

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS DE ATTILA JÓZSEF NOMINATAE

ACTA IUVENUM

SECTIO SCIENTIAE NATURALIS, SERIES NOVA, TOMUS I.

SZEGED, HUNGARIA, 1987

A TENGERSZINTI LÉGNYOMÁS HAVI KÖZEPES ANOMÁLIÁINAK URALKODÓ  
SAJÁTOSÁGAI A FÖLDÖN ÉS AZ ÉSZAKI-FÉLGÖMBÖN  
SUSÁNYI TAMÁS

BEVEZETÉS

A korszerű meteorológiai előrejelzés ma már nagymértékben támaszkodik a korábbi mérési eredményekre. A pontos rövid- és hosszútávú időjárás előrejelzés céljából szinte minden időjárási jellemző feldolgozásával találkozhattunk már korábban is. Természetesen nagy eltérések figyelhetők meg nemcsak a felhasznált adatfajtákban, hanem a feldolgozott térségek nagyságában, sőt a feldolgozás módszerében is.

A hosszútávú időjárási előrejelzéshez elengedhetetlenül szükséges a cirkuláció térben és időben nagyskálájú változékonyságának leírása. Ennek megvalósítása - a rendelkezésre álló hihetetlen adattömeg miatt - technikai akadályokba ütközik. Nemcsak a feldolgozás jelent problémát, hanem a felhasznált jellemzők által leírt meteorológiai helyzetképek tárolása is.

A természetes ortogonális sorfejtés meteorológiai kutatásokban történő alkalmazásának célja a rendelkezésre álló adattömeg lényeges csökkentése úgy, hogy az így elvesztett információ a legcsekélyebb legyen.

Tudomásunk szerint meteorológiai kutatásokban Fukuoka (1951) alkalmazta először ezt a módszert. Azóta - a számítógépek elterjedésével - számos problémára alkalmazták már a meteorológiai változók kétdimenziós mezőinek empirikus ortogonális függvényekkel történő reprezentációját.

Ezeknek a függvényeknek - amelyekre itt mint sajátvektorokra utalnak - bizonyos előnyük van a szokásos ortogonális reprezentációkkal (Fourier-sorok, Csebisev-polinomok, stb.) szemben.

Pl. az, hogy a sajátvektor-reprezentáció optimális abban az értelemben, hogy a maximális variancia a megfelelő kovariancia-mátrix legnagyobb sajátértékeihez tartozó sajátvektorok kiválasztásával magyarázható. Ezenfelül lehetséges a sajátvektorok által leírt rendszerek alakjainak fizikai magyarázata is.

Lorenz (1956,1959), Gilman (1957) és White et al. (1958) fontos kutatásokat végeztek a természetes ortogonális függvények meteorológiai feladatok megoldásában történő alkalmazására. E kutatásokban a fő figyelmet a meteorológiai mezők (felszínhőmérséklet-, vagy tengerszinti légnyomás-mezők) lineáris statisztikai előrejelzése módszerének kidolgozására szentelték. A feladatokban az említett meteorológiai mezőkből szerkesztett sajátvektorokhoz kapcsolódó együttthatókat mint prediktorokat használták, s a természetes ortogonális függvényeket ezek számának csökkentése céljából alkalmazták. Bagrov (1959) a természetes ortogonális függvényeket a légköri geopotenciál mező leírására használta, valamint 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 a meteorológiai elemek vertikális profiljait kevés számú paraméterrel írják le. Yudin (1965,1966,1967,1968) több tanulmányában vizsgálta meteorológiai mezők természetes ortogonális függvényeinek sajátosságait és e függvények alkalmazását meteorológiai feladatok megoldására. Ugyanő (1967,1968) statisztikai előrejelzési modellt dolgozott ki, melyben a természetes ortogonális függvények szerinti felbontások együttthatóit prediktorokként használja. Javasolta a természetes ortogonális függvények felhasználását kevés paraméterű előrejelzési modell kidolgozásában is.

Rukhovets (1964) munkáiban utalt a természetes ortogonális függvények statisztikai állandóságára.

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

Az északi félgömb kisebb térségeit vizsgálta ily módon Walsh (1978) - poláris régiók -, Davis (1976,1978) - az É-Csendes-óceán körzete -, Kutzbach (1967) - É-Amerika területe -, Koppány és Róth (1972) - Európa -. Északi félgömbi méretűnek tekinthetők Yakovleva

et al. (1968), Craddock és Flintoff (1970), Kutzbach (1970), Mesherskaya et al. (1970), Trenberth és Paolino (1980), Rogers (1981) vizsgálatai, melyek túlnyomórészt a  $20^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  szélességek közötti területekre vonatkoznak. A déli félgömbi cirkuláció sajátosságainak elemzésében kiemelhetők Barnett (1983), Rogers (1979, 1982), valamint Rogers és Van Loon (1982) munkái. Kvázi-globális méretűnek számít Chang és Tetsuzo (1982) feldolgozása.

Kidson (1975 b.) vizsgálatait globálisnak mondhatjuk, bár ő külön-külön tanulmányozta a trópusi öv, továbbá  $20^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  és a  $20^{\circ}\text{S}$ - $90^{\circ}\text{S}$  szélességek közötti területek, vagyis nagyjából az északi és a déli félgömb sajátvektor-reprezentációit.

Mely éghajlati elemekre, milyen időtartamra és mekkora megfigyelési időegységre vonatkoznak e reprezentációk? Az említett tanulmányok általában a havi (január, április, július, október), vagy évszakos (tavasz, nyár, ősz, tél) közepes tengerszinti légnyomás, illetve közepes felszínhőmérsékleti értékek 20-100 év időtartamú mintáinak természetes ortogonális függvény-analízisét hajtják végre.

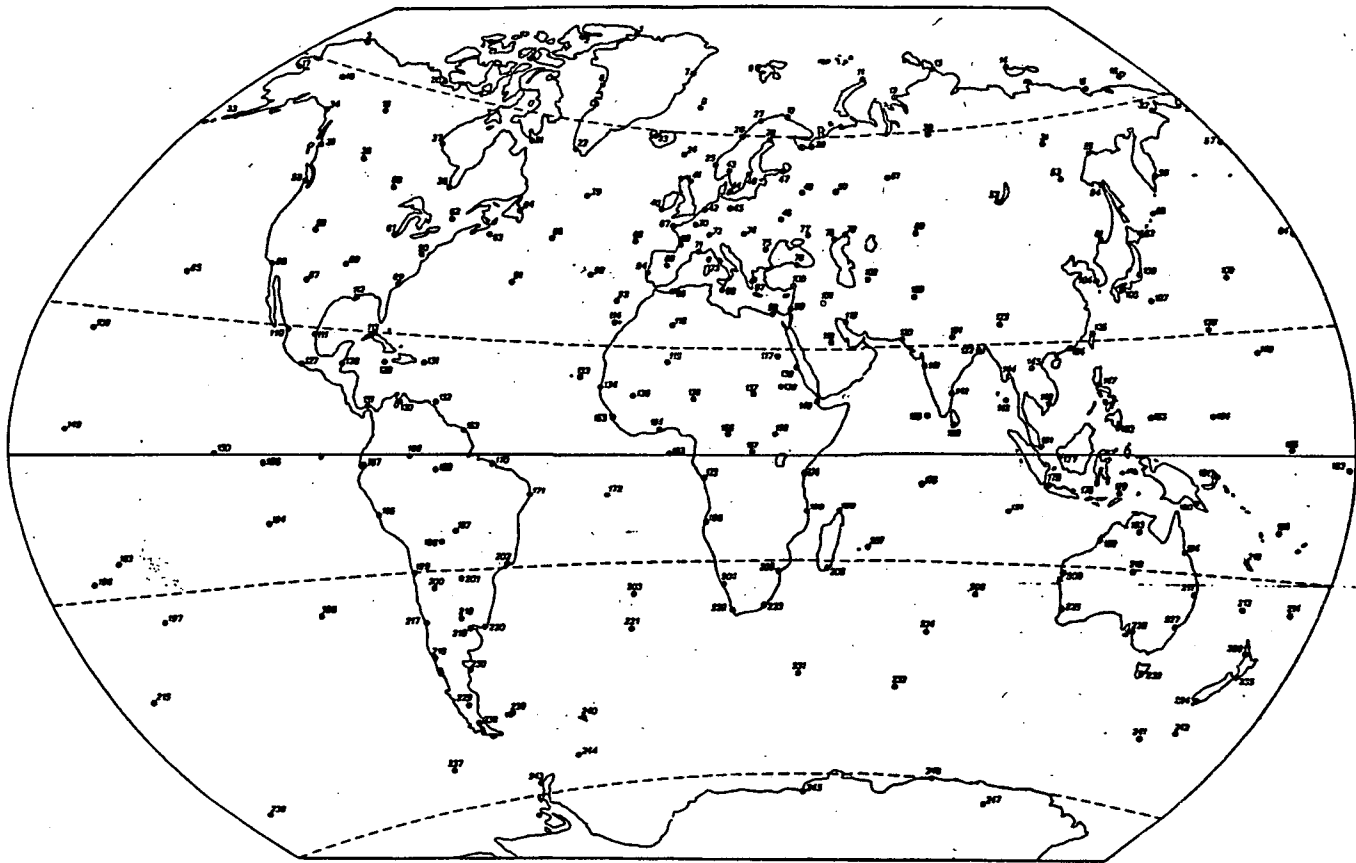
Kutzbach (1967) É-Amerika területére, Kidson (1975) pedig a trópusi övre a havi csapadékösszeg értékek sajátvektor-analízisét is bemutatja az említett paramétereké mellett.

#### ADATOK

A vizsgálat adatbázisát 247 állomás 1958-1980 közötti 23 év adataiból származó, tenger szintre korrigált havi közepes légnyomási értékek képezték (1. ábra).

A légnyomási adatsorokat a "World Weather Records" 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 D-i félteke mérsékelt-övi és poláris régióiban. A vizsgált állomások földrajzi szélességek szerinti eloszlását az 1. táblázat tartalmazza.



1. ábra. Állomáshálózatok

1. táblázat

A vizsgált állomások szélességenkénti eloszlása

90-80 N	2	0-10 S	17
80-70 N	14	10-20 S	13
70-60 N	17	20-30 S	19
60-50 N	24	30-40 S	14
50-40 N	27	40-50 S	7
40-30 N	24	50-60 S	7
30-20 N	18	60-70 S	5
20-10 N	22		
10- 0 N	17		

É-i félgömb: 165 D-i félgömb: 82

Föld: 247

MÓDSZER

A korszerű statisztikai előrejelzési módszerek nem csupán egyes állomások adataival, hanem a szinoptikus helyzetet nagy területen jellemző paraméterekkel dolgoznak. Mivel az ilyen módon meg-növekedett adattömeg nehezen kezelhető, szükségessé vált a predik-torokként alkalmazott paraméterek optimális számának meghatározá-sa. A célra alkalmas módszer - amely egyben gazdaságosabb adatke-zelést is lehetővé tesz - a meteorológiai mezők összetevőkre bon-tása (természetes ortogonális sörbe fejtése). A felbontási eljá-rás során olyan összetevőket keresünk, melyeknek egyúttal fizikai jelentést is tulajdoníthatunk, azaz amelyeket a meteorológiai me-zők egymásra következése definiál. Ezek az ún. természetes össze-tevők.

A módszer lényege a következő. Legyen adva valamely  $F(t, x)$  skalármennyiség, amely a térnek és időnek függvénye. Válasszuk  $X_1, X_2, \dots, X_n$  diszkrét pontokat  $F(t, x)$  térbeli eloszlásának jel-lemzésére, továbbá legyenek  $t_1, t_2, \dots, t_m$  diszkrét időpontok, ame-lyekre  $F(t, x)$  értékei adottak. Ekkor  $F(t, x)$  mátrix alakban így írható fel:

$$(1) \quad \begin{array}{cccc} F_{1,1} & F_{1,2} & \cdots & F_{1,n} \\ F_{2,1} & F_{1,2} & \cdots & F_{2,n} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ F_{m,1} & F_{m,2} & & F_{m,n} \end{array}$$

Keressünk olyan  $X_h(x)$  csak tértől, valamint  $T_h(t)$  csak időtől függő mennyiségeket, amelyekre fennáll:

$$(2) \quad F(t,x) = \sum_h X_h(x) \cdot T_h(t)$$

Az  $X_h(x)$  függvényeket az  $F(t,x)$  mezők sokasága határozza meg, ezért az  $X_h(x)$  mennyiségeket az  $F(t,x)$  mezők saját függvényeinek (sajátvektorainak) nevezhetjük. Előírjuk, hogy a (2) felbontásban szereplő  $X_h(x)$  és  $T_h(t)$  függvények szorzatösszege a lehető legkisebb hibával közelítse meg az eredeti  $F(t,x)$  mezőket, továbbá hogy az  $X_h(x)$  és  $T_h(t)$  függvények ortogonálisak legyenek, azaz teljesüljön:

$$(3) \quad \begin{array}{l} \sum_j X_{hj} \cdot X_{gj} = 0 \\ \sum_i T_{hi} \cdot T_{ti} = 0, \text{ ahol } h=g. \end{array}$$

A felbontás részletes matematikai leírását most mellőzve, csupán röviden vázoljuk a további lépéseket. A (1)-ben megadott  $F_{i,j}$  mátrixból  $A_{j,k}$  kovariancia mátrix szerkeszthető, amely  $n \times n$  elemből áll. Utóbbit determinánsként megoldva  $n$  számú gyököt kapunk. Legyenek ezek nagyság szerinti sorrendben  $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_n$ . A  $\lambda_j$  gyököket az  $A_{j,k}$  mátrix sajátértékeinek nevezzük. Minden egyes  $\lambda_j$  sajátértékhez egy-egy sajátvektor ( $X_j$ ) tartozik, a sajátvektorok pedig  $n$  számú elemből állnak. Így pl. a  $\lambda_1$  első sajátértékhez tartozó első sajátvektor elemei rendre  $X_{11}, X_{12}, \dots, X_{1n}$ , melyek az 1, 2, ...,  $n$  pontokhoz tartoznak. A sajátvektorok így térképen ábrázolhatók, és a vizsgált mező valamely térbeli sajátosságát jellemzik.

$$(4) \text{ Az } L_i = \frac{\lambda_i}{\sum_{j=1}^n \lambda_j} \quad (\text{ahol } i=1, 2, \dots, n)$$

hányados kifejezi, hogy az  $i$ -edik sajátvektor szórásnégyzete az eredeti  $F(t,x)$  mezők szórásnégyzetének hányadrészét teszi ki.

$$(5) \text{ Az } L_k = \frac{\sum_{j=1}^k \lambda_j}{\sum_{j=1}^n \lambda_j} \quad k \leq n$$

hányados pedig megadja, hogy az első  $n$  db (legnagyobb szórásnégyzetű) sajátvektor szórásnégyzetének összege az eredeti  $F(t, x)$  mezők szórásnégyzetének hányadrészét teszi ki.

A  $T$  együtthatók meghatározása a következő módon történik. Ha a vizsgálat havi középértékek mezőire vonatkozik, akkor az  $i$ -edik együttható a havi  $F$  mezővektor és az  $i$ -edik sajátvektor skalárszorzata, azaz

$$(6) \quad T_i = F \cdot X_i$$

A mező visszaállítását pedig a következő formula adja meg:

$$(7) \quad F_m = \sum_{k=1}^m T_k \cdot X_k$$

A dolgozatban a vizsgálat alapját a január, április, július és október havi tengerszinti légnyomás anomália értékek  $247 \times 247$ -es kovariancia mátrixa képezi globálisan, míg az É-i félgömb esetében az értékek  $165 \times 165$ -ös kovariancia mátrixa.

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 e tanulmányban, mivel a változékonyság ezen térségekben a legnagyobb. E probléma normált adatok használatával elkerülhető, viszont akkor a sajátvektor rendszerek a normált anomália térképekhez lennének hasonlóak, ami egyben nehezebb interpretálhatóságot is jelent.

#### EREDMÉNYEK

A 2.a. és b. táblázatban az első tíz sajátvektor által megma-

2.a. és b. táblázat

Az első tíz sajátvektor által megmagyarázott variancia  
és kumulatív variancia

a.) Föld (%)

saját- vektor	január		április		július		október	
	var.	kum. var.	var.	kum. var.	var.	kum. var.	var.	kum. var.
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	61,9
5.	6,7	68,9	5,9	57,9	6,3	55,6	7,4	61,9
6.	6,1	75,0	5,5	63,4	5,6	61,2	5,8	67,7
7.	4,8	79,8	4,7	68,1	4,6	65,8	4,5	72,2
8.	3,9	83,7	4,5	72,6	4,5	70,3	3,6	75,8
9.	2,3	86,0	3,6	76,2	4,0	74,3	3,1	78,9
10.	2,1	88,1	3,4	79,6	3,1	77,4	2,9	81,8

b.) É-i félgömb (%)

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	6,9	54,5	11,0	64,3
5.	6,6	73,8	6,6	54,9	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



gyarázott varianciának és kumulatív varianciának a teljes variancia százalékában kifejezett értékei találhatók.

A megmagyarázott variancia nagyszámú sajátvektor között oszlik meg, így jelezve az anomália térképek sokféleségét a különböző években. Mégis, csupán az első néhány sajátvektor magyarázza meg egy adott anomália térkép varianciájának legnagyobb hányadát, mégpedig oly módon, hogy az első sajátvektor a teljes varianciának a legnagyobb hányadát magyarázza, és minden egyes azt követő sajátvektor a variancia következő legnagyobb hányadát teszi ki.

Az első tíz sajátvektor által megmagyarázott varianciák és kumulatív varianciák globálisan januárban a legnagyobbak, júliusban pedig a legkisebbek, csakúgy, mint a É-i félgömbön. Utóbbin, a földgömbihez képest minden egyes vizsgált hónapban nagyobbak a varianciák és a kumulatív varianciák.

Az É-i félgömbi adatok alapján adódó első tíz sajátvektor által megmagyarázott varianciákat összevetve más szerzők adataival, megállapíthatjuk, hogy e tanulmány első három januári, illetve júliusi sajátvektora által megmagyarázott varianciák a teljes varianciának jóval nagyobb hányadát teszik ki, továbbá az első tíz sajátvektor által megmagyarázott kumulatív variancia - ugyancsak januárban és júliusban - jóval nagyobb, mint Kutzbach (1970) megfelelő adatai, ill. Yakovleva et al. (1968) téli hónapokra kapott eredményei. Szélesebb körű összehasonlítás az É-i félgömbön nem tehető a többi hasonló feldolgozással, az adatok különböző szempontú kiválasztása miatt.

Mielőtt a sajátvektor rendszereket leírnánk, teszünk néhány megjegyzést.

Már hangsúlyoztuk, hogy a sajátvektor rendszerek a havi közepes anomália térképeknek csupán komponensei. Egy sajátvektor csak esetlegesen magyarázza meg az adott térkép varianciájának több, mint 50 %-át. Még ez esetben is valószínű, hogy a nagyskálájú cirkuláció egy adott hónapon belül nem homogén, és a kapott térkép két vagy több cirkulációs rendszer átlaga. Másrészt, a közepes térképek nagy skálájú sajátosságai részben átmeneti, kisebb skálájú jelenségekből származnak, melyek teljesen hiányoznak a közepes térképekről. Így ezek a rendszerek nem félgömbi "időjárási típusok".

Minden egyes sajátvektor-rendszer valójában két rendszert reprezentál, mivel a hozzákapcsolódó együtttható meghatározza el-

téréseinek előjelét.

Célunk a felbontás során az É-i félgömbi, ill. globális földolgozásban kapott sajátvektorok és a hozzátartozó együtthatók egyezésének, ill. eltérésének vizsgálata. Az eredeti mezőhöz való hasonlóság ugyanis akkor áll fenn, ha a felbontáskor kapott ugyanazon sorszámú sajátvektorok és a hozzájuk tartozó időegyütthatók között külön-külön szignifikáns egyidejű korreláció mutatkozik. Ezáltal lehetőség nyílik a havi közepes tengerszinti légnyomás anomália mezők hosszútávú előrejelzésére.

#### *Térbeli sajátvektor rendszerek*

A következőkben, térképi földolgozásra támaszkodva, összehasonlítjuk a január, április, július, október havi sajátvektorrendszerek első három sajátvektorának legszignifikánsabb sajátosságait a Földön és az É-i félgömbön, kiemelve az egyezéseket.

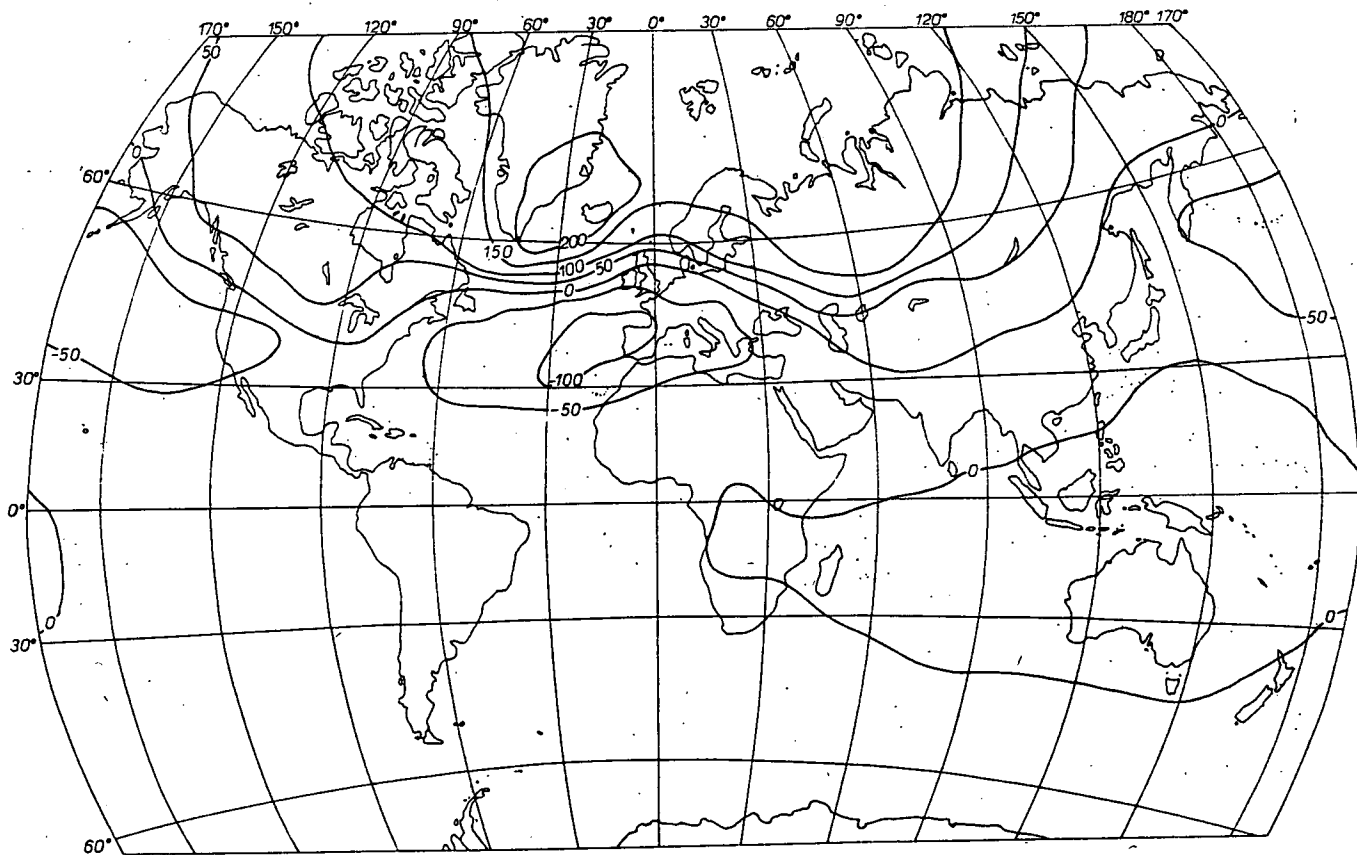
Az alább közölt ábrákon az egyes értékek helyett azok ezerszeresei szerepelnek. Az egyes sajátvektorokhoz - melyek dimenzió nélküli mennyiségek - nem rendelhetünk egyértelműen meteorológiai fogalmakat. Így a sajátvektorok geometriai szerkezetének bemutatásakor csupán centrumokról lesz szó. A vizsgált térképek közül csupán azokat közöljük, melyeken fennáll a jó egyezés.

A januári ábrákat összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy a szükséges egyezés mindhárom sajátvektor esetében fennáll (2.a.b.c.d.e.f. ábrák). Rövid elemzésük során kiemeljük a legfontosabb centrumokat.

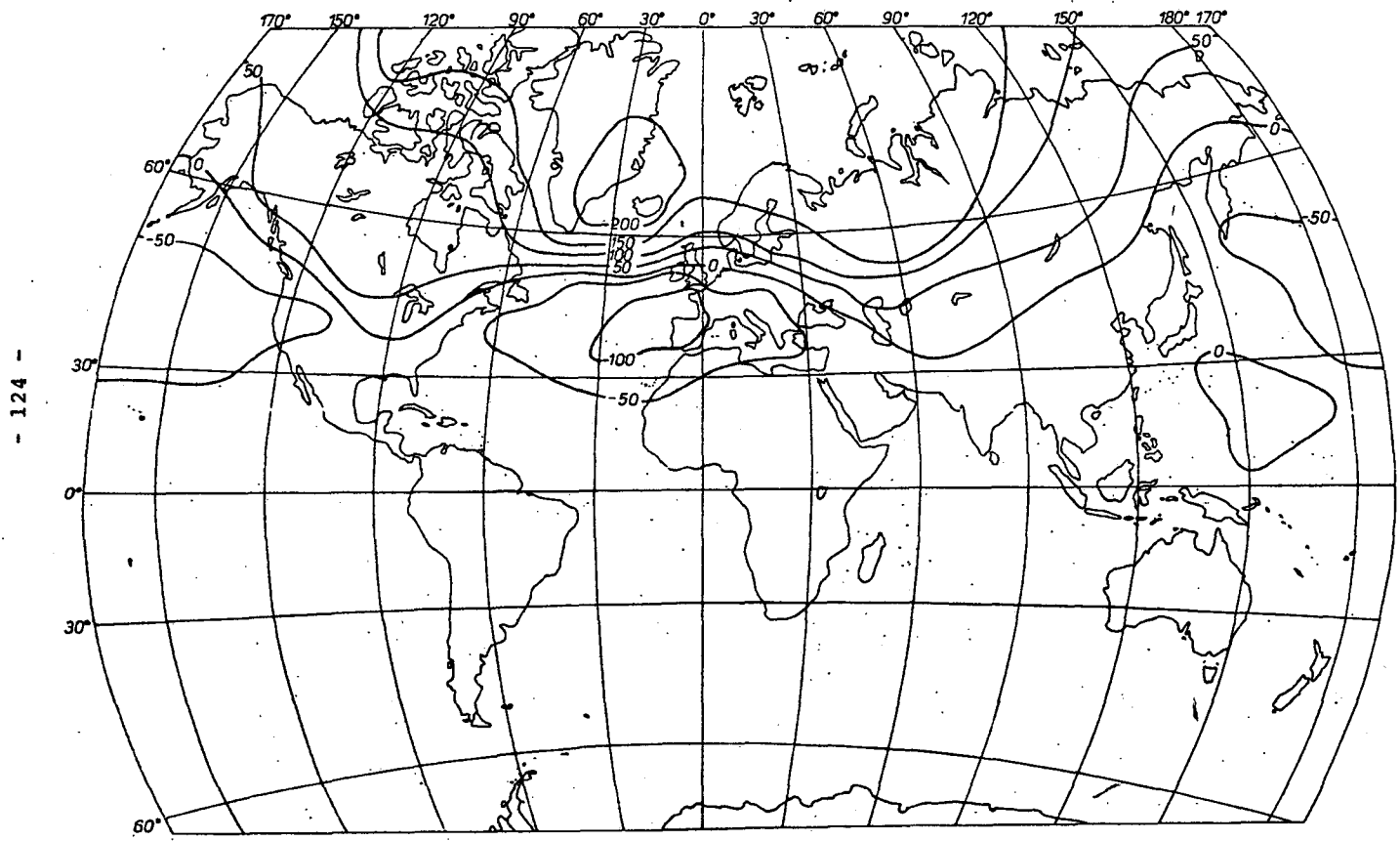
Az első sajátvektor esetében igen erőteljes két centrum figyelhető meg az izlandi alacsony nyomású térség körzetében, ill. a Pireneusi-félszigettől Ny-ra.

A második sajátvektor által mutatott képen, az É-i félgömbön két erőteljes centrum figyelhető meg Skandinávia, ill. az Aleuti-szigetek fölött. Ezeknél gyengébb az, amely az arktikus térségben uralkodik. A D-i félgömbön egy hosszan elnyúló, Új-Zélandtól D-re lévő központtal rendelkező, s egy a Graham-földtől ÉK-re lévő kisebb centrum látható.

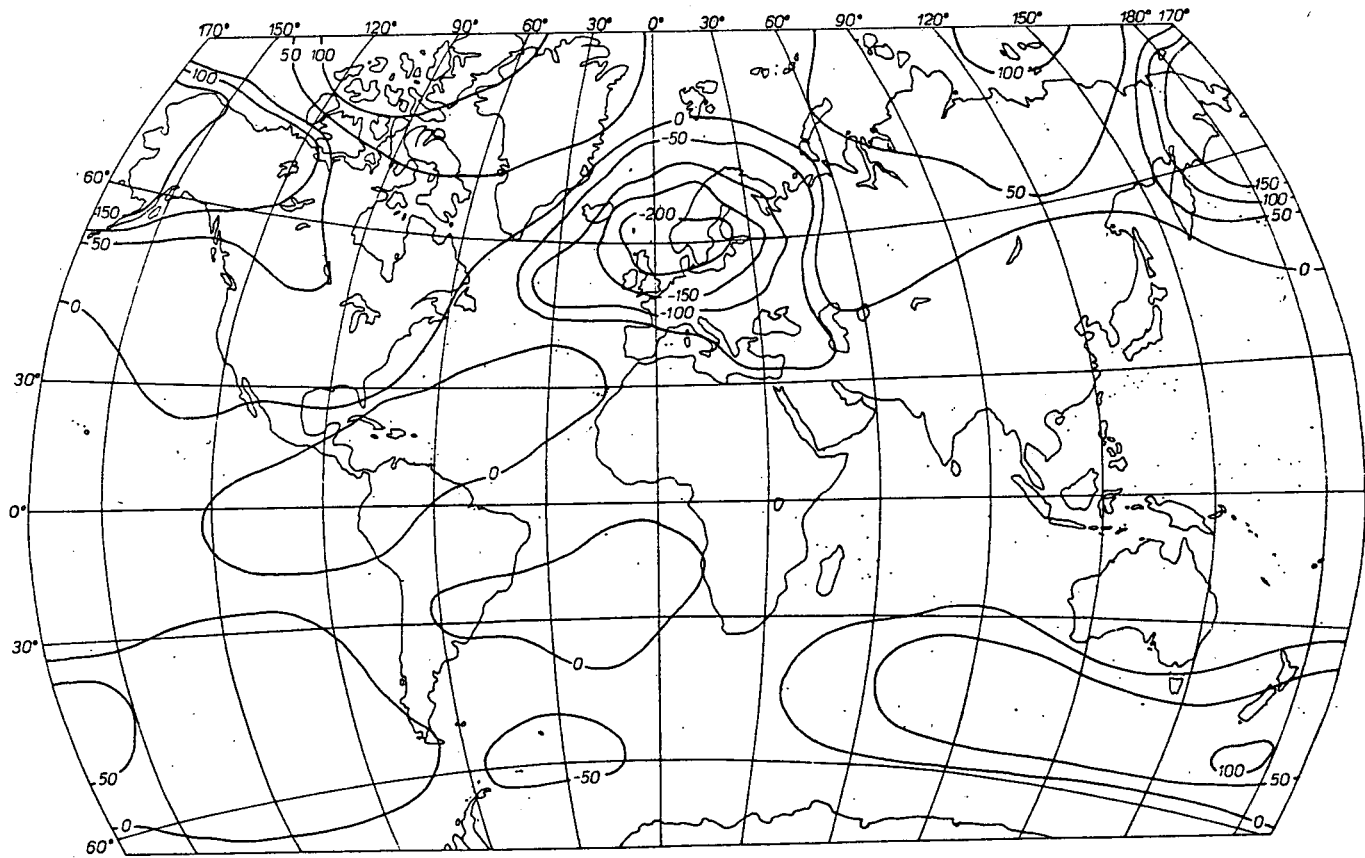
A harmadik sajátvektor esetében, É-i félgömbi feldolgozás szerint, három erőteljes centrum figyelhető meg, melyek központjai Izland, a K-Európai-síkság, valamint az Aleuti-szigetek fő-



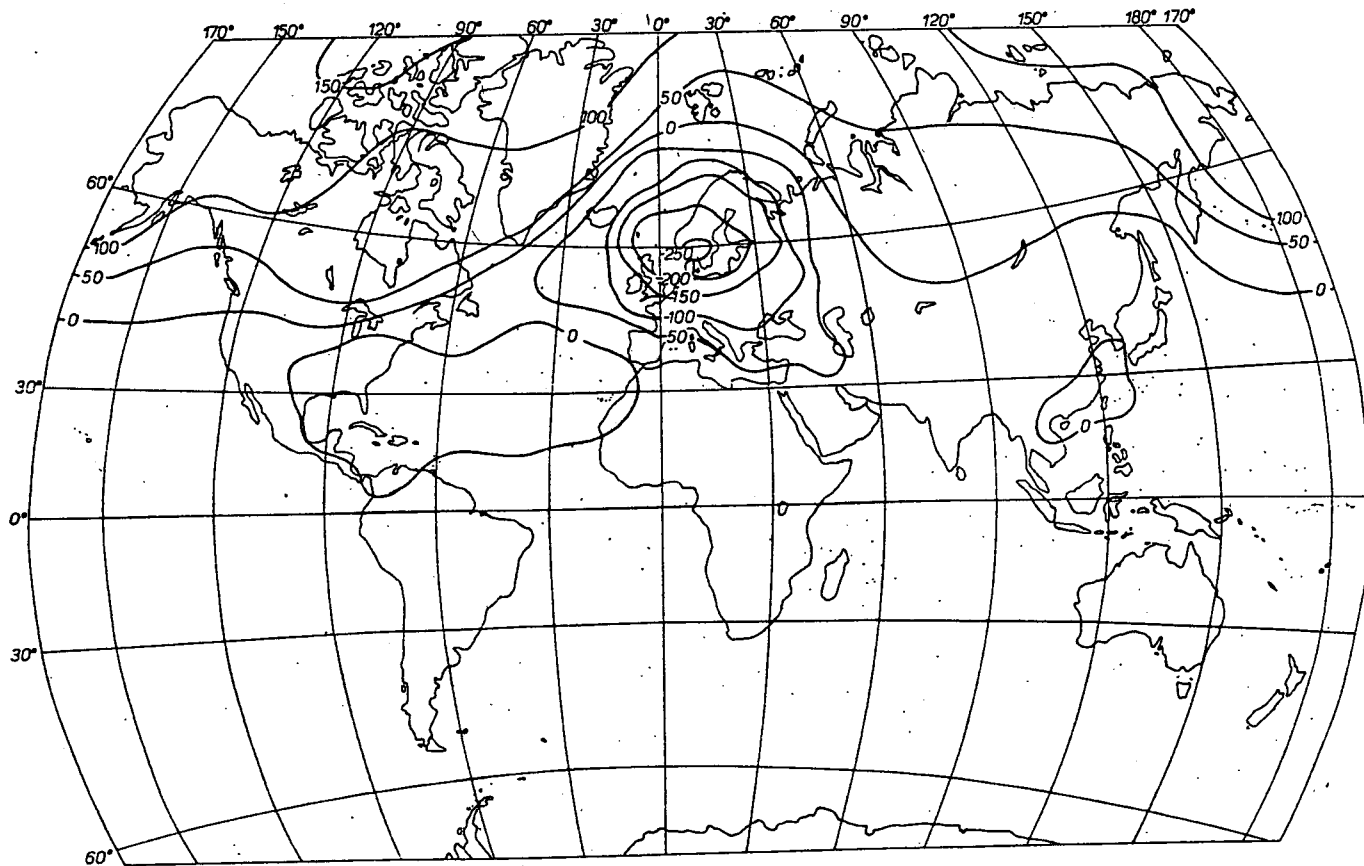
2.a.ábra. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, január,  $10^{-3}$



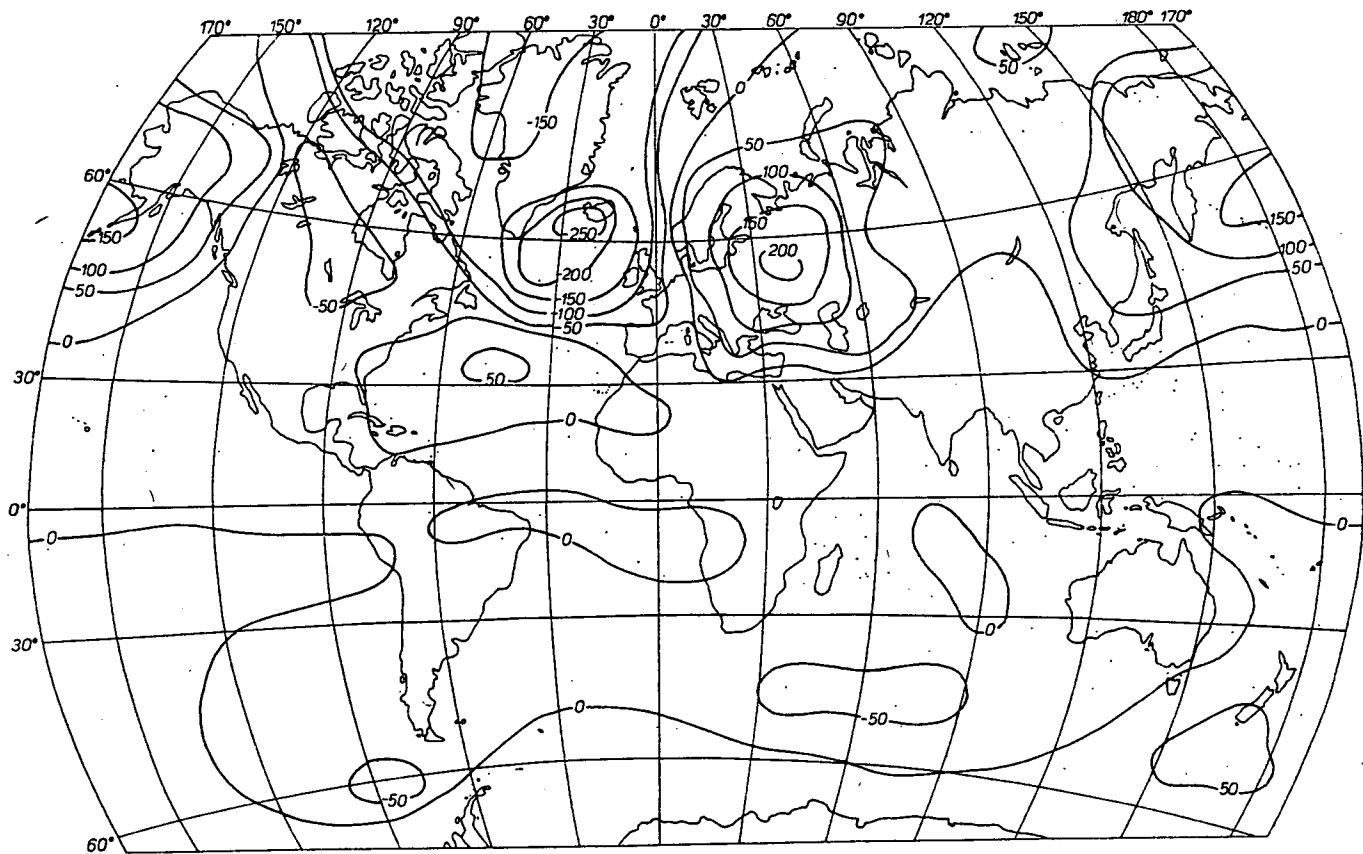
2. b. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, január, 10<sup>-3</sup>



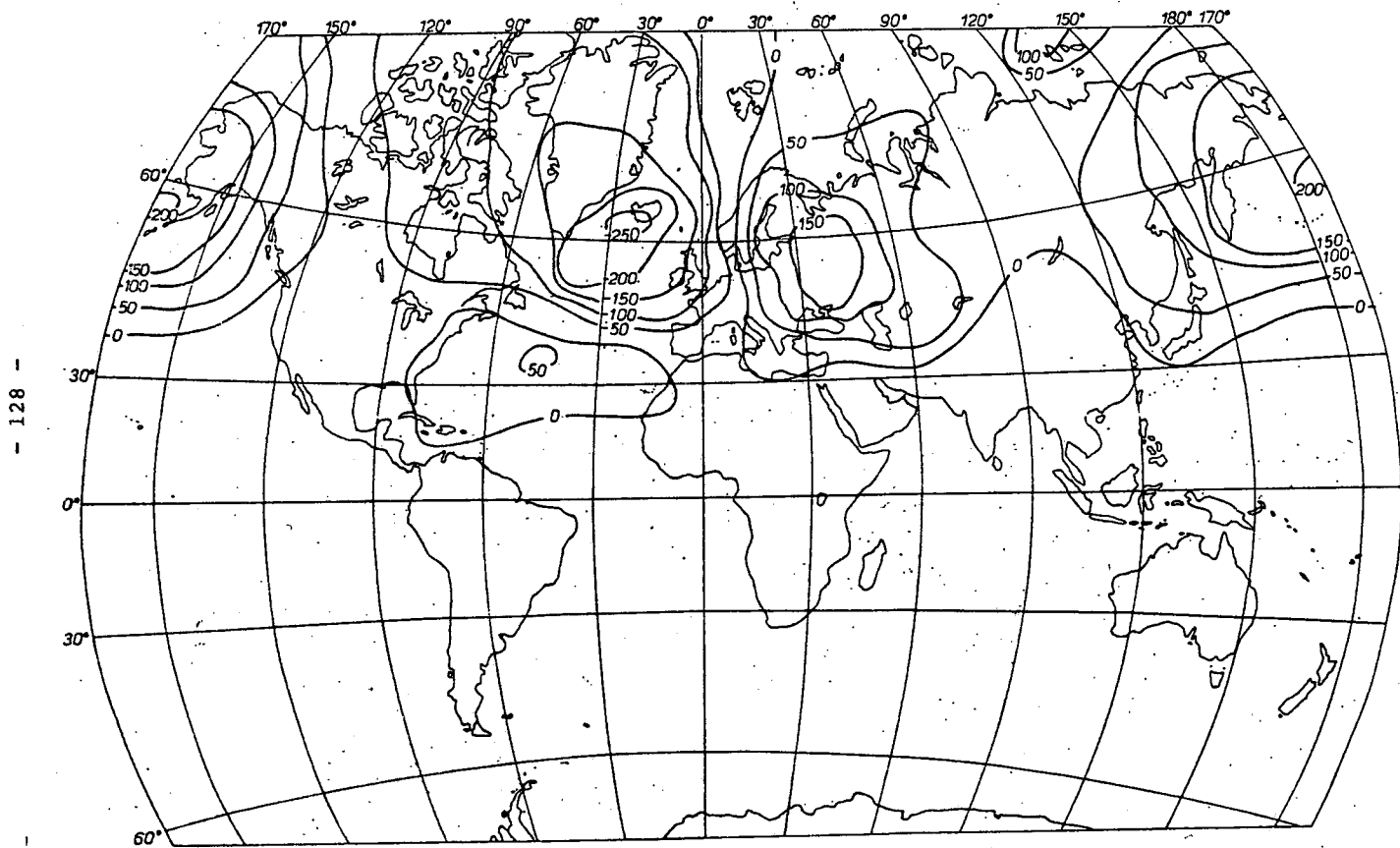
2. c. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, január,  $10^{-3}$



2. d. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, január 10-3



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



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



lött található. A D-i félgömbön néhány kisebb centrum található.

Az áprilisi helyzet annyiban más, hogy a harmadik sajátvektor nem mutat megfelelő egyezést. Így csupán az első kettőt jellemezhetjük (3.a.b.c.d. ábra).

Az első sajátvektor esetében, az É-i félgömbön, egy igen markáns centrum figyelhető meg, mely az arktikus térségben uralkodik. Kis területű centrumok láthatók a Csendes-óceán É-i medencéjében, s a Közép-Atlantikumban. A D-i félgömbön a Csendes-óceán D-i medencéjén uralkodó centrum említhető.

A második sajátvektor által mutatott képen, az É-i félgömbön, két erőteljes centrum figyelhető meg egy É-i tengeri, ill. egy alaszakai központtal. Egy kisebb intenzitású, de nagy területű centrum húzódik az Arktikumban. A D-i félgömbön a Csendes-óceán D-i medencéjében, Új-Zélandtól D-re fekvő központtal rendelkező centrum a legjellemzőbb.

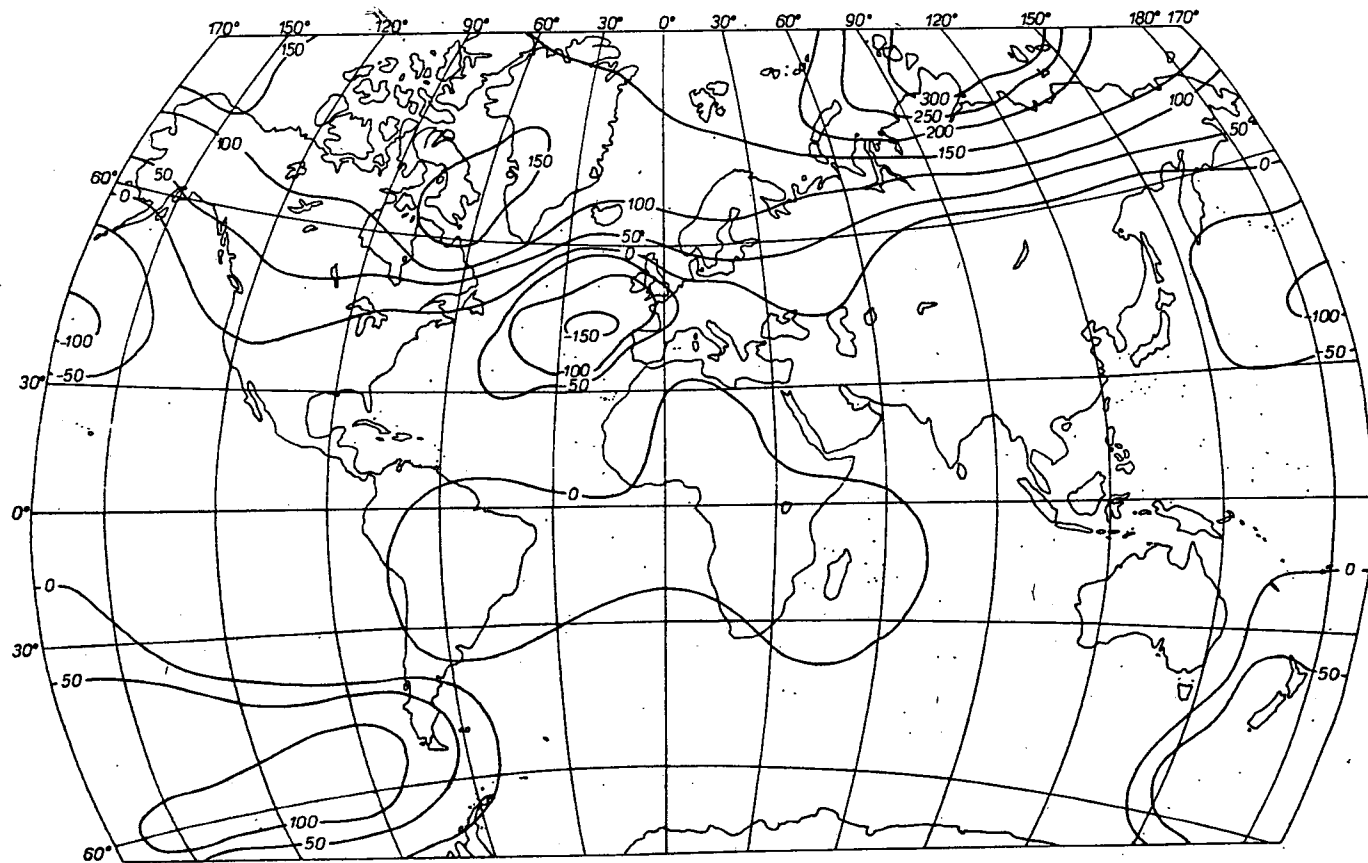
A júliusi sajátvektorok esetében csupán a másodiknál figyelhetünk meg egyezést. Erről is meg kell jegyezni viszont, hogy csupán a területi egyezés áll fenn, az intenzitásban erőteljes eltérés van (4.a.b. ábra). Az É-i félgömbön két markáns centrum figyelhető meg Európa, ill. az Arktisz fölött. A D-i félgömbön, az egész D-i részt magába foglalva, egy igen erőteljes centrum húzódik.

Az októberi első három sajátvektor esetében csupán az elsőnél figyelhető meg a keresett jó egyezés (5.a.b. ábra).

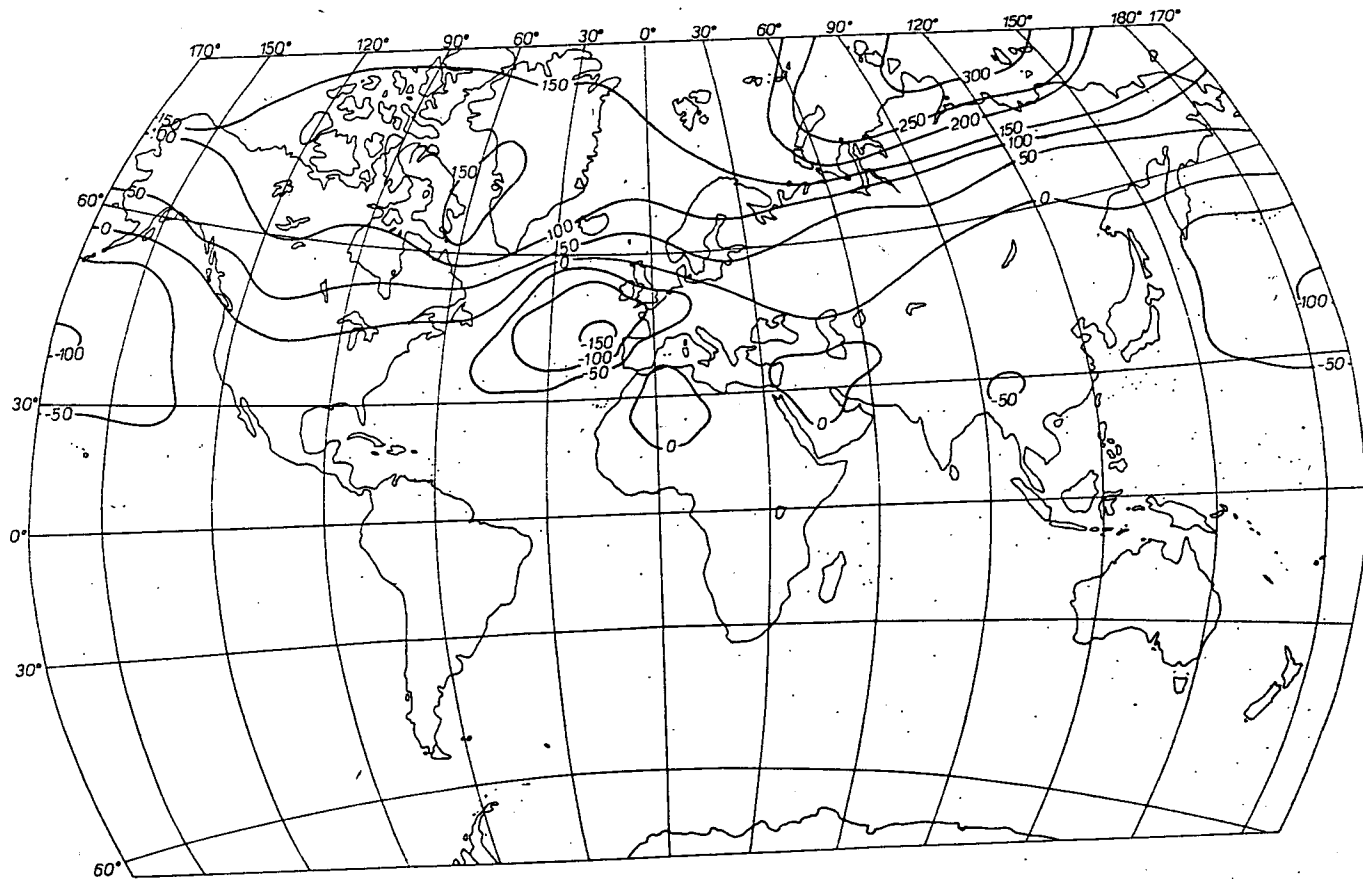
Az É-félgömbön két markáns centrum látható Ny-európai, ill. É-skandináv központtal. A D-i félgömbön csupán kisebb centrumok lelhetők fel.

#### *Cirkulációs változások*

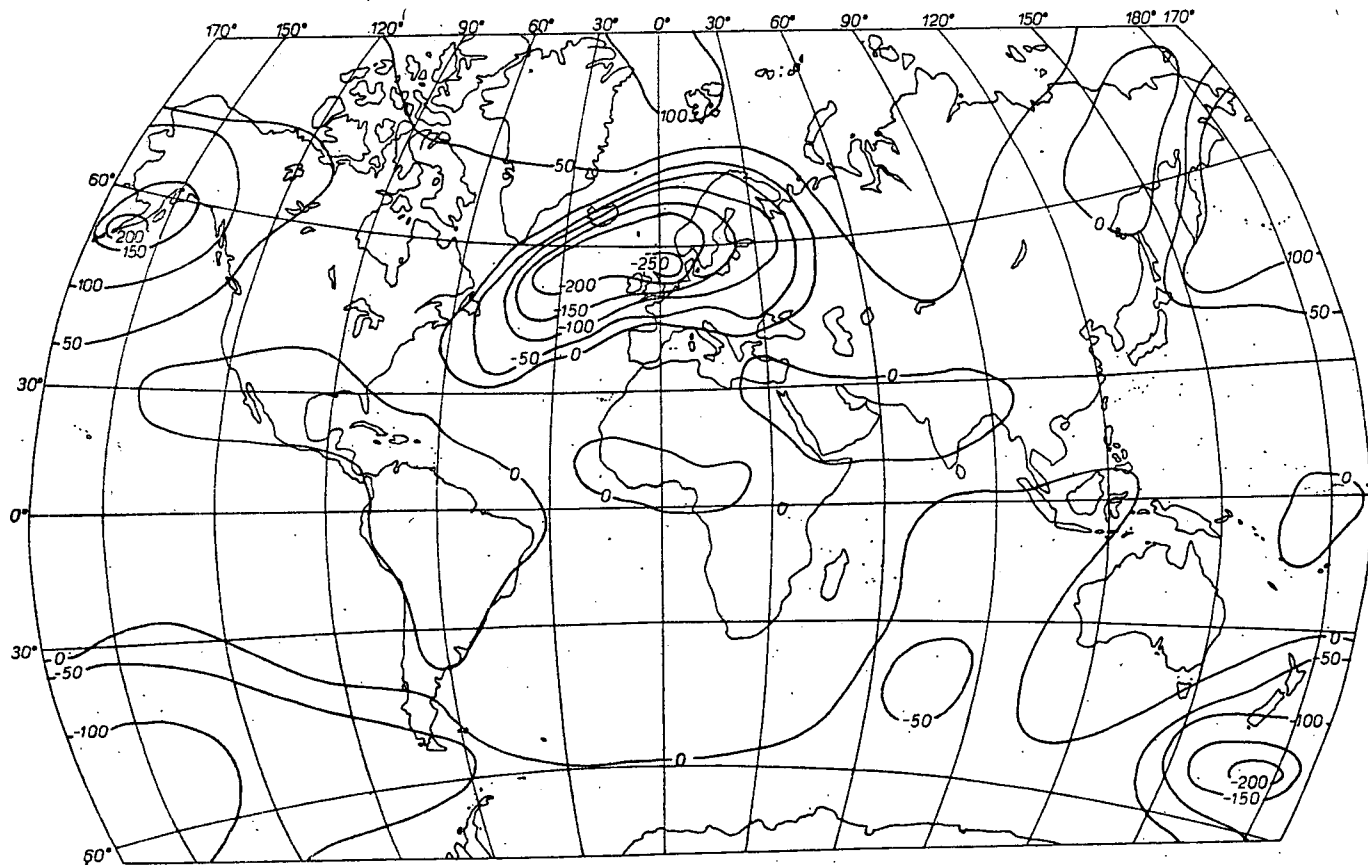
A 6., 7. ábrák bemutatják a januári, áprilisi, júliusi és októberi első három sajátvektorhoz tartozó  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  együtthetők (időegyütthetők) idősorait, melyeket párhuzamosan elemzünk, a Földön és az északi félgömbön. Az idősorok különböző jellemzői tartalmazhatnak fizikai folyamatokkal kapcsolatos információkat. Pl.: a januári első sajátvektorhoz tartozó időegyütthetők néhány év időtartamú, azonos előjelű eltéréseket mutatnak mind a Földön, mind az északi félgömbön, s így az első sajátvektorral összefüggésben az energiatermelődés lassan változó anomá-



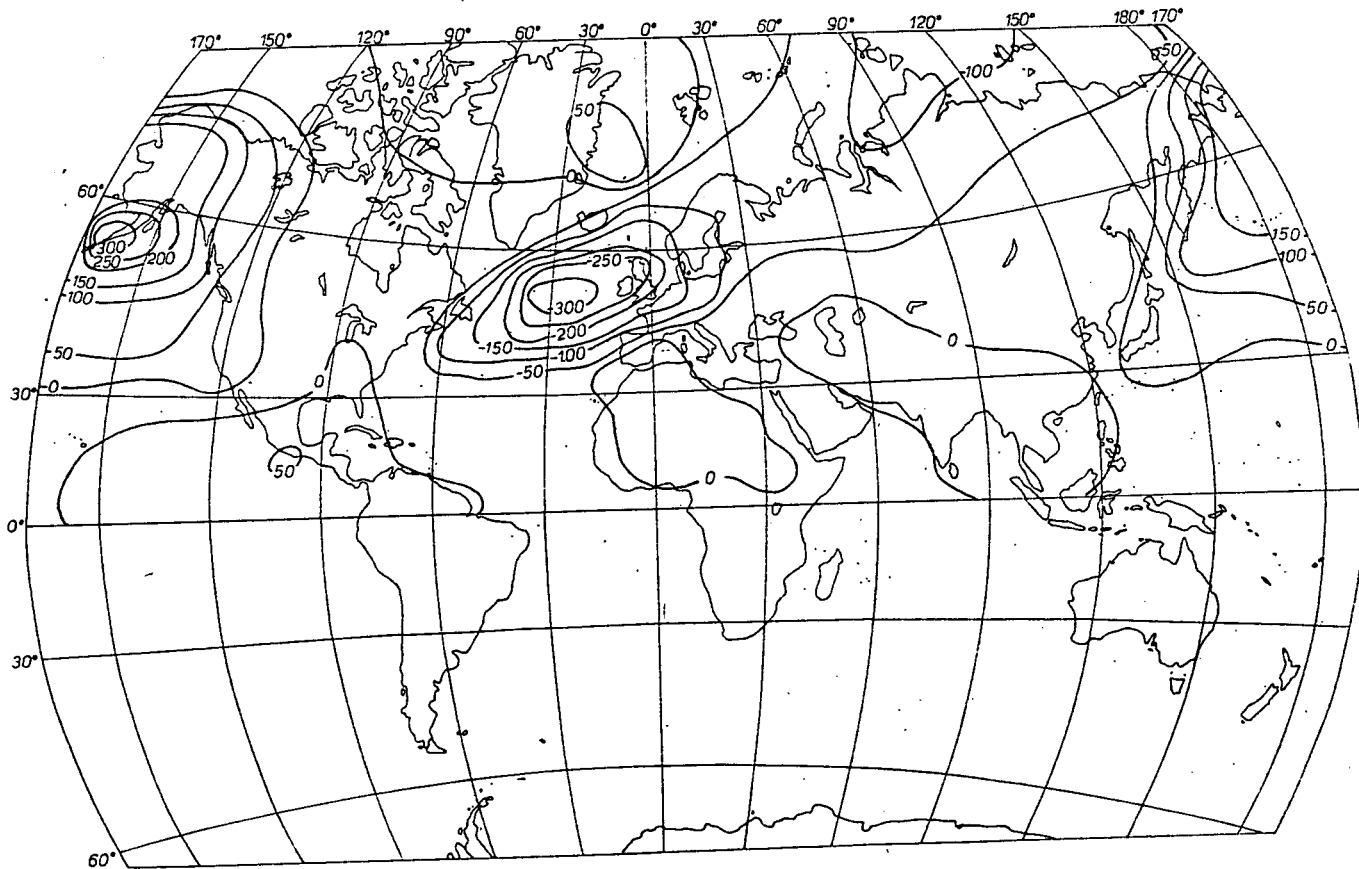
3. a. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, április  $10^{-3}$



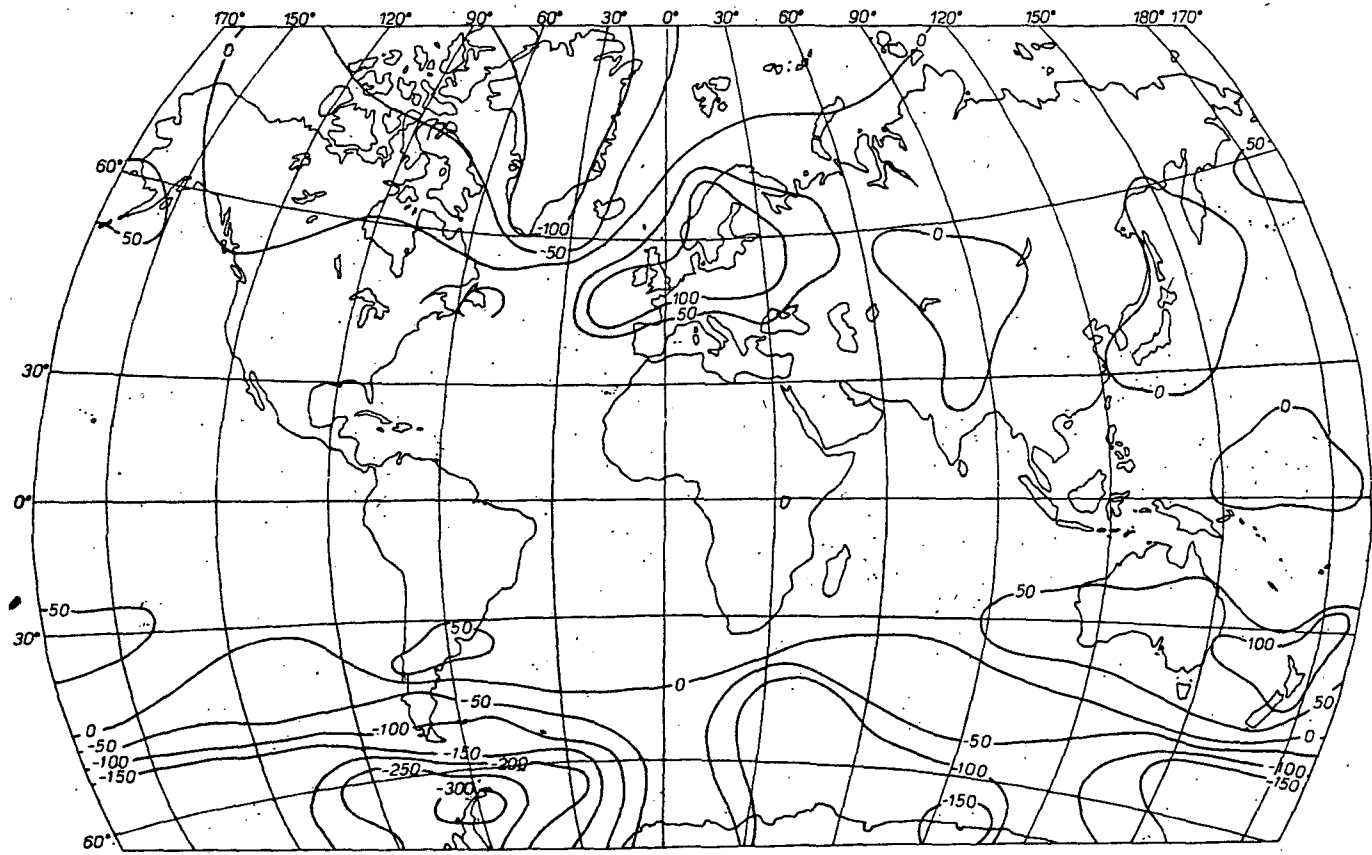
3. b. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$



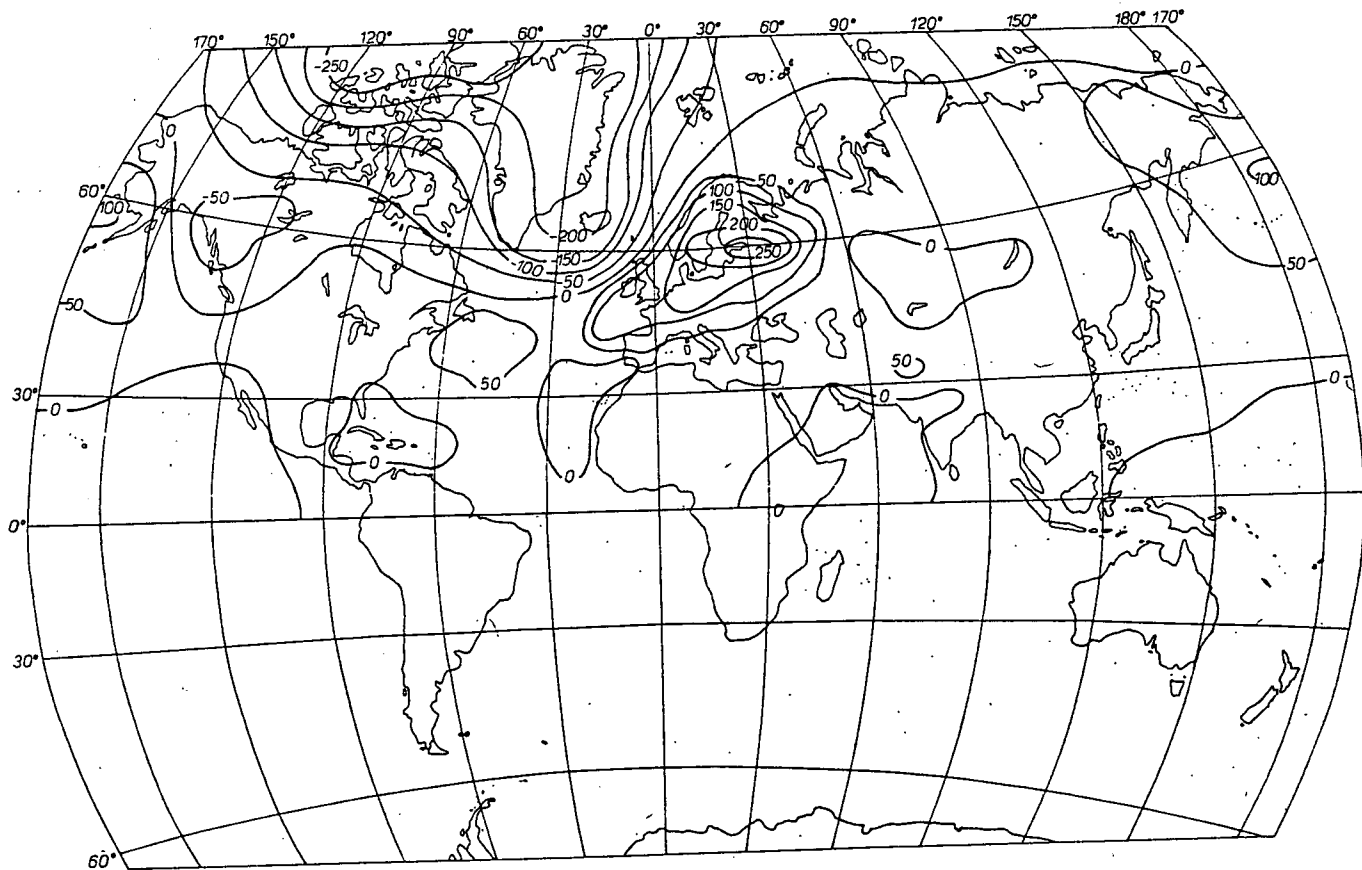
3. c. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, április,  $10^{-3}$



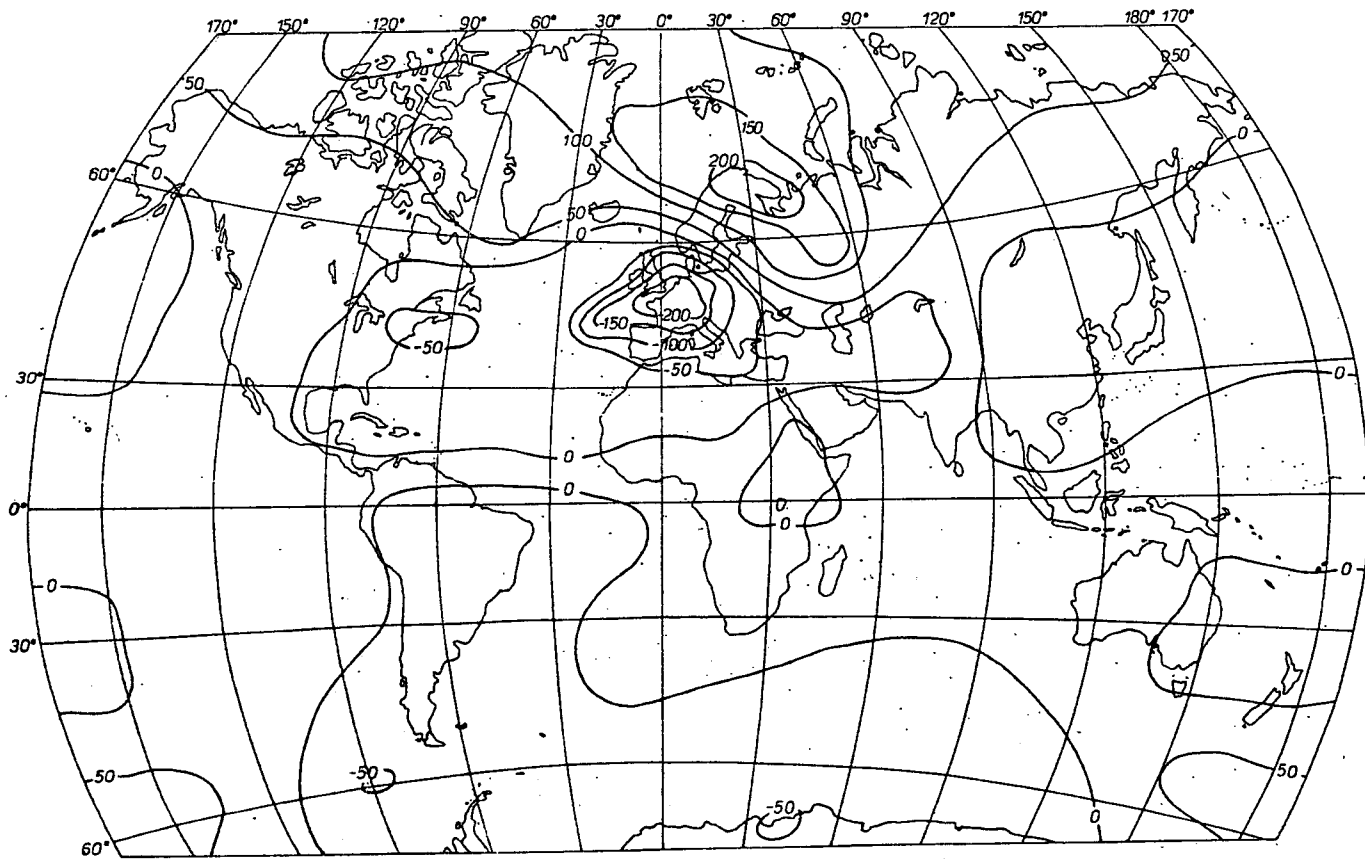
3. d. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb, április,  $10^{-3}$



4. a. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, július,  $10^{-3}$

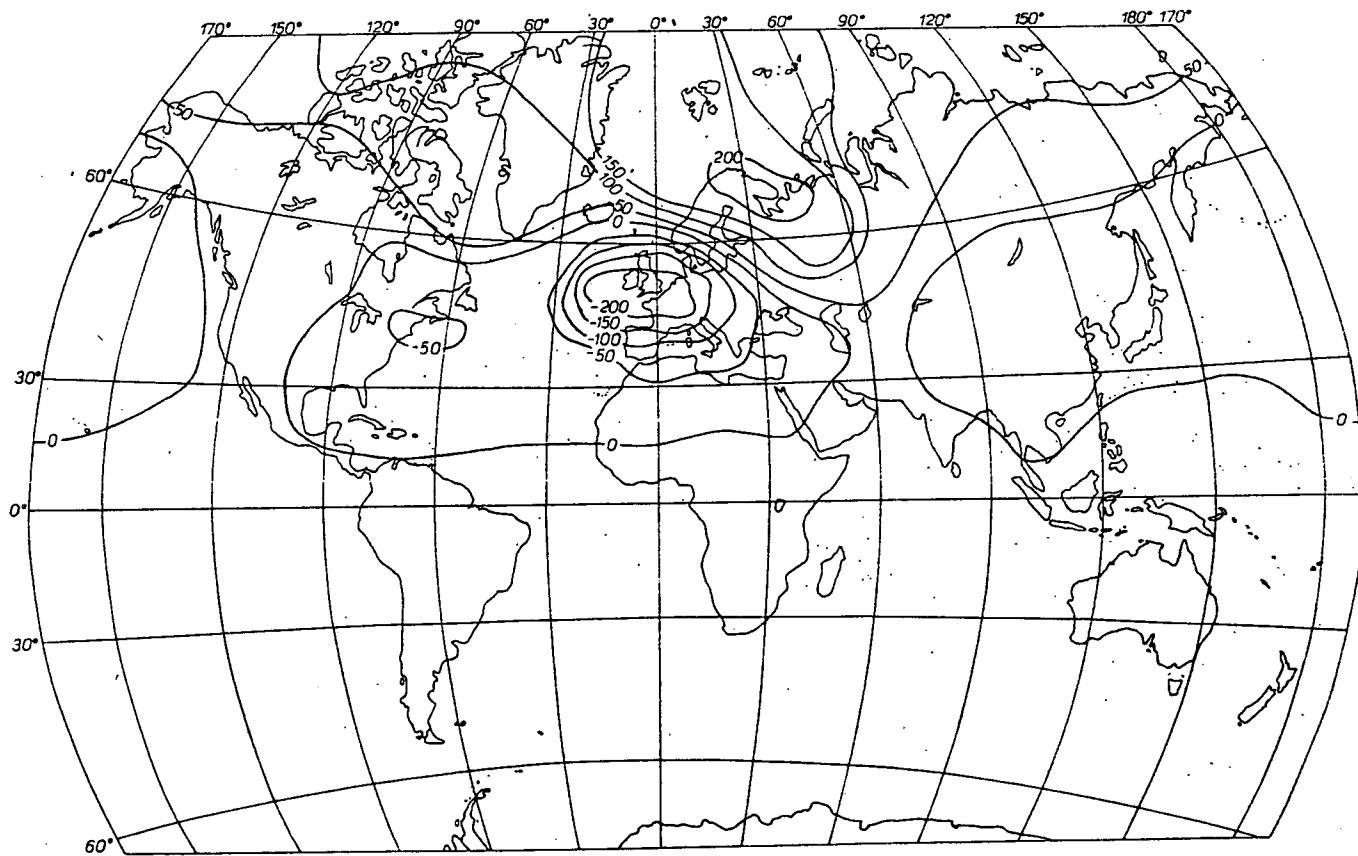


4. b. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 2. sajátvektora, északi félgömb,  
július,  $10^{-3}$



5. a. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora,  $10^{-3}$





5. b. ábra. A tengerszinti légnyomási mező 1. sajátvektora, északi félgömb, október,  $10^{-3}$

likus növekedését, vagy csökkenését jelzik.

Az összes idősor mindkét vizsgált térszínre 2-3 év körüli ingadozásokat mutat. Ezek sohasem maradnak fönna a vizsgálat teljes időtartamára, hanem csupán néhány éves intervallumban mutatnak ki (Brier, 1968; Kutzbach, 1970).

Kísérletet tettünk arra, hogy - az említett hónapok sajátvektor-együtthatóinak idősorait tanulmányozva - azonosítsuk azokat az időszakokat, amelyekben a cirkulációs rendszerek legnagyobb változásai léptek föl. Az együtthatók idősorai részleteinek nagy változékonysága - s ennél fogva a tényleges anomália térképek változékonysága - eleve lehetetlenné tesz bármiféle pontos leírást. Mégis kijelölhető három jellegzetes cirkulációs periódus: az 1960-as évek második kétharmada, az 1970-es évek első fele, az 1970-es évek második fele. Utóbbi nem lezárt periódus, csupán a vizsgálat korlátozott időtartama által behatárolt. Az említett három periódus nem homogén, hanem bennük a változások nagyságrendi és időtartambeli különbözőségeket mutatnak. A könnyebb tárgyalás érdekében a három periódusra időbeli sorrendjük szerint utalunk, azaz 1., 2. és 3. periódusként.

A globális és a hemiszférikus léptékű elemzéseket összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy az említett hónapok első sajátvektoraihoz tartozó időegyütthatók illeszkedése a legjobb. Januárban ez az illeszkedés tökéletes. A további sorrend: október, április és július. A 2. és a 3. sajátvektorokhoz tartozó időegyütthatók gyengébben illeszkednek, a menetükben az eltérés szintén júliusban a legnagyobb.

A globális és hemiszférikus léptékű elemzés megfelelő sajátvektoraihoz tartozó időegyütthatók menetét - ahogy nagyfokú hasonlóságuk indokolja - közösen jellemezzük az említett hónapokban.

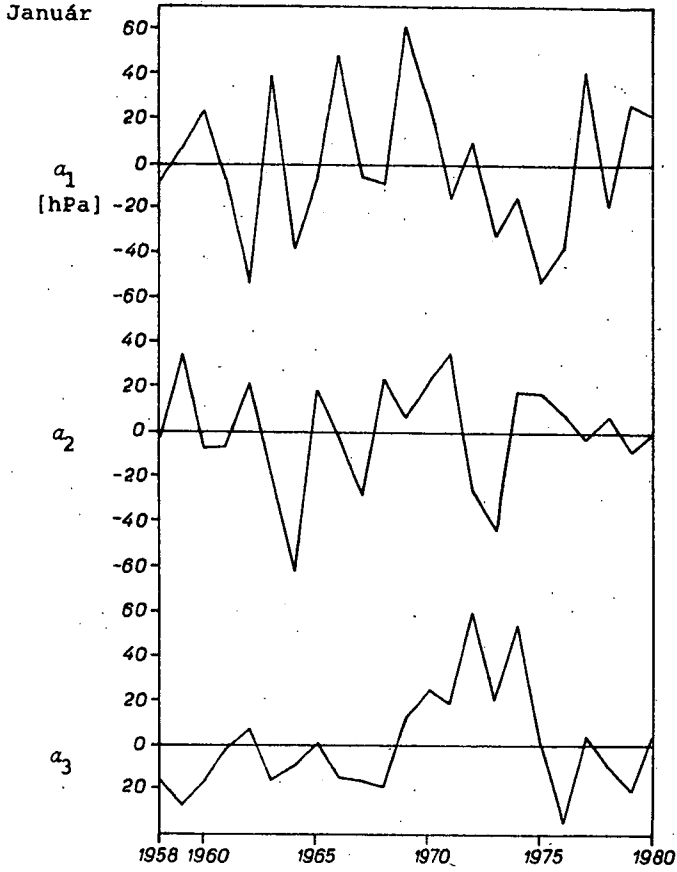
Januárban (6. a., 7. a. ábra) az első sajátvektorhoz tartozó időegyüttható váltakozó előjellel nagy ingadozásokat mutat az 1. időszak folyamán. A 2. időszakban az időegyütthatók túlnyomórészt negatív előjelűek, fokozatosan növekvő amplitúdóval. A 3. időszakban az együtthatókat általában nagy pozitív eltérések jellemzik. A második sajátvektor együtthatója az 1. és 2. időszakban váltakozva vesz föl pozitív és negatív értékeket, a 3. időszakban nem karakterisztikus. A harmadik sajátvektor együtthatója a 2. időszakban markáns, pozitív értékekkel tűnik

ki, egyébként negatív. Áprilisban (6.b., 7.b. ábra) és júliusban (6.c., 7.c. ábra) az egyes sajátvektorok együtttható-menete általában váltakozó előjelű az egyes időszakokban, csupán a júliusi második sajátvektor túlnyomórészt pozitív együttthatói tűnnek ki az 1. időszakban. Júliusban mutatkozik a legnagyobb eltérés a globális és a hemiszférikus feldolgozás megfelelő sajátvektor-együttthatóinak időbeli menetében, ami helyenként azok ellentétes tendenciáiban nyilvánul meg, s abban, hogy a globális feldolgozásban a megfelelő együtttható idősorok nagyobb amplitúdókkal rendelkeznek. Októberben (6.d., 7.d. ábra) az első sajátvektorhoz tartozó időegyütttható fokozatosan csökkenő amplitúdóval előbb pozitív, majd negatív előjelű eltéréseket mutat az 1. időszakban. A 2. időszakban a tendencia ellentétes, míg a 3. időszakot váltakozó előjelű nagyobb abszolút értékű időegyüttthatók jellemzik. A második sajátvektorhoz tartozó együtttható menet többnyire pozitív az 1. és a 3. időszakban és negatív a 2.-ban. A harmadik sajátvektor együtttható-menete csupán az északi félgömbön jellegzetes, uralkodóan negatív értékekkel az 1. és a 3. időszakban, pozitívokkal a 2. időszakban.

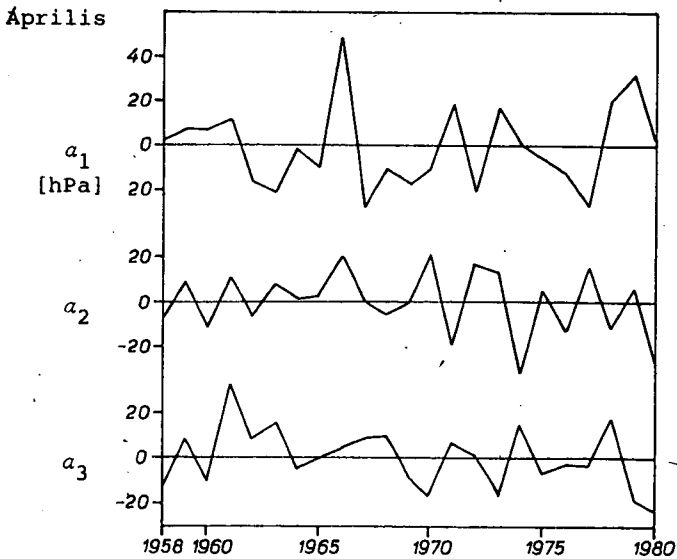
A cirkuláció vagy éghajlatváltozás időszakainak részletes leírása magába foglal néhány feltevést a tanulmányozás alatt lévő sajátosságok térbeli kiterjedéséről. A dolgozatnak nem célja, hogy a cirkuláció sajátosságainak változásain alapuló jelen eredményeket összehasonlítsa, akár lokális, vagy regionális indexeken alapuló eredményekkel. Csupán egy érintőleges párhuzamot vonunk. Az úgynevezett elemi cirkulációs mechanizmusok zonális és meridionális cirkulációja típusai csoportjainak időbeli menétét (1899-1971) (Dzerdzeevskij, 1975) összevetve az általunk vizsgált periódus (1958-1980) sajátvektor együttthatóinak menetével, megállapítható, hogy az 1. időszak (az 1960-as évek második kétharmada) nagyjából a meridionális cirkuláció típusok kulminálásának időszakával esik egybe.

#### ÖSSZEGZÉS

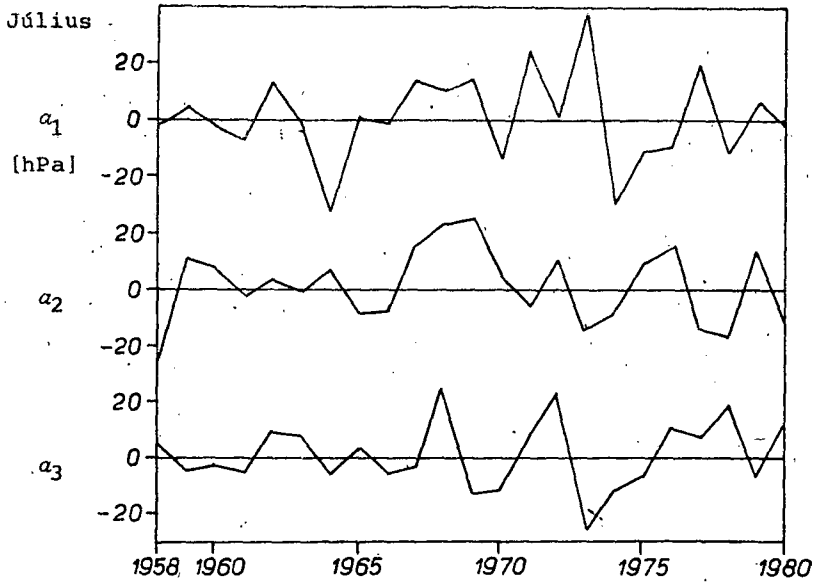
Az első néhány sajátvektor az évről-évre a legnagyobb változékonyságot mutató földrajzi térségeket jelzi és bizonyos térbeli kapcsolódásokat feltételez. A sajátvektorok együttthatói



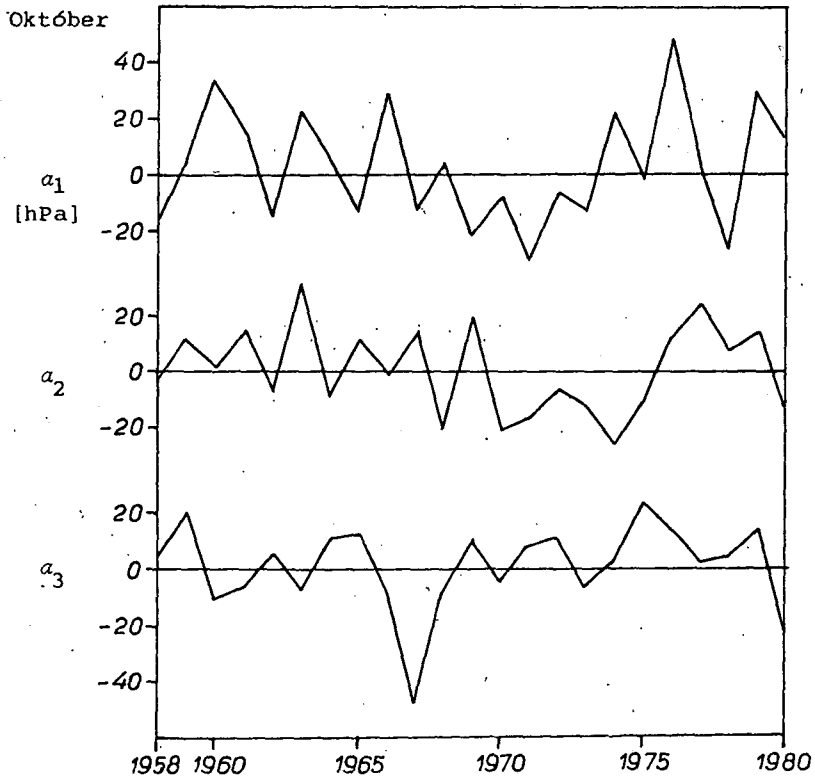
6. a. ábra



6. b. ábra . A januári és áprilisi első három sajátvektorhoz tartozó időgyűtthetők ( $a_1, a_2, a_3$ ), Föld

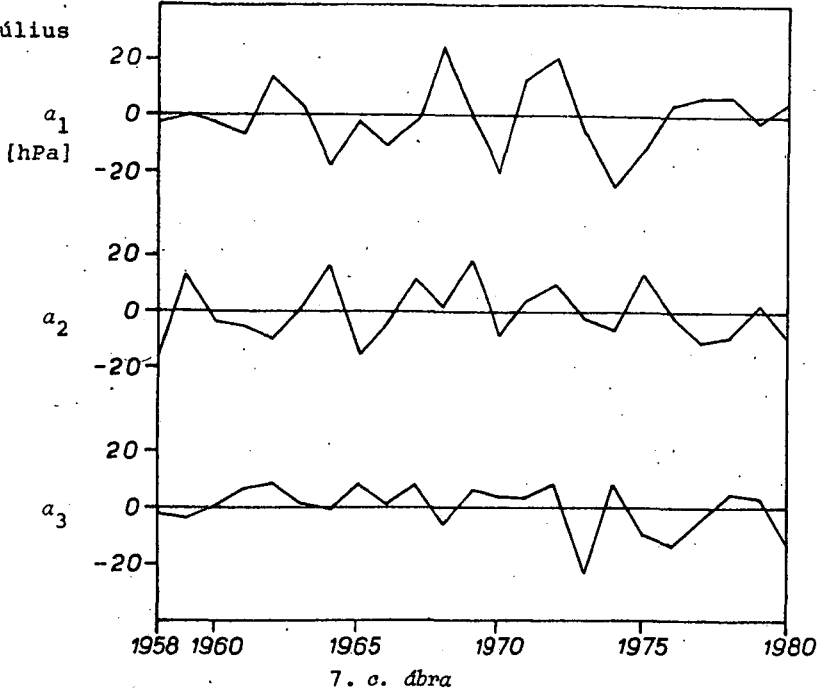


6.c. ábra



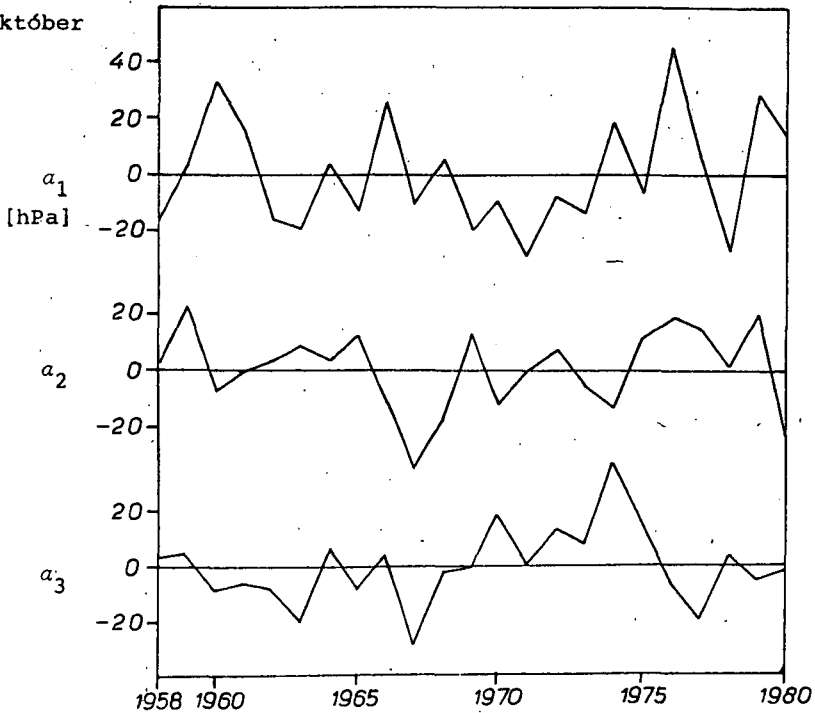
6.d. ábra. . A júliusi és októberi első három sajátvektorhoz tartozó időgyütthetők) ( $a_1, a_2, a_3$ ), Föld

Július

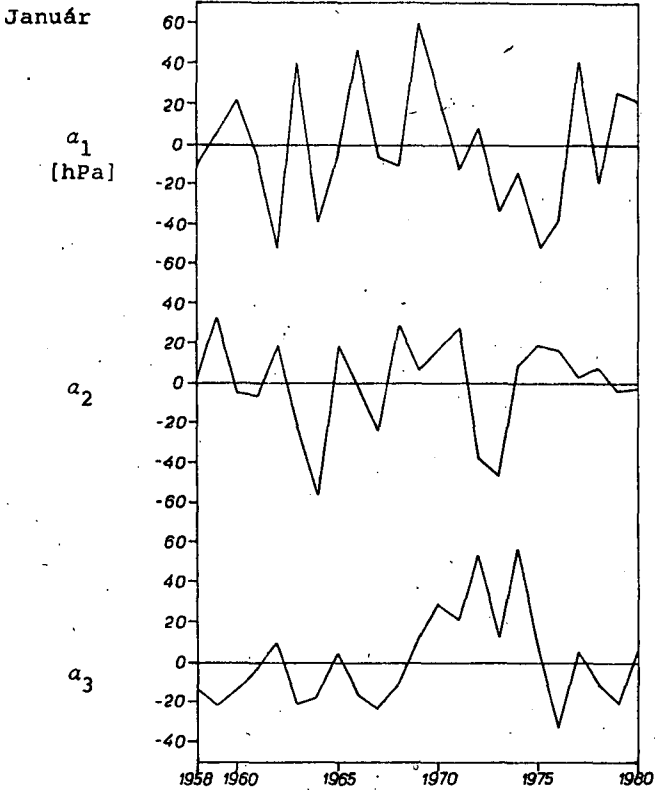


7. a. ábra

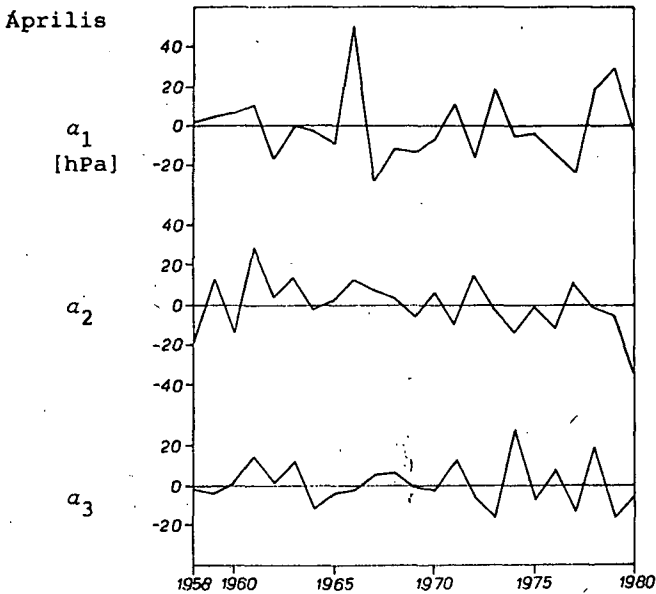
Október



7. d. ábra . A júliusi és októberi első három sajátvektorhoz tartozó időgyűtthetők ( $a_1, a_2, a_3$ ), északi félgömb



7. a. ábra



7. b. ábra . A januári és április első három sajátvektorhoz tartozó időgyűtthetők ( $a_1, a_2, a_3$ ), északi félgömb

idősorának vizsgálata lehetővé teszi a cirkuláció változásainak részletes leírását. A rövid vizsgált időszakban három cirkulációs periódust különítettünk el, melyek meglehetősen rövid időtartamúak. A hemiszférikus és globális vizsgálat alapján a megfelelő júliusi sajátvektorok között, valamint azok együtthatóinak menetében van a legnagyobb különbség az északi félgömbön. Mivel csupán egy változót (légnyomás) elemeztünk, e vizsgálat kevésbé segít hozzá a cirkuláció változékonyságának fizikai értelmezéséhez. Ahhoz különösen fontos izolálni az adott földrajzi térségeket és időszakokat, melyek aztán alkalmasabb módszerekkel tanulmányozhatók.

#### IRODALOMJEGYZÉK

- [1] Н. И. Яковлева, И. Е. Чувашина, Г. Д. Кудашкин, Уточнение естественных ортогональных функций поля давления (геопотенциала) над северным полушарием, Ленинград, Главная Геофизическая Обсерватория, Труды No. 201, 60-71, 1968.
- [2] Н. А. Багров, Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих, Труды, вып. 74, 1959.
- [3] T. Chang, T. Yasunari, Fluctuations of global surface pressure patterns during the last 100 years and relation to the Asian monsoon, Pt. 1. Northern summer (July), *Meteorological Society of Japan, Journal*, Tokyo, 60(5); 1132-1142, 1982.
- [4] J. M. Craddock, S. Flintoff, Eigenvector representations of Northern Hemisphere fields, *Royal Meteorological Society, Quarterly Journal*, 96 (407), 124-129, 1970.
- [5] R. E. Davis, Predictability of sea surface temperature and sea level pressure over the North Pacific Ocean, *Journal of Phys. Oceanogr.*, 6., 249-266, 1976.
- [6] R. E. Davis, Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean, *Journal of Phys. Oceanogr.*, 8., 233-246, 1978.
- [7] E. Dinies, Monatliche und jährliche Breitenkreismittel des Luftdrucks auf der Nordhalbkugel für die Jahre 1899 bis 1967, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Nr. 109. Band 15. 1968.



- [8] A. A. Fukuoka, A study of 10-day forecast, *Geophys. Mag.*, No. 3., 1951.
- [9] D. L. Gilman, *Empirical Orthogonal Functions Applied to Thirty-Day Forecasting*, Scientific Report. No. 1., Contract No. AF 19 (604) - 1283, Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1957.
- [10] J. W. Kidson, Eigenvector analysis of monthly mean surface data, *Monthly Weather Review*, Boston, MA., 103 (3), 177-186., 1975.
- [11] J. W. Kidson, Tropical eigenvector analysis and the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, Boston, MA., 103 (3), 187-196., 1975.
- [12] Gy. Koppány, R. Roth, Nyomás- és hőmérséklet mezők felbontása természetes ortogonális összetevőkre, *Időjárás*, 76 (3), 133-145., 1972.
- [13] J. E. Kutzbach, Empirical Eigenvectors of Sea-level pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes Over North America, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 6. No 5., 791-802., 1967.
- [14] J. E. Kutzbach, Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure, *Monthly Weather Review*, 98., 708-716., 1970.
- [15] E. N. Lorenz, *Empirical Orthogonal functions and statistical weather prediction*, Sci. Rep. No. 1. Statistical Forecasting Project. Contr. No. AF 19 (604) - 1566. Mass. Inst. Techn., 1956.
- [16] E. N. Lorenz, *Prospects for statistical weather forecasting*, Fin. Rep. Statistical Forecasting Project. Mass. Inst. Techn., 1959.
- [17] Makra László, 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., 1980.
- [18] А. В. Мещерская, Л. В. Руховец, М. И. Юдин, Н. И. Яковлева, Естественные составляющие метеорологических полей, Ленинград, 1970.
- [19] А. М. Обухов, О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций, Изв. А. Н. СССР, сер. геофиз., No. 3., 1960.

- [20] J. C. Rogers, Spatial variability of seasonal sea level pressure and 500 mb height anomalies, *Monthly Weather Review*, 109 (10), 2093-2106., 1981.
- [21] J. C. Rogers, The North Pacific Oscillation during winter, *NCAR/CT-56, INSTAAR/OP-31.*, 1979.
- [22] J. C. Rogers, H. van Loon, Spatial variability of sea-level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere, *Monthly Weather Review*, 110 (10), 1375-1392., 1982.
- [23] Л. В. Руховец, Об оптимальном представлении вертикальных распределений некоторых метеорологических элементов, Изв. А. Н. СССР, сер. геофиз., No. 4., 1963.
- [24] Л. В. Руховец, О статистических оптимальных представлениях вертикальных распределений метеозаэментов, Труды 660, вып. 165, 1964а.
- [25] K. E. Trenberth, D. A. Paolino, Northern Hemisphere sea level pressure data set: trends, errors and discontinuities, *Monthly Weather Review*, 108 (7), 855-872., 1980.
- [26] K. E. Trenberth, D. A. Paolino, Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the Northern Hemisphere, *Monthly Weather Review*, 109 (6), 1169-1189., 1981.
- [27] Н. И. Юдин, Об изучении факторов, обуславливающих нестационарности общей циркуляции атмосферы, Междунар. симп. по динамике крупномасштабных процессов в атмосфере, Наука, Москва, 1965.
- [28] М. И. Юдин, Использование спутниковых данных в численном прогнозе, Междунар. семинар по интерпретации и использованию данных метеорологических спутников, Тидрометеоздат, Москва, 1966.
- [29] М. И. Юдин, Физико-статистические методы прогнозов погоды и возможности их внедрения, *Метеорология и гидрология*, No. 11., 1968.
- [30] М. И. Юдин, Физико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды, Тидрометеоздат, Ленинград, 1968.
- [31] J. E. Walsh, Temporal and spatial scales of the Arctic circulation, *Monthly Weather Review*, 106., 1532-1544., 1978.

- [32] R. M. White, D. S. Cooley, R. C. Derby, F. A. Seaver, The development of efficient linear statistical operators for the prediction of sea level pressure, *Journal of Appl. Meteor.* 15., 426-434., 1958.
- [33] G. W. Brier, Long-Range Predictions of the Zonal Westerlies and Some Problems in data Analysis, *Review of Geophysics* ., Vol. 6., No. 4., 820-828., 1968.
- [34] Б. Л. Дзёрдзе́евский, Общая циркуляция атмосферы и климат, Наука, Москва, 1978.

#### ADATTÁRAK

- World Weather Records* 1951-1960. Vol. 1-6. Washington, DC, 1965.  
1961-1970. Vol. 1-6. Asheville, 1979.
- Monthly Climatic Data for the World* 1961-1980. National Climatic Center, Asheville, NC. USA
- Die Witterung in Uebersee* 1958-1980. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Hamburg

Susányi Tamás

matematika-földrajz szakos tanár  
Gyomaendrőd, Dobó u. 13., 5500



B121497