007.3	1008.5	1008.5	1004.3
80 - 70 N	980.3	982.1	984.2	984.8	986.1	983.6
70 - 60 N	976.1	976.7	977.7	977.8	978.7	976.8
60 - 50 N	981.1	981.1	981.3	981.4	981.4	980.4
50 - 40 N	970.3	969.7	969	968.7	968.8	968
40 - 30 N	954.8	953.5	953	952.5	951.9	951.3
30 - 20 N	983.7	982.7	982	980.7	979.8	979
20 - 10 N	998.3	998	997.2	996.5	996.3	995.6
10 - 0 N	997.2	997.3	997	997	997.2	997.5
0 - 10 S	995.6	995.7	995.6	995.9	996.7	997.5
10 - 20 S	992.8	992.8	993.1	994.1	995.4	996.7
20 - 30 S	997.2	997.5	998.5	999.4	1000.6	1002.1
30 - 40 S	1008.6	1009.3	1010.1	1010.1	1009.7	1010.1
40 - 50 S	1007.7	1009.1	1009.7	1008.7	1007.9	1007.3
50 - 60 S	997.9	998.8	999.1	998.2	998	997.5
60 - 70 S	960	958.7	957.2	956.4	956.8	956.7
70 - 80 S	825	819.4	813	810.5	809	808.7
80 - 90 S	731.5	721.1	706.3	701.8	700.7	700.1
90 - 0 N	982	981.7	981.5	981.2	981.1	980.3
0 - 90 S	984.6	984.5	984.3	984.3	984.6	985.1
90N - 90S	983.3	983.1	982.9	982.7	982.8	982.7

	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 80 N	1001.4	1000.9	1001.8	1002.8	1003.9	1003.5	1004.2
80 - 70 N	982.2	981.9	981.2	980.1	980.6	981.2	982.4
70 - 60 N	976	976.2	976.3	974.9	975.1	975.6	976.5
60 - 50 N	980.4	980.9	981.9	980.8	980.9	980.3	981
50 - 40 N	968.8	969.7	971.2	970.9	971.1	969.9	969.7
40 - 30 N	952.3	952.5	953.4	954.5	955	954.6	953.3
30 - 20 N	978.8	978.5	979.3	981	982.5	983.5	981
20 - 10 N	995	995	995.5	996.2	997.1	997.7	996.5
10 - 0 N	997.2	997.4	997.4	997.1	997.1	996.8	997.2
0 - 10 S	997.6	997.9	997.7	997.1	996.3	995.8	996.6
10 - 20 S	997.2	997.2	996.7	995.8	994.4	993.4	995
20 - 30 S	1002.8	1002.6	1001.8	1001.1	999	997.9	1000
30 - 40 S	1011.3	1011.3	1011.1	1010.8	1009.2	1008.4	1010
40 - 50 S	1008.6	1009.3	1008.8	1007.7	1006.4	1006.4	1008.1
50 - 60 S	998.1	998.7	998.1	996.8	995.8	996.7	997.8
60 - 70 S	959.4	956.2	955	955	957	960.1	957.4
70 - 80 S	804.7	803.5	807.8	808.9	818.3	824.9	812.8
80 - 90 S	696.2	695.6	698.6	705.7	720	729.9	709
90 - 0 N	980.2	980.3	980.9	981.1	981.7	981.7	981.1
0 - 90 S	985.6	985.5	985.3	984.7	984.3	984.5	984.8
90N - 90S	982.9	982.9	983.1	982.9	983	983.1	983

12.e. tablazat  
A felszíni legnyomás havi és évi közepértékei, hPa

PFLUGBEIL, 1967

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	1005.5	1007.4	1010.7	1010.7	1011.3	1007.4
80 - 70 N	980.6	982.7	984.5	985.5	986.2	984.1
70 - 60 N	974.9	976.6	977.6	978.1	978.3	977.2
60 - 50 N	981	981.2	981.8	981.7	981.4	980.6
50 - 40 N	970.4	969.1	969.5	969.3	968.9	968.2
40 - 30 N	954.7	953.4	953.2	952.8	952.2	951.4
30 - 20 N	984.1	982.9	982.2	981	980	978.7
20 - 10 N	999.2	998.5	997.9	996.8	996.3	995.8
10 - 0 N	998	997.5	997.6	996.9	997.2	997.9
0 - 10 S	995.5	995.1	995.5	995.7	996.7	997.7
10 - 20 S	992.3	992.3	992.6	993.7	995.4	996.4
20 - 30 S	997.3	997.4	998.1	999.5	1000.7	1002.1
30 - 40 S	1008.5	1009.5	1009.8	1010.7	1009.8	1010.3
40 - 50 S	1006.2	1008.6	1008.8	1008.1	1006.5	1006
50 - 60 S	994.3	998.2	998.1	997	995.9	996.3
60 - 70 S	956.6	956.3	955.2	954.3	954.7	955.6
70 - 80 S	825	819.4	813	810.5	809	808.7
80 - 90 S	731.5	721.1	706.3	701.8	700.7	700.1
90 - 0 N	982.3	981.9	982	981.5	981.2	980.5
0 - 90 S	983.7	984.1	983.8	983.9	984.1	984.7
90N - 90S	983	983	982.9	982.7	982.6	982.6

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	1004.5	1003.8	1003.7	1004.4	1008.2	1008.9	1007.2
80 - 70 N	982.1	982.4	981.8	979.8	981	982.1	982.7
70 - 60 N	976	976	975.5	974.7	974.4	974.8	976.2
60 - 50 N	980.4	980.9	980.4	981	980.6	980	980.9
50 - 40 N	968.9	969.7	969.2	971.1	970.9	969.8	969.6
40 - 30 N	955.1	952.4	951.9	954.7	955.1	954.6	953.4
30 - 20 N	978.7	978.5	978.4	981.2	982.7	983.7	981
20 - 10 N	995.5	995.6	995.6	996.7	997.7	998.5	997
10 - 0 N	998	998	998	997.6	997.4	997.6	997.6
0 - 10 S	998.2	998.2	998.2	997.1	996.2	995.7	996.6
10 - 20 S	997	997.1	997.2	995.7	994.4	993.2	994.8
20 - 30 S	1002.2	1002.9	1002.9	1000.9	999.4	998	1000.1
30 - 40 S	1010.6	1012.3	1012.3	1010.7	1009.8	1008.5	1010.2
40 - 50 S	1006.8	1008.6	1008.6	1007.7	1006.7	1006.2	1007.4
50 - 60 S	997.5	998	998	995.7	993	992.8	996.3
60 - 70 S	955.5	954.2	954.2	951.8	952.5	955.1	954.7
70 - 80 S	804.7	803.5	807.8	800.9	818.3	824.9	812.8
80 - 90 S	696.2	695.6	698.6	705.7	720	729.9	709
90 - 0 N	980.8	980.6	980.3	981.4	981.8	982	981.4
0 - 90 S	984.9	985.4	985.7	984.3	983.9	983.7	984.4
90N - 90S	982.9	983	983	982.9	982.9	982.9	982.9

12.f. tablazat  
A felszíni légnyomás havi és évi közepértékei, hPa

SPIRINA, 1970

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	1002.6	1004.4	1007.5	1008.5	1008.7	1004.3
80 - 70 N	980.3	982	984	984.7	985.8	983.1
70 - 60 N	975.5	976.5	977.3	977.5	978.5	976.6
60 - 50 N	981	981.2	981	981.2	981.1	980.3
50 - 40 N	970.2	969.3	968.8	968.6	968.1	967.7
40 - 30 N	954.6	953.2	952.6	952.1	951.4	950.6
30 - 20 N	983.5	982.5	981.7	980.3	979.4	978.4
20 - 10 N	998.3	997.9	997.2	996.4	996.1	995.5
10 - 0 N	997.5	997.2	997.1	996.9	997.3	997.5
90 - 0 N	982	981.6	981.3	980.9	980.8	980

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	1001.3	1001.3	1001.6	1002.4	1003.7	1003.3	1004.1
80 - 70 N	981.9	981.7	981	979.7	980.4	980.9	982.1
70 - 60 N	975.7	975.9	975.8	974.7	974.8	974.8	976.1
60 - 50 N	980	980.6	981.4	980.6	980.7	980	980.8
50 - 40 N	968.4	969.2	970.3	970.6	970.8	969.9	969.3
40 - 30 N	951.7	951.7	952.8	954.1	954.8	954.5	952.8
30 - 20 N	978.3	978	978.9	980.7	982.4	983.4	980.6
20 - 10 N	995.1	995	995.4	996.2	997.2	997.9	996.5
10 - 0 N	997.6	997.6	997.5	997.4	997.1	997	997.3
90 - 0 N	979.9	980	980.6	981	981.6	981.6	980.9

12.g. tablazat  
A felszíni légnyomás havi és évi közepértékei, hPa

KAUFELD, 1972

	J	F	M	A	M	J	
90 - 70 N	996	996.9	1001.6	1001.1	1001	995.4	
70 - 50 N	976.8	977.9	979.1	978.7	979.6	978.1	
50 - 20 N	969.8	969.3	968	968.6	967.8	967	
20 - 0 N	995.5	995.3	995.6	995.3	995.7	996.1	
0 - 20 S	993.8	993.6	993.8	993.5	993.9	994.2	
20 - 50 S	1007.8	1008.2	1009.3	1009.9	1009.6	1010.7	
50 - 70 S	971.6	971.1	968.6	971.9	973.9	974.3	
70 - 90 S	774.6	771.3	768.7	757.4	755.7	757	
90 - 0 N	981.4	981.4	981.4	981.4	981.4	980.6	
0 - 90 S	982.7	982.5	981.9	982.5	982.7	983.4	
90N - 90S	982	981.9	981.7	981.9	982	982	
	J	A	Sz	O	N	D	Év
90 - 70 N	993.5	995.8	995	993.7	996.8	996	996.9
70 - 50 N	978.1	977.4	976.8	976.4	977.1	975.8	977.7
50 - 20 N	967.2	967.9	969.2	970.7	971.7	970.7	969
20 - 0 N	996	995.8	996	996.2	995.6	995.6	995.7
0 - 20 S	994.1	993.9	994.1	994.3	993.8	993.9	993.9
20 - 50 S	1011.4	1011.8	1011.5	1010.5	1009.3	1008.4	1009.9
50 - 70 S	971.8	972.1	968.5	968.1	968.6	971.3	971
70 - 90 S	748.7	751.5	752.9	753.7	764.2	773.5	760.1
90 - 0 N	980.5	980.8	981.3	981.8	982.3	981.6	981.3
0 - 90 S	982.7	983.1	982.5	982.1	982.2	982.8	982.6
90N - 90S	981.6	981.9	981.9	982	982.2	982.2	981.9

## 13. táblázat

A légkör tömege,  $10^{21}$  g

	északi félgömb	déli félgömb	Föld
MASCART (1892)			6
EKHOLM (1902)			5,16
GORCZYNSKI (1917) <sup>x</sup>	2,554	2,564	5,117
von HANN (1926) <sup>+</sup>			5,2
HUMPHREYS (1929) <sup>+o</sup>			5,13
FOWLE (1934) <sup>+</sup>			5,2
SHAW (1936)			5,34
HUMPHREYS (1940) <sup>+o</sup>			5,13
von HANN és SÜRING (1943) <sup>+</sup>			5,13
BELINSKIJ (1948)			5,26
CLAUSS (1953) <sup>x</sup>	2,554		
HUTCHINSON (1954)			5,13
VOWINCKEL (1955 <sub>a</sub> ) <sup>x</sup>		2,562	
AUJESZKY (1957) <sup>++</sup>			5,275
FORSYTHE (1959)			5,3
SMITHSONIAN PHYSICAL TABLES (1959)			5,3
STEHNOVSKIJ (1962) <sup>x</sup>	2,554	2,564	5,117
TVERSKOJ (1962)			5,3
AMERICAN INSTITUTE OF PHYSICS HANDBOOK (1963)			5,14
ALLEN (1963)			5,3
SATELLITE ENVIRONMENT HANDBOOK (1965)			5,14
VERNIANI (1966)			5,136
PFLUGBEIL (1967) <sup>x</sup>	2,554	2,562	5,117
SPIRINA (1970) <sup>x</sup>	2,553		
SIDORENKOV és STEHNOVSKIJ (1971)	2,566	2,582	5,158
KAUFELD (1972) <sup>xx</sup>	2,554	2,558	5,112
JENNE et al. (1974)		2,566	
RÁKÓCZI (1980)	2,598	2,598	5,196
TRENBERTH (1981)	2,564	2,574	5,137
jelen tanulmány	2,552	2,562	5,114

## JELMAGYARÁZAT:

- x : saját számítások szerző adatbázisa alapján  
xx : saját becslések szerző 3. táblázata alapján  
+ : szerzők 740 Hgmm felszíni légnyomást tételeztek föl  
++ : szerző tengerszintre, 760 Hgmm légnyomást feltételezve, fiktív tömeget számolt  
o : szerző minimális értéket ad meg

14. tablázat  
A legkor tomegeloszlasa, E20 g

Jelen tanulmany

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	0.397	0.397	0.398	0.398	0.398	0.397
80 - 70 N	1.149	1.151	1.152	1.153	1.154	1.15
70 - 60 N	1.863	1.866	1.867	1.869	1.872	1.868
60 - 50 N	2.547	2.548	2.55	2.55	2.55	2.549
50 - 40 N	3.106	3.105	3.105	3.107	3.107	3.108
40 - 30 N	3.543	3.541	3.539	3.538	3.537	3.534
30 - 20 N	4.044	4.039	4.032	4.024	4.017	4.01
20 - 10 N	4.379	4.376	4.372	4.367	4.363	4.363
10 - 0 N	4.512	4.511	4.511	4.51	4.512	4.515
0 - 10 S	4.506	4.505	4.506	4.506	4.509	4.514
10 - 20 S	4.35	4.35	4.353	4.359	4.365	4.371
20 - 30 S	4.1	4.101	4.106	4.112	4.116	4.122
30 - 40 S	3.742	3.746	3.751	3.754	3.754	3.757
40 - 50 S	3.225	3.231	3.234	3.232	3.229	3.23
50 - 60 S	2.59	2.594	2.595	2.594	2.593	2.594
60 - 70 S	1.832	1.83	1.827	1.827	1.831	1.832
70 - 80 S	0.966	0.959	0.952	0.949	0.947	0.947
80 - 90 S	0.288	0.284	0.278	0.277	0.276	0.276
90 - 0 N	25.541	25.534	25.525	25.516	25.51	25.494
0 - 90 S	25.6	25.599	25.602	25.611	25.621	25.644
90N - 90S	51.141	51.133	51.127	51.126	51.131	51.137

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	0.396	0.396	0.396	0.397	0.397	0.397	0.397
80 - 70 N	1.15	1.15	1.148	1.146	1.147	1.146	1.15
70 - 60 N	1.868	1.867	1.865	1.862	1.861	1.86	1.866
60 - 50 N	2.549	2.549	2.55	2.548	2.546	2.545	2.548
50 - 40 N	3.109	3.11	3.114	3.116	3.113	3.11	3.109
40 - 30 N	3.534	3.535	3.54	3.544	3.547	3.547	3.54
30 - 20 N	4.008	4.009	4.017	4.029	4.04	4.045	4.026
20 - 10 N	4.363	4.362	4.364	4.368	4.373	4.378	4.369
10 - 0 N	4.516	4.515	4.513	4.513	4.512	4.512	4.513
0 - 10 S	4.515	4.515	4.514	4.511	4.508	4.506	4.51
10 - 20 S	4.373	4.372	4.369	4.364	4.357	4.352	4.361
20 - 30 S	4.125	4.124	4.121	4.117	4.11	4.103	4.113
30 - 40 S	3.759	3.759	3.757	3.754	3.747	3.743	3.752
40 - 50 S	3.231	3.231	3.23	3.228	3.221	3.219	3.229
50 - 60 S	2.598	2.597	2.595	2.593	2.589	2.592	2.594
60 - 70 S	1.829	1.826	1.822	1.822	1.826	1.833	1.828
70 - 80 S	0.942	0.941	0.946	0.947	0.958	0.966	0.951
80 - 90 S	0.274	0.274	0.275	0.278	0.284	0.288	0.279
90 - 0 N	25.494	25.494	25.507	25.523	25.536	25.539	25.518
0 - 90 S	25.647	25.639	25.629	25.613	25.599	25.601	25.617
90N - 90S	51.141	51.133	51.136	51.136	51.135	51.141	51.135



15. tablázat  
A legkor tomegeloszlasanak havi valtozasai, E20 g

Jelen tanulmany

	J-D	F-J	M-F	A-M	M-A	J-M	
90 - 80 N	0	0	.001	0	0	-.001	
80 - 70 N	.003	.002	.001	.001	.001	-.004	
70 - 60 N	.003	.003	.001	.002	.003	-.004	
60 - 50 N	.002	.001	.002	0	0	-.001	
50 - 40 N	-.004	-.001	0	.002	0	.001	
40 - 30 N	-.004	-.002	-.002	-.001	-.001	-.003	
30 - 20 N	-.001	-.005	-.007	-.008	-.007	-.007	
20 - 10 N	.001	-.003	-.004	-.005	-.004	0	
10 - 0 N	0	-.001	0	-.001	.002	.003	
0 - 10 S	0	-.001	.001	0	.003	.005	
10 - 20 S	-.002	0	.003	.006	.006	.006	
20 - 30 S	-.003	.001	.005	.006	.004	.006	
30 - 40 S	-.001	.004	.005	.003	0	.003	
40 - 50 S	.006	.006	.003	-.002	-.003	.001	
50 - 60 S	-.002	.004	.001	-.001	-.001	.001	
60 - 70 S	-.001	-.002	-.003	0	.004	.001	
70 - 80 S	0	-.007	-.007	-.003	-.002	0	
80 - 90 S	0	-.004	-.006	-.001	-.001	0	
90 - 0 N	0	-.001	-.002	-.002	-.001	-.001	
0 - 90 S	0	.001	.002	.002	.002	.004	
90N - 90S	0	0	0	0	0	.001	
	J-J	A-J	Sz-A	O-Sz	N-O	D-N	Ev
90 - 80 N	-.001	0	0	.001	0	0	0
80 - 70 N	0	0	-.002	-.002	.001	-.001	0
70 - 60 N	0	-.001	-.002	-.003	-.001	-.001	0
60 - 50 N	0	0	.001	-.002	-.002	-.001	0
50 - 40 N	.001	.001	.004	.002	-.003	-.003	0
40 - 30 N	0	.001	.005	.004	.003	0	0
30 - 20 N	-.002	.001	.008	.012	.011	.005	0
20 - 10 N	0	-.001	.002	.004	.005	.005	0
10 - 0 N	.001	-.001	-.002	0	-.001	0	0
0 - 10 S	.001	0	-.001	-.003	-.003	-.002	0
10 - 20 S	.002	-.001	-.003	-.005	-.007	-.005	0
20 - 30 S	.003	-.001	-.003	-.004	-.007	-.007	0
30 - 40 S	.002	0	-.002	-.003	-.007	-.004	0
40 - 50 S	.001	0	-.001	-.002	-.007	-.002	0
50 - 60 S	.004	-.001	-.002	-.002	-.004	.003	0
60 - 70 S	-.003	-.003	-.004	0	.004	.007	0
70 - 80 S	-.005	-.001	.005	.001	.011	.008	0
80 - 90 S	-.002	0	.001	.003	.006	.004	0
90 - 0 N	0	0	.002	.003	.002	.001	0
0 - 90 S	.001	-.001	-.002	-.003	-.004	-.002	0
90N - 90S	.001	0	0	0	-.001	0	0

16.a. Tablázat  
A legkor tomegenek havi es evi kulonbsegei, E20 g

Jelen tanulmany - GORCZYNSKI, 1917

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	.001	.001	.002	.001	0	.001
80 - 70 N	.002	.003	.002	0	0	-.001
70 - 60 N	-.004	-.002	-.002	-.002	.001	0
60 - 50 N	-.002	-.002	0	0	.001	.003
50 - 40 N	-.004	-.004	0	.002	.002	.005
40 - 30 N	-.003	-.004	0	-.002	0	-.002
30 - 20 N	-.001	-.003	-.006	-.012	-.014	-.018
20 - 10 N	-.001	-.001	-.003	-.007	-.008	-.006
10 - 0 N	-.003	-.003	-.004	-.005	-.003	-.001
0 - 10 S	.001	-.002	-.004	-.006	-.007	-.005
10 - 20 S	-.004	-.008	-.007	-.008	-.006	-.008
20 - 30 S	-.004	-.006	-.006	-.002	0	-.005
30 - 40 S	-.008	-.006	-.005	.004	.005	.002
40 - 50 S	-.003	.002	.003	.007	.001	.004
50 - 60 S	.003	.006	.004	.002	-.001	0
60 - 70 S	-.004	-.005	-.008	-.009	-.005	-.008
90 - 0 N	-.015	-.015	-.013	-.025	-.02	-.02
0 - 70 S	-.018	-.02	-.023	-.009	-.012	-.019
90N - 70S	-.033	-.035	-.036	-.034	-.032	-.038

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	.001	.001	.001	.001	.001	.001	.001
80 - 70 N	0	0	-.001	-.003	-.002	-.001	0
70 - 60 N	.002	-.001	-.001	-.005	-.005	-.005	-.001
60 - 50 N	.005	.001	.001	-.002	-.004	-.003	-.001
50 - 40 N	.006	.004	.001	.005	-.001	-.001	.001
40 - 30 N	-.003	-.004	-.005	0	-.001	0	-.002
30 - 20 N	-.018	-.018	-.014	-.005	-.001	-.002	-.009
20 - 10 N	-.005	-.004	-.004	-.002	-.002	-.005	-.004
10 - 0 N	-.002	-.001	-.003	-.001	-.003	-.005	-.002
0 - 10 S	-.008	-.007	-.005	-.005	-.004	-.003	-.004
10 - 20 S	-.007	-.008	-.008	-.009	-.01	-.008	-.008
20 - 30 S	-.001	-.003	-.005	-.007	-.005	-.004	-.004
30 - 40 S	.001	.003	-.001	-.004	-.007	-.003	-.001
40 - 50 S	.002	.002	0	.001	-.006	-.003	.001
50 - 60 S	.004	.004	.005	.006	.005	.007	.004
60 - 70 S	-.018	-.012	-.011	-.011	-.006	-.004	-.008
90 - 0 N	-.013	-.021	-.025	-.011	-.017	-.022	-.018
0 - 70 S	-.026	-.02	-.024	-.03	-.033	-.019	-.021
90N - 70S	-.04	-.041	-.049	-.041	-.05	-.04	-.039

16.b. Tablázat  
A legkor tomegenek havi es evi kulonbsegei, E28 g

Jelen tanulmany - CLAUSS, 1953

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	.001	0	0	0	-.001	0
80 - 70 N	.001	.001	0	0	0	-.002
70 - 60 N	-.001	-.001	-.002	-.001	.001	-.001
60 - 50 N	-.001	-.001	0	0	.001	.002
50 - 40 N	-.004	0	-.002	.001	.002	.005
40 - 30 N	-.005	-.001	-.003	-.002	-.001	-.001
30 - 20 N	-.006	-.006	-.01	-.013	-.016	-.018
20 - 10 N	-.006	-.006	-.008	-.008	-.009	-.007
10 - 0 N	-.006	-.005	-.006	-.004	-.003	-.003
90 - 0 N	-.026	-.019	-.031	-.028	-.025	-.023

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	0	0	0	.001	0	-.001	0
80 - 70 N	.001	0	0	-.001	-.001	-.003	0
70 - 60 N	.001	.001	-.002	-.002	-.002	-.004	-.001
60 - 50 N	.003	.001	-.001	0	-.001	0	0
50 - 40 N	.004	.003	.002	.004	.002	.002	.002
40 - 30 N	-.004	-.003	-.002	-.003	-.002	0	-.002
30 - 20 N	-.019	-.017	-.013	-.009	-.004	-.003	-.011
20 - 10 N	-.005	-.007	-.006	-.006	-.005	-.004	-.007
10 - 0 N	-.002	-.003	-.004	-.004	-.004	-.005	-.004
90 - 0 N	-.021	-.025	-.028	-.019	-.017	-.018	-.023

16.c. Tablázat  
A legkor tomegenek havi es evi kulonbsegei, E28 g  
Jelen tanulmany - VOWINCKEL, 1955a

	J	F	M	A	M	J
0 - 10 S	-.001	-.002	-.001	-.002	-.003	-.002
10 - 20 S	-.007	-.007	-.005	-.004	-.004	-.004
20 - 30 S	-.005	-.004	-.003	-.001	-.001	-.002
30 - 40 S	-.005	-.006	-.003	.001	.002	.003
40 - 50 S	-.001	-.003	-.001	-.001	-.001	.002
50 - 60 S	.003	.003	.006	.008	.007	.008
60 - 70 S	-.003	0	0	.001	.005	.003
0 - 70 S	-.017	-.021	-.008	.003	.005	.009

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
0 - 10 S	-.002	-.004	-.004	-.003	-.003	-.001	-.002
10 - 20 S	-.003	-.005	-.006	-.006	-.008	-.009	-.006
20 - 30 S	-.003	-.001	-.003	-.004	-.002	-.005	-.003
30 - 40 S	-.002	.001	-.001	-.003	-.003	-.005	-.002
40 - 50 S	-.003	-.004	-.005	-.005	-.005	-.006	-.002
50 - 60 S	.009	.006	.006	.009	.01	.011	.007
60 - 70 S	.001	0	0	.002	0	0	.001
0 - 70 S	-.002	-.005	-.013	-.012	-.01	-.015	-.007

16.d. Tablázat

A legkor tomegenek havi es evi kulonbsegei, E20 g

Jelen tanulmany - STEHNOVSKIJ, 1962

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	.002	.001	.001	.001	.001	.001
80 - 70 N	.001	.001	0	0	0	-.001
70 - 60 N	-.004	-.002	-.003	-.001	0	0
60 - 50 N	-.002	-.001	.001	0	0	.002
50 - 40 N	-.004	-.003	-.001	.002	.002	.005
40 - 30 N	-.006	-.003	-.003	-.002	-.001	-.002
30 - 20 N	-.004	-.005	-.009	-.012	-.015	-.019
20 - 10 N	-.002	-.004	-.005	-.006	-.009	-.006
10 - 0 N	-.003	-.004	-.003	-.004	-.003	-.001
0 - 10 S	-.002	-.003	-.002	-.003	-.004	-.002
10 - 20 S	-.007	-.007	-.006	-.004	-.004	-.003
20 - 30 S	-.004	-.004	-.003	-.001	-.002	-.002
30 - 40 S	-.007	-.005	-.004	0	.001	.003
40 - 50 S	-.005	-.004	-.003	-.001	-.002	.001
50 - 60 S	-.003	-.001	-.001	.001	0	.003
60 - 70 S	-.004	-.004	-.004	-.002	.001	.002
90 - 0 N	-.022	-.02	-.024	-.024	-.027	-.022
0 - 70 S	-.03	-.03	-.021	-.01	-.008	.001
90N - 70S	-.052	-.05	-.045	-.034	-.035	-.021

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	.001	.002	.001	.002	.001	.002	.001
80 - 70 N	0	.001	-.001	-.001	-.001	-.003	0
70 - 60 N	.001	0	-.002	-.003	-.004	-.006	-.002
60 - 50 N	.002	.001	-.001	0	-.002	-.002	-.001
50 - 40 N	.003	.001	.001	.004	0	.001	.001
40 - 30 N	-.005	-.005	-.004	-.004	-.002	-.001	-.003
30 - 20 N	-.02	-.018	-.013	-.008	-.004	-.003	-.011
20 - 10 N	-.004	-.005	-.005	-.004	-.003	-.001	-.005
10 - 0 N	.001	-.001	-.003	-.002	-.002	-.001	-.002
0 - 10 S	-.002	-.003	-.003	-.003	-.003	-.003	-.002
10 - 20 S	-.003	-.004	-.005	-.006	-.007	-.008	-.006
20 - 30 S	-.002	-.002	-.002	-.003	-.001	-.004	-.003
30 - 40 S	0	0	-.001	-.003	-.004	-.005	-.002
40 - 50 S	-.002	-.004	-.004	-.002	-.005	-.007	-.003
50 - 60 S	.005	.002	.002	.003	.002	.003	.002
60 - 70 S	-.006	-.003	-.004	-.005	-.004	-.003	-.003
90 - 0 N	-.02	-.024	-.027	-.016	-.017	-.014	-.021
0 - 70 S	-.01	-.014	-.018	-.02	-.023	-.027	-.017
90N - 70S	-.029	-.038	-.045	-.035	-.04	-.041	-.039

16.e. Tablázat  
 A legkor tomegenek havi es evi kulonbsegei, E20 g

Jelen tanulmany - PFLUGBEIL, 1967

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	.001	0	0	0	-.001	0
80 - 70 N	.001	.001	0	-.001	0	-.002
70 - 60 N	-.002	-.002	-.003	-.002	.001	-.001
60 - 50 N	-.001	-.001	0	0	0	.001
50 - 40 N	-.005	-.002	-.003	0	.001	.004
40 - 30 N	-.006	-.003	-.004	-.003	-.002	-.002
30 - 20 N	-.006	-.006	-.01	-.013	-.016	-.018
20 - 10 N	-.006	-.006	-.008	-.008	-.009	-.007
10 - 0 N	-.006	-.005	-.006	-.004	-.003	-.003
0 - 10 S	-.001	0	-.001	-.002	-.004	-.003
10 - 20 S	-.005	-.005	-.003	-.002	-.004	-.002
20 - 30 S	-.004	-.004	-.002	-.002	-.002	-.002
30 - 40 S	-.006	-.006	-.002	-.003	.001	.002
40 - 50 S	0	-.002	0	.001	.003	.005
50 - 60 S	.007	.001	.002	.004	.006	.006
60 - 70 S	.002	.001	0	.002	.005	.004
90 - 0 N	-.029	-.024	-.036	-.032	-.03	-.028
0 - 70 S	-.007	-.017	-.007	-.001	.005	.01
90N - 70S	-.036	-.041	-.042	-.032	-.024	-.017

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	0	0	0	.001	0	-.001	0
80 - 70 N	0	0	-.001	-.001	-.001	-.004	0
70 - 60 N	.001	0	-.001	-.002	-.003	-.004	-.001
60 - 50 N	.002	.001	.003	-.001	-.001	-.001	0
50 - 40 N	.003	.001	.007	.003	.001	.001	.001
40 - 30 N	-.016	-.005	.002	-.004	-.003	-.001	-.004
30 - 20 N	-.02	-.018	-.01	-.009	-.004	-.003	-.011
20 - 10 N	-.006	-.007	-.005	-.006	-.005	-.004	-.007
10 - 0 N	-.002	-.003	-.005	-.004	-.004	-.005	-.004
0 - 10 S	-.004	-.004	-.005	-.004	-.002	-.002	-.002
10 - 20 S	-.003	-.004	-.007	-.006	-.007	-.007	-.005
20 - 30 S	0	-.003	-.007	-.002	-.003	-.004	-.003
30 - 40 S	.003	-.003	-.006	-.002	-.006	-.006	-.003
40 - 50 S	.004	-.002	-.003	-.002	-.006	-.006	0
50 - 60 S	.007	.004	.002	.006	.009	.013	.006
60 - 70 S	.002	.001	-.003	.002	.004	.006	.002
90 - 0 N	-.037	-.03	-.01	-.023	-.021	-.022	-.027
0 - 70 S	.008	-.012	-.029	-.01	-.012	-.006	-.006
90N - 70S	-.029	-.042	-.039	-.032	-.033	-.028	-.033

16.f. Tablázat  
A legkor tomegenek havi es evi kulonbsegei, E20 g

Jelen tanulmany - SPIRINA, 1970

	J	F	M	A	M	J
90 - 80 N	.002	.001	.001	.001	0	.001
80 - 70 N	.001	.001	0	0	0	-.001
70 - 60 N	-.003	-.002	-.002	-.001	.001	0
60 - 50 N	-.001	-.001	.001	.001	.001	.002
50 - 40 N	-.004	-.002	-.001	.002	.004	.006
40 - 30 N	-.005	-.002	-.002	-.001	.001	.001
30 - 20 N	-.003	-.004	-.008	-.011	-.014	-.017
20 - 10 N	-.002	-.003	-.005	-.006	-.008	-.006
10 - 0 N	-.004	-.004	-.003	-.004	-.003	-.001
90 - 0 N	-.019	-.016	-.019	-.018	-.019	-.014

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 80 N	.001	.001	.001	.002	.001	.002	.001
80 - 70 N	.001	.001	0	-.001	-.001	-.002	0
70 - 60 N	.002	0	-.001	-.002	-.003	-.004	-.001
60 - 50 N	.003	.002	0	0	-.002	-.001	0
50 - 40 N	.005	.003	.004	.005	.001	.001	.002
40 - 30 N	-.003	-.002	-.001	-.002	-.002	-.001	-.002
30 - 20 N	-.018	-.016	-.012	-.007	-.003	-.002	-.01
20 - 10 N	-.004	-.005	-.005	-.004	-.003	-.001	-.004
10 - 0 N	-.001	-.002	-.003	-.003	-.002	-.002	-.002
90 - 0 N	-.014	-.016	-.018	-.012	-.014	-.012	-.016

16.g. Tablázat

A legkor tomegenek havi es evi kulonbsegei, E20 g

Jelen tanulmány - KAUFELD, 1972

	J	F	M	A	M	J
90 - 70 N	-.002	-.003	-.008	-.005	-.005	-.001
70 - 50 N	.002	.001	0	.004	.003	.005
50 - 20 N	-.016	-.018	-.014	-.025	-.025	-.023
20 - 0 N	.016	.012	.006	.003	-.003	-.005
0 - 20 S	-.005	-.004	-.002	.007	.012	.021
20 - 50 S	-.053	-.048	-.046	-.046	-.042	-.045
50 - 70 S	.027	.029	.038	.023	.019	.019
90 - 0 N	-.001	-.007	-.015	-.024	-.03	-.024
0 - 70 S	-.027	-.025	-.004	-.018	-.012	-.01
90N - 70S	-.028	-.032	-.02	-.042	-.042	-.034

	J	A	Sz	O	N	D	Ev
90 - 70 N	.001	-.003	-.003	-.002	-.004	-.004	-.004
70 - 50 N	.003	.007	.006	.003	-.003	.001	.003
50 - 20 N	-.027	-.031	-.03	-.028	-.029	-.016	-.023
20 - 0 N	-.002	-.002	-.004	-.001	.009	.013	.004
0 - 20 S	.025	.026	.018	.009	.004	-.004	.009
20 - 50 S	-.047	-.052	-.054	-.054	-.061	-.063	-.051
50 - 70 S	.03	.024	.034	.033	.032	.03	.028
90 - 0 N	-.024	-.029	-.029	-.026	-.027	-.007	-.02
0 - 70 S	.01	-.006	-.002	-.007	-.018	-.032	-.013
90N - 70S	-.014	-.035	-.031	-.033	-.045	-.039	-.033



17.a. táblázat

Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, északi félgömb, évszak, %

sajátvektor	Tél		Tavaszi		Nyár		Ősz	
	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%
1	32,5	32,5	26,8	26,8	20,7	20,7	29,3	29,3
2	16,3	48,8	18,6	45,4	15,2	35,9	14,6	44,0
3	14,0	62,7	9,8	55,2	8,8	44,7	11,9	55,9
4	7,3	70,0	8,0	63,2	7,8	52,5	9,4	65,3
5	6,2	76,2	6,2	69,4	6,5	59,0	5,7	70,9
6	6,0	82,1	4,4	73,7	5,4	64,4	5,2	76,2
7	3,1	85,2	3,8	77,5	4,8	69,2	4,0	80,1
8	2,6	87,8	3,6	81,1	4,3	73,5	3,3	83,4
9	2,2	90,0	2,7	83,8	3,8	77,2	2,6	86,0
10	1,7	91,7	2,5	86,3	3,2	80,4	2,2	88,2
11	1,4	93,1	2,2	88,5	3,1	83,5	2,1	90,3
12	1,2	94,3	1,9	90,4	2,7	86,2	1,5	91,8
13	1,0	95,3	1,7	92,1	2,2	88,4	1,3	93,1
14	0,9	96,2	1,4	93,5	2,1	90,5	1,3	94,4
15	0,9	97,1	1,3	94,8	1,7	92,2	1,0	95,4

17.b. táblázat

Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, Föld, évszak, %

sajátvektor	Tél		Tavaszi		Nyár		Ősz	
	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%
1	30,3	30,3	21,7	21,7	15,7	15,7	21,6	21,6
2	12,1	42,4	15,6	37,3	11,3	27,0	13,6	35,2
3	10,4	52,8	8,7	46,0	9,6	36,6	10,6	45,8
4	9,8	62,6	8,0	54,0	8,4	45,0	8,3	54,1
5	7,9	70,5	6,2	60,2	7,8	52,8	7,3	61,4
6	5,3	75,7	5,3	65,5	6,5	59,3	6,1	67,5
7	3,7	79,4	4,5	70,0	5,6	64,9	4,7	72,2
8	3,0	82,4	4,3	74,3	4,6	69,6	3,9	76,1
9	2,3	84,7	3,2	77,5	4,0	73,6	3,3	79,4
10	2,2	86,9	3,1	80,6	3,6	77,2	3,0	82,4
11	1,7	88,8	2,6	83,2	3,5	80,7	2,6	85,0
12	1,7	90,5	2,5	85,7	3,1	83,8	2,3	87,3
13	1,6	92,1	2,4	88,1	2,6	86,4	2,2	89,5
14	1,5	93,6	2,0	90,1	2,2	88,6	1,8	91,3
15	1,4	95,0	1,8	91,9	2,1	90,7	1,5	92,8

17.c. táblázat

Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, északi félgömb, hónap, %

sajátvektor	Január		Április		Július		Október	
	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%
1	28,0	28,0	24,7	24,7	22,2	22,2	26,8	26,8
2	15,7	43,7	13,9	38,6	15,5	37,7	14,4	41,2
3	15,3	59,0	10,9	49,5	9,9	47,6	12,1	53,3
4	8,2	67,2	8,8	58,3	69,5	54,5	11,0	64,3
5	6,6	73,8	6,6	64,9	5,9	60,4	6,0	70,3
6	6,1	79,9	5,5	70,4	5,0	65,4	4,8	75,1
7	4,4	84,3	4,6	75,0	4,1	69,5	4,0	79,1
8	3,3	87,6	4,2	79,2	3,9	73,4	3,2	82,3
9	2,2	89,8	3,7	82,9	3,2	76,6	2,7	85,0
10	1,8	91,6	2,5	85,4	2,9	79,5	2,5	87,5
11	1,5	93,1	2,4	87,8	2,7	82,2	2,5	90,0
12	1,2	94,3	2,0	89,8	2,6	84,8	1,7	91,7
13	1,0	95,3	1,8	91,6	2,4	87,2	1,4	93,1
14	0,9	96,2	1,6	93,2	2,3	89,5	1,3	94,4
15	0,8	97,0	1,4	94,6	1,8	91,3	1,2	95,6

17.d. táblázat

Az első 15 sajátvektor által megmagyarázott variancia és kumulatív variancia, Föld, hónap, %

sajátvektor	Január		Április		Július		Október	
	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%	variancia, %	kumulatív variancia,%
1	25,2	25,2	20,6	20,6	18,4	18,4	21,2	21,2
2	14,7	39,9	12,3	32,9	12,9	31,3	12,4	33,6
3	14,1	54,0	11,0	43,9	10,6	41,9	11,6	45,2
4	8,2	62,2	8,1	52,0	7,4	49,3	9,3	54,5
5	6,6	68,8	5,9	57,9	6,3	55,6	7,4	61,9
6	6,2	75,0	5,5	63,4	5,6	61,2	5,8	67,7
7	4,8	79,8	4,7	68,1	4,5	65,7	4,5	72,2
8	3,9	83,7	4,5	72,6	4,5	70,2	3,6	75,8
9	2,3	86,0	3,6	76,2	4,1	74,3	3,1	78,9
10	2,1	88,1	3,4	79,6	3,1	77,4	2,9	81,8
11	1,8	89,9	2,9	82,5	3,0	80,4	2,9	84,7
12	1,7	91,6	2,8	85,3	2,5	82,9	2,4	87,1
13	1,3	92,9	2,2	87,5	2,4	85,3	2,3	89,4
14	1,3	94,2	2,0	89,5	2,3	87,6	2,2	91,6
15	1,1	95,3	1,8	91,3	2,1	89,7	1,5	93,1

18. táblázat

Az eredeti mezők 90 %-os pontosságú visszaállításával elérhető adat-  
csökkentés, %

	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz
északi félgömb	59,1	47,8	39,1	52,2
Föld	45,5	39,1	34,8	39,1
	Január	Április	Július	Október
északi félgömb	60,9	47,8	39,1	56,5
Föld	47,8	34,8	30,4	39,1

### 19. táblázat

Az egyes évszakok első három sajátvektorának térbeli korrelációi, északi félgömb,  $10^2$ , (x)

	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ō1	Ō2	Ō3
T1	67:	-33:	18:	39:	-39:	25:	84:	-12	32:
T2	29:	37:	19:	-38:	9	-10	22:	-6	-27:
T3	17:	58:	-10	-33:	-52:	-10	18:	52:	-45:
A1				-20:	-50:	20:	74:	29:	6
A2				-50:	-28:	-30:	7	35:	-66:
A3				19:	20:	35:	19:	-24:	-15:
N1							24:	-36:	34:
N2							-51:	-48:	13:
N3							10	8	45:

### 20. táblázat

Az egyes évszakok első három sajátvektorának térbeli korrelációi, Föld,  $10^2$  (x)

	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ō1	Ō2	Ō3
T1	62:	-33:	27:	12:	44:	-23:	80:	-10	-37:
T2	14:	-11:	-21:	6	-1	47:	7	10	-26:
T3	-8	-15:	7	-2	-4	16:	-18:	-7	-19:
A1				-19:	-5	-21:	73:	-6	21:
A2				-22:	-44:	-17:	3	26:	60:
A3				-5	33:	-6	19:	16:	-9
N1							7	-51:	-30:
N2							22:	16:	-44:
N3							-29:	18:	-24:

#### JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak

## 21. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjai első három sajátvektorának térbeli korrelációi, északi félgömb,  $10^2 \cdot (x)$

	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	01	02	03
J1	77:	-6	19:	65:	-23:	-8	73:	15:	35:
J2	28:	54:	-48:	-29:	-62:	42:	26:	-47:	-5
J3	13	32:	10	-10	41:	18:	23:	46:	-37:
Á1				46:	-28:	13	62:	27:	23:
Á2				-12	-42:	18:	23:	-26:	-41:
Á3				51:	25:	-36:	13:	46:	-4
U1							36:	22:	53:
U2							-33:	61:	-5
U3							-21:	-16:	5

## 22. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjai első három sajátvektorának térbeli korrelációi, Föld,  $10^2 \cdot (x)$

	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	01	02	03
J1	72:	5	-6	22:	-3	55:	70:	-23:	26:
J2	26:	51:	14:	5	-33:	-18:	29:	8	-46:
J3	8	0	27:	9	22:	-7	20:	47:	27:
Á1				34:	-17:	29:	58:	1	27:
Á2				-35:	-11:	-3	16:	-1	-39:
Á3				33:	-24:	2	20:	16:	-8
U1							25:	8	1
U2							-16:	26:	32:
U3							30:	-41:	38:

JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak

### 23. táblázat

Az egyes évszakok első három sajátvektorának térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei,  $10^2$  (x)

	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ō1	Ū2	Ū3
T1	64:	-34:	30:	23:	51:	-32:	84:	-11	-40:
T2	15:	-10	-21:	-11	-2	52:	7	39:	-25:
T3	-11	-18:	15:	5	-5	18:	-20:	-13:	-24:
A1				-32:	-10	-31:	79:	-16:	17:
A2				-40:	-55:	-16:	6	19:	67:
A3				16:	29:	-6	23:	22:	-17:
N1							-4	-9	-55:
N2							28:	-4	-62:
N3							-38:	46:	-29:

### 24. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjai első három sajátvektorának térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei,  $10^2$  (x)

	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
J1	77:	0	2	59:	-12	61:	73:	-27:	25:
J2	27:	73:	10	-21:	-57:	-14:	29:	3	-50:
J3	8	11	30:	0	37:	-13	20:	61:	29:
Á1				48:	-17:	44:	62:	0	33:
Á2				-23:	-52:	-16:	20:	1	-52:
Á3				24:	-8	24:	22:	23:	3
U1							42:	-32:	48:
U2							-28:	21:	54:
U3							35:	-47:	29:

#### JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak



### 25. táblázat

Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, északi félgömb,  $10^2$  (x)

T1-J1	T2-J2	T3-J3	A1-Á1	A2-Á2	A3-Á3	N1-U1	N2-U2	N3-U3	Ó1-O1	Ó2-O2	Ó3-O3
90:	-15	12	62:	5	-16	2	-7	23:	90:	52:	53:

### 26. táblázat

Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, Föld,  $10^2$  (x)

T1-J1	T2-J2	T3-J3	A1-Á1	A2-Á2	A3-Á3	N1-U1	N2-U2	N3-U3	Ó1-O1	Ó2-O2	Ó3-O3
90:	7	18:	66:	-27:	39:	-75:	-61:	-45:	-86:	59:	56:

### 27. táblázat

Az egyes évszakok azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömbi sajátvektorok,  $10^2$  (x)

T1	T2	T3	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ó1	Ó2	Ó3
98:	65:	-18	99:	100:	92:	78:	4	-20:	100:	-71:	-58:

### 28. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektorainak térbeli korrelációi, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömbi sajátvektorok,  $10^2$  (x)

J1	J2	J3	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
98:	98:	98:	100:	84:	71:	86:	91:	-2	100:	61:	39:

#### JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak

### 29. táblázat

Az egyes évszakok sajátvektorai és szórásmezői közötti térbeli korrelációk, északi félgömb,  $10^2$  (x)

T1	T2	T3	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ō1	Ō2	Ō3
28:	38:	13:	47:	-17:	8	-2	-43:	23:	31:	44:	35:

### 30. táblázat

Az egyes évszakok sajátvektorai és szórásmezői közötti térbeli korrelációk, Föld,  $10^2$  (x)

T1	T2	T3	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ō1	Ō2	Ō3
27:	7	60:	43:	-18:	9	-22:	19:	21:	21:	-19:	18:

### 31. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjainak sajátvektorai és e hónapok szórásmezői közötti térbeli korrelációk, északi félgömb,  $10^2$  (x)

J1	J2	J3	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
52:	-8	8	42:	-33:	-17:	67:	1	14:	11	27:	69:

### 32. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjainak sajátvektorai, és e hónapok szórásmezői közötti térbeli korrelációk, Föld,  $10^2$  (x)

J1	J2	J3	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
51:	-4	15:	42:	-23:	-21:	63:	-25:	9	10	-27:	44:

### 33. táblázat

Az egyes évszakok sajátvektorai és szórásmezői közötti térbeli korrelációk, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömb,  $10^2$  (x)

T1	T2	T3	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ō1	Ō2	Ō3
28:	4	61:	47:	-17:	5	-9	2	-29:	32:	-44:	17:

### 34. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjainak sajátvektorai és e hónapok szórásmezői közötti térbeli korrelációk, globális sajátvektorok északi félgömbi komponensei - északi félgömb,  $10^2$  (x)

J1	J2	J3	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	A1	A2	A3
54:	-4	11	42:	-9	-38:	58:	12	60:	12:	-41:	56:

#### JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak

### 35. táblázat

Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, északi félgömb,  $10^2$  (x)

tél - január			tavasz - április			nyár - július			ősz - október		
a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3
18	-3	0	32	4	-4	1	-13	30	68	26	54

### 36. táblázat

Az egyes évszakok és azok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, Föld,  $10^2$  (x)

tél - január			tavasz - április			nyár - július			ősz - október		
a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3
87	8	36	36	-25	19	-70	-70	-28	67	69	45

### 37. táblázat

Az egyes évszakok azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, Föld - északi félgömb,  $10^2$  (x)

tél			tavasz			nyár			ősz		
a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3
33	30	-21	100	99	92	43	6	-34	100	-60	-53

### 38. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjai azonos sorszámú sajátvektor együtthatóinak korrelációi, Föld - északi félgömb,  $10^2$  (x)

január			április			július			október		
a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3	a1	a2	a3
100	98	98	99	78	76	57	72	10	100	50	47

#### JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak

### 39.a. táblázat

Az egyes évszakok első három sajátvektor együttható idősora közötti korrelációk a T-A-N-Ő egymásra következés alapján, északi félgömb,  $10^2$  (x)

	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ő1	Ő2	Ő3
T1	-21	-51*	25	-21	35	0	-43*	-7	-8
T2	-8	-28	-36	-19	-24	-26	-36	31	15
T3	23	-4	-3	19	22	-33	-5	10	35
A1				50*	-18	-17	4	9	24
A2				-8	-10	-9	20	-17	0
A3				15	31	28	12	-16	-17
N1							11	15	-2
N2							-5	-31	-13
N3							23	5	-32

### 39.b. táblázat

A tavasz, nyár, ősz és a rákövetkező évi tél első három sajátvektor együttható idősora közötti korrelációk, északi félgömb,  $10^2$  (x)

	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ő1	Ő2	Ő3
T1	29	-11	31	38	-22	17	-12	-36	12
T2	11	28	-23	-27	-10	-19	2	-22	57:
T3	-20	21	27	-37	-5	20	-27	-12	2

### 40.a. táblázat

Az egyes évszakok első három sajátvektor együttható idősora közötti korrelációk a T-A-N-Ő egymásra következés alapján, Föld,  $10^2$  (x)

	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ő1	Ő2	Ő3
T1	16	-26	29	-24	44*	-13	-21	38	-35
T2	-10	2	-58:	-9	-9	12	-6	5	-27
T3	-9	6	-16	-6	-8	-12	5	-21	-27
A1				28	37	-28	8	-10	1
A2				32	-16	12	24	24	-10
A3				11	26	4	9	36	39*
N1							30	-26	14
N2							-7	12	19
N3							-44*	12	-28

### 40.b. táblázat

A tavasz, nyár, ősz és a rákövetkező évi tél első három sajátvektor együttható idősora közötti korrelációk, Föld,  $10^2$  (x)

	A1	A2	A3	N1	N2	N3	Ő1	Ő2	Ő3
T1	-11	9	9	-1	-18	-58:	24	-19	2
T2	33	24	-39	-15	-36	-13	24	-11	-38
T3	-45*	-28	-25	-1	-43*	19	-7	-49*	-21

#### JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak

#### 41.a. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjainak első három sajátvektor együttható időszora közötti korrelációk a J-Á-U-O egymásra következés alapján, északi félgömb,  $10^2$  (x)

	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
J1	16	10	-15	-1	-3	26	10	-1	-27
J2	-6	-11	23	18	-23	8	1	19	10
J3	-22	-4	3	-9	-7	26	-27	-15	64
Á1				-27	-16	-19	22	4	20
Á2				6	16	34	-17	22	-19
Á3				11	-12	30	-2	-18	-2
U1							-24	6	-43
U2							-8	15	2
U3							-20	-2	-7

#### 41.b. táblázat

Április, július, október és a rákövetkező évi január első három sajátvektor együttható időszora közötti korrelációk, északi félgömb,  $10^2$  (x)

	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
J1	-6	-30	-10	47	-10	-5	-5	19	-22
J2	-22	-24	-17	-52	-4	-14	13	-24	13
J3	4	-18	-17	1	30	-29	-15	-11	28

#### 42.a. táblázat

Az egyes évszakok középső hónapjainak első három sajátvektor együttható időszora közötti korrelációk a J-Á-U-O egymásra következés alapján, Föld,  $10^2$  (x)

	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
J1	10	26	-18	14	7	-5	8	41	-25
J2	-3	-28	17	4	5	20	-6	-17	26
J3	-22	-2	0	-2	-17	-12	-29	-47	10
Á1				-4	-35	-24	26	-10	10
Á2				24	13	-22	-11	30	12
Á3				-15	4	26	-13	21	-9
U1							-34	17	-15
U2							20	9	1
U3							-10	6	-5

#### 42.b. táblázat

Április, július, október és a rákövetkező évi január első három sajátvektor együttható időszora közötti korrelációk, Föld,  $10^2$  (x)

	Á1	Á2	Á3	U1	U2	U3	O1	O2	O3
J1	-3	-20	-19	28	24	35	-6	5	17
J2	-19	-8	-30	-13	-12	-51	7	-23	-11
J3	9	-4	-15	42	10	-18	-16	-34	4

#### JELMAGYARÁZAT:

(x) : Az 1, 2, illetve 3 ponttal jelölt értékek a 95, 99, illetve 99,9 %-os szinten szignifikánsak