

2. A VIZSGÁLATBAN FELHASZNÁLT ADATOK

A dolgozatban a nagytérségű cirkuláció és a légköri oszcillációs jelenségek (ENSO, NAO) együttes hatásait vizsgáljuk az északi félteke közepes földrajzi szélességein található két kiválasztott régióra: (1) az Atlanti-Európai térségben a Kárpát-medence területére, (2) Észak-Amerikában a középanyugati préri vidékére. Ebben a fejezetben a makro-skálájú cirkuláció jellemzésére alkalmazható mezőosztályozási típusokról szólnunk, majd az El Niño – Déli Oszcilláció (ENSO) és az Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO) bemutatását a regionális klímaparaméterek számbavétele követi.

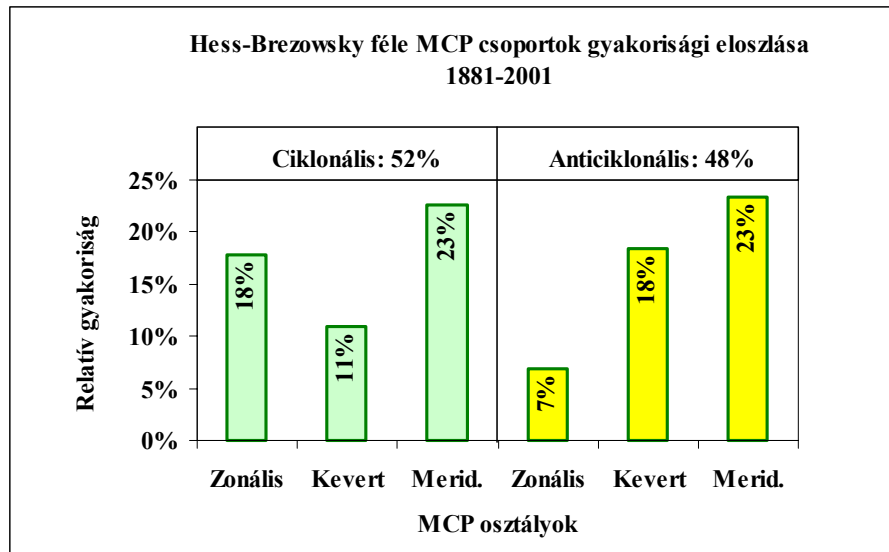
2.1. Makrocirkulációs tipizálás

A nagy térséget lefedő, szinoptikus skálájú cirkulációt fél-empirikus illetve empirikus módon definiált ún. makroszinoptikus alaphelyzetekkel vagy más néven makrocirkulációs típusokkal (MCP) szokás jellemezni.

A./ Az Atlanti-Európai térségre vonatkozóan a *Hess-Brezowsky*-féle tipizálási rendszer (1952, 1977) alapján a *Groswetterlagen Europas* című német szakfolyóirat által rendszeresen közzétett napi kódsort használtuk fel. Az egyes típusok rövid jellemzése a **2-1. táblázat**ban olvasható, részletesebb vizsgálatuk megtalálható *Bartholy* és *Kaba* munkájában (1987). Az idősor az 1881–2001. közötti időszak napi MCP típusait tartalmazza. A közel 30 különböző típusra többféle csoportosítást alkalmaztunk vizsgálataink során:

- (1) Cirkulációs jelleg szempontjából zonális, meridionális illetve kevert makrocirkulációs osztályokba soroltuk be a napi helyzeteket, melyekbe rendre 4, 18 illetve 7 MCP típus tartozik.
- (2) Az áramlási főirányok alapján a nyolc alaphelyzetet (W, SW, NW, N, NE, E, SE, S) két központi elhelyezkedésű helyzettel (HM, TM) kiegészítve összesen tíz MCP osztályt hozhatunk létre.
- (3) A ciklonális/anticiklonális áramlás dominanciája szerint ugyancsak rendezhetőek a típusok ciklonális (Wz, SWz, NWz, TM, Nz, HNz, TRM, NEz, HFz, HNFz, SEz, Sz, TB, TRW) és anticiklonális (Wa, SWa, NWa, HM, Na, HNa, HB, NEa, HFa, HNFa, SEa, Sa) csoportba.

- (4) Az (1)-ben és a (3)-ban leírt két csoportosítás egyesítésével hat osztályt különíthetünk el: zonális-ciklonális (Wz), meridionális-ciklonális (Nz, HNz, TRM, NEz, HFz, HNFz, SEz, Sz, TB, TRW), kevert-ciklonális (SWz, NWz, TM), zonális-anticiklonális (Wa), meridionális-anticiklonális (Na, HNa, HB, NEa, HFa, HNFa, SEa, Sa), kevert-anticiklonális (SWa, NWa, HM).



2-1. ábra: A Hess-Brezowsky féle MCP típusosztályok gyakoriságainak megoszlása 1881-2001 között

A **2-1. ábrán** láthatjuk a ciklonális illetve az anticiklonális osztályok cirkulációs jelleg szerinti eloszlását a teljes 121 éves időszak alatt. Az adatsor elemzéséből kiderül, hogy mindkét esetben leggyakrabban a meridionális jellegű helyzetek fordultak elő az Atlanti-Európai térségben (23-23%-ban). A legritkább (7%-os relatív gyakoriságú) MCP típusok a zonális jellegű anticiklonális osztályba sorolhatók. Összességében csupán néhány százalékkal múlja felül a ciklonális MCP-k relatív gyakorisága (52%) az anticiklonálisokét (48%).

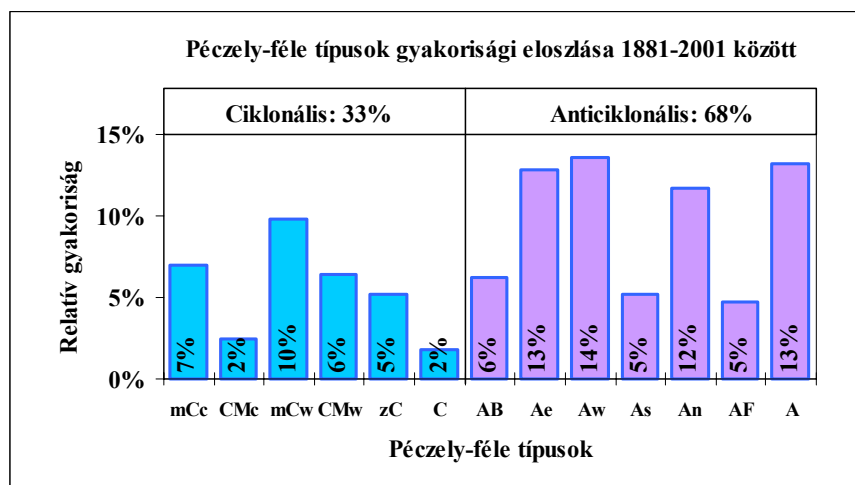
2-1. táblázat: A Hess–Brezowsky-féle MCP típusok

Cirkulációs jelleg	Áramlási főirány	Makroszinoptikus helyzet neve (betűjele)
Zonális	Nyugat (W)	Anticiklonális nyugati helyzet (Wa)
		Ciklonális nyugati helyzet (Wz)
		Déli nyugati helyzet (Ws)
		Szögleteszerű nyugati helyzet (Ww)
Kevert	Délnyugat (SW)	Anticiklonális délnyugati helyzet (SWa)
		Ciklonális délnyugati helyzet (SWz)
	Északnyugat (NW)	Anticiklonális északnyugati helyzet (Nwa)
		Ciklonális északnyugati helyzet (NWz)
	Közép-Európa feletti anticiklon (HM)	Magasnyomású légköri képződmény Közép-Európa felett (HM)
		Zonális magasnyomású „híd” Közép-Európa felett (BM)
	Közép-Európa feletti ciklon (TM)	Alacsony nyomású centrum Közép-Európa felett (TM)
	Meridionális	Észak (N)
Ciklonális északi helyzet (Nz)		
Közép-Európa felé kiterjeszkedő anticiklon, középpontjával az Északi-tenger felett (HNa)		
Anticiklon, középpontjával az Északi-tenger felett (HNz)		
Középpontjával a Brit-szigetek feletti anticiklon (HB)		
Teknő Közép-Európa felett (TRM)		
Északkelet (NE)		Anticiklonális északkeleti helyzet (NEa)
		Ciklonális északkeleti helyzet (NEz)
Kelet (E)		Közép-Európa felé kiterjeszkedő anticiklon, középpontjával Fenno-Skandinávia felett (HFa)
		Anticiklon Fenno-Skandinávia, ciklon Közép-Európa felett (HFz)
		Közép-Európa felé kiterjeszkedő anticiklon, középpontjával az Északi-tenger és Fenno-Skandinávia felett (HNFa)
		Anticiklon az Északi-tengeren ill. Fenno-Skandinávia felett és ciklon Közép-Európa térségében (HNFz)
Délkelet (SE)		Anticiklonális délkeleti helyzet (SEa)
		Ciklonális délkeleti helyzet (SEz)
Dél (S)		Anticiklonális déli helyzet (Sa)
		Ciklonális déli helyzet (Sz)
		Ciklonális helyzet, a ciklon centruma a Brit-szigetek felett (TB)
		Teknő Nyugat-Európa felett (TRW)

B./ A Kárpát-medence időjárás helyzetekre specifikusabb osztályozást ad a *Péczely-féle* kódrendszer (1961, 1983; *Károssy*, 1994, 1997), melynek rövid jellemzése a **2-2. táblázat**ban található. A napi felbontású idősor MCP típusok szerinti megoszlását láthatjuk a **2-2. ábrán** a teljes 1881-2001 közötti időszakra vonatkozóan. Eszerint az anticiklonális MCP típusok jóval gyakoribbak a Kárpát-medence területén, mint a ciklonálisok – az anticiklonális helyzetek gyakorisága (68%) mintegy kétszerese a ciklonális helyzetekének (32%). Gyakran előfordul, hogy az anticiklon centruma éppen a Kárpát-medence felett helyezkedik el (13%), viszont nagyon ritkán kerül cikloncentrum hazánk légterébe (2%).

2-2. táblázat: A Péczely-féle MCP típusok elnevezése és csoportosítása

Északi irányítású helyzetek	
mCc	Ciklon hátoldali áramrendszere
AB	Anticiklon a Brit-szigetek térségében
CMc	Mediterrán ciklon hátoldali áramrendszere
Déli irányítású helyzetek	
mCw	Ciklon előoldali áramrendszere
Ae	Anticiklon Magyarországtól keletre
CMw	Mediterrán ciklon előoldali áramrendszere
Nyugati irányítású helyzetek	
zC	Zonális ciklonális helyzet
Aw	Anticiklon Magyarországtól nyugatra
As	Anticiklon Magyarországtól délre
Keleti irányítású helyzetek	
An	Anticiklon Magyarországtól északra
AF	Anticiklon Fennskandinávia térségében
Centrum helyzetek	
A	Anticiklon a Kárpát-medence felett
C	Cikloncentrum a Kárpát-medence felett



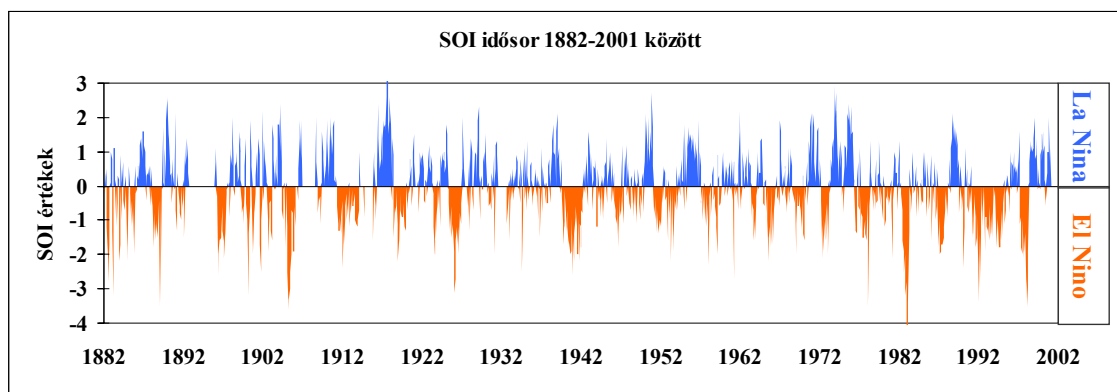
2-2. ábra: A Péczy-féle MCP típusok gyakoriságának megoszlása 1881-2001 között

C./ További lehetőségként kell megemlítenünk a felszíni nyomási mezők illetve a geopotenciális szintek magassági mezőinek fél-empirikus módszerrel történő vizsgálatát. Ennek során statisztikus eszközöket felhasználva (EOF-analízis, clusterezés k-közép módszerrel) definiálunk MCP-típusokat (Matyasovszky et al., 1993) és ezek alapján kódoljuk a teljes vizsgált időszak napi mezőit (Pongrácz et al., 1998a; 1999a).

Az amerikai *Légkörkutatósi Központ* (NCAR, Boulder) és a *Washingtoni Egyetem* által összeállított hemiszférikus adatbázis (1996) több geopotenciális (850, 700 és 500 hPa) szintjének magassági és hőmérsékleti mezőseit, valamint a tengerszinti légnyomásmezőket használtuk vizsgálatainkhoz. Az eredeti formátumban az északi hemiszférát lefedő állományok az amerikai Meteorológiai Központ (NMC) oktagonális rácsára adják meg a magassági és hőmérsékleti értékeket. Az NMC rács központjában az Északi Pólus helyezkedik el, melyből a 10°K hosszúsági kör jobbra halad vízszintes irányban, a rácshálózat sztereografikus vetületben négyzethálósan 47×51 rácspontot tartalmaz (Lenne, 1970). A napi hemiszférikus mezőkből a 63 rácspontot tartalmazó Atlanti-Európai térséget, valamint az együttesen 49 rácsponttal reprezentált Észak-Amerikát és a Csendes-óceán partközeli területeit választottuk le. Az így előállított adatbázis az 1946-94. közötti időszakot öleli fel, s tartalmazza a $10^\circ \times 5^\circ$ -os térbeli felbontású romboid rácshálózatokra a napi nyomási, magassági és hőmérsékleti mezőket.

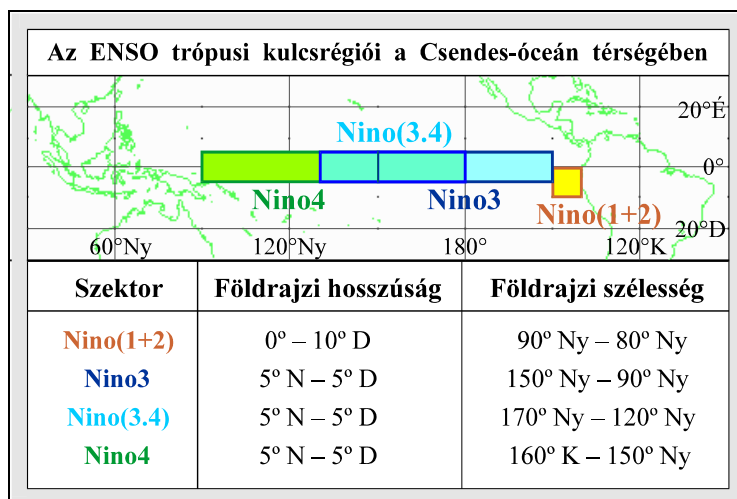
2.2. Az ENSO-jelenségkör jellemzése

Ahogy már az 1. fejezetben is szerepelt, az ENSO jelenségkör a Csendes-óceán trópusi vidékén tapasztalható kváziperiodikus klimatikus esemény, mely a légkörben és az óceánban egyaránt nagy mértékű változásokat eredményez (*Philander, 1990*). Az ENSO jellemzésére kifejlesztett indexek közül vizsgálataink során az ún. Déli Oszcillációs Index (SOI) idősort használjuk fel (*NOAA, 2001a*), mely a Csendes-óceán trópusi vidékének keleti és nyugati medencéjében található két állomás – Tahiti (17,5°D; 149,6°Ny) és Darwin (12,4°D; 130,9°K) – tengerszinti légnyomásának különbségéből adódik. A negatív SOI értékek az El Niño események alkalmával jellemzőek, míg pozitív értékek La Niña epizódok esetén alakulnak ki. Minél nagyobb a SOI abszolút értéke, annál erősebb, intenzívebb klímaanomáliákra számíthatunk – a 0 közeli SOI értékek pedig a neutrális fázist jellemzik (**2-3. ábra**).



2-3. ábra: A Déli Oszcillációs Index idősora 1881-2001 között

Más mennyiségek is használatosak az ENSO események intenzitásának és lefolyásának jellemzésére (*Wright, 1984; Trenberth, 1997*). Néhány lehetséges ENSO index: (1) különböző standard Csendes-óceán-i régiók (**2-4. ábra**) átlagos tengerfelszíni hőmérséklete (SST) és ezek anomáliái; (2) kiválasztott területeken a kimenő hosszuhullámú sugárzás mennyisége; (3) többváltozós komplex ENSO index (MEI), mely magába foglalja a tengerszinti légnyomást, a felszíni zonális és meridionális szélkomponenseket, az SST-t, a felszíni léghőmérsékletet, valamint a borultságot (*Volter & Timlin, 1998*).



2-4. ábra: Az ENSO-jelenség SST-kulcsrégióinak földrajzi elhelyezkedése

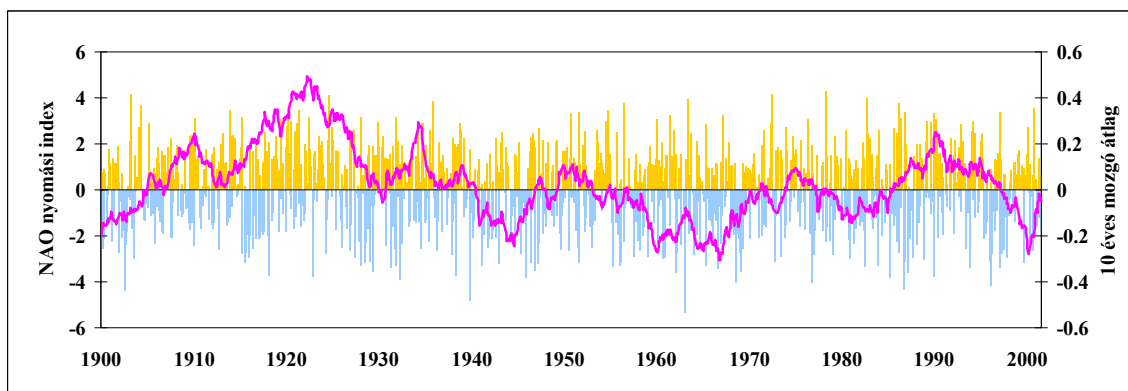
A különféle indexek idősorai és a trópusi Csendes-óceán vidékén tapasztalható éghajlati kísérőjelenségek alapján az áprilistól márciusig terjedő egy éves időszakokat is szokás El Niño, La Niña, illetve neutrális fázisú évnak tekinteni. Az ENSO-fázisok időbeli lefolyásának vizsgálataiból kitűnt, hogy általában áprilisban kezdődnek az El Niño illetve a La Niña fázissal együttjáró jellegzetes éghajlati események (*Philander, 1990*). Vizsgálataink során *Kiladis és Diaz (1989)*, valamint *Diaz és Markgraf (1992)* besorolásait tekintettük kiindulási alapnak, s ez alapján osztályoztuk a teljes 1900-2000 közötti időtartam 12 hónapos szakaszait. Az összesen 30 El Niño és 19 La Niña év listáját a **2-3. táblázat** tartalmazza. A maradék 51 évet definiáltuk neutrális fázisúnak.

2-3. táblázat: Az El Niño és La Niña évek 1900-2001 között
(áprilistól márciusig terjedő időszakok)

El Niño				La Niña			
1899/1900	1925/26	1951/52	1976/77	1903/04	1928/29	1954/55	1975/76
1902/03	1930/31	1953/54	1977/78	1906/07	1931/32	1964/65	1988/89
1904/05	1932/33	1957/58	1982/83	1908/09	1938/39	1970/71	1998/99
1911/12	1939/40	1963/64	1986/87	1916/17	1942/43	1973/74	2000/01
1913/14	1941/42	1965/66	1991/92	1920/21	1949/50		
1918/19	1943/44	1969/70	1993/94	1924/25			
1923/24	1946/47	1972/73	1994/95				
	1948/49		1997/98				

2.3. Mérsékelt övi légköri oszcillációs jelenség: NAO (Észak-Atlanti Oszcilláció)

Európa közvetlen környezetében, az Atlanti-óceán északi medencéjében jelentkező nagyskálájú légköri oszcilláció az Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO), melynek jellemzése az Izland illetve az Azori-szigetek környékén észlelt légköri nyomásértékek közötti eltéréssel történik (Hurrell, 1995). A **2-5. ábrán** a két kulcsrégió légnyomás-különbségének idősorát, valamint a tíz éves mozgó átlagát láthatjuk a XX. században (Lutherbacher et al., 1999; 2002).

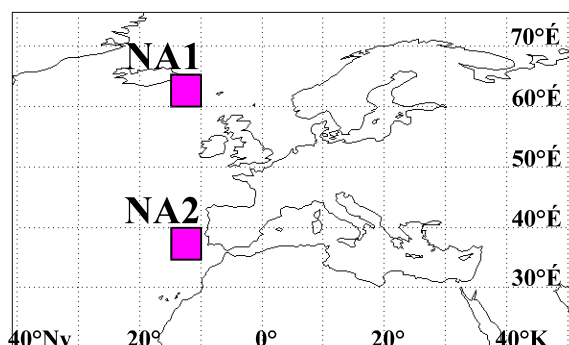


2-5. ábra: A NAO légnyomási index alakulása 1900-2001 között
(az illesztett vonal a 10 éves mozgó átlagot reprezentálja)

Az elemzések nagy része az említett két területen (Izland környéke, Azori-szigetek térsége) végzett mérési idősorokból kiindulva definiál alkalmas változót a NAO jelenség jellemzésére. Azonban a napi légnyomási mezők elemzéséből kitűnik, hogy az akciócentrumok helyzete valamelyest változik, ezért Portis et al. (2001) nem kötött földrajzi helyeket választott ki, hanem egy „mobil” NAO indexet határozott meg. Az ebben a definícióban szereplő két kiválasztott pont helyzete az év során változik. A két centrumot az Észak-Atlanti-óceán közepes földrajzi szélességein uralkodó nyugatias szél intenzitását alapul véve határozzák meg, a korrelációs mező legnagyobb értékeit kiválasztva.

A légkör-óceán rendszer belső kölcsönhatásai következtében a tengerszinti légnyomásban lezajló változások mellett a tengerfelszín hőmérsékletében (SST) is jelentős anomáliák alakulnak ki (Eden & Jung, 2000). Éppen ezért a hagyományos NAO-indexen (Hurrell, 1995) túl a NAO jellemzésére bevezettünk egy másik indexet is (Bartholy &

Pongrácz, 1998a; 1999), mely az Atlanti-óceán északi részének két kiemelt területén a havi tengerfelszín-hőmérséklet (SST) értékeiből számított különbséget veszi alapul.

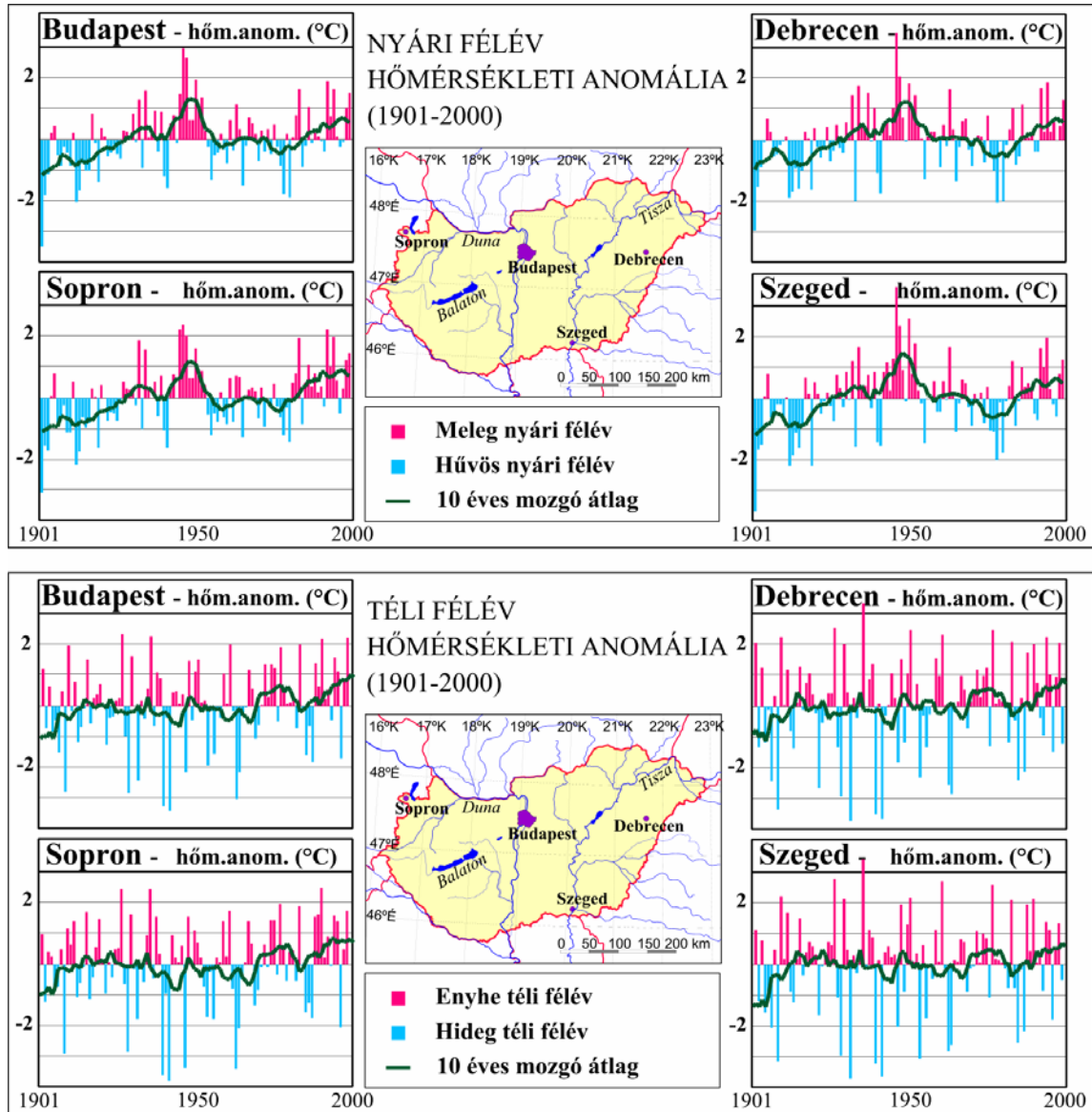


2-6. ábra: A NAO két kulcsrégiója

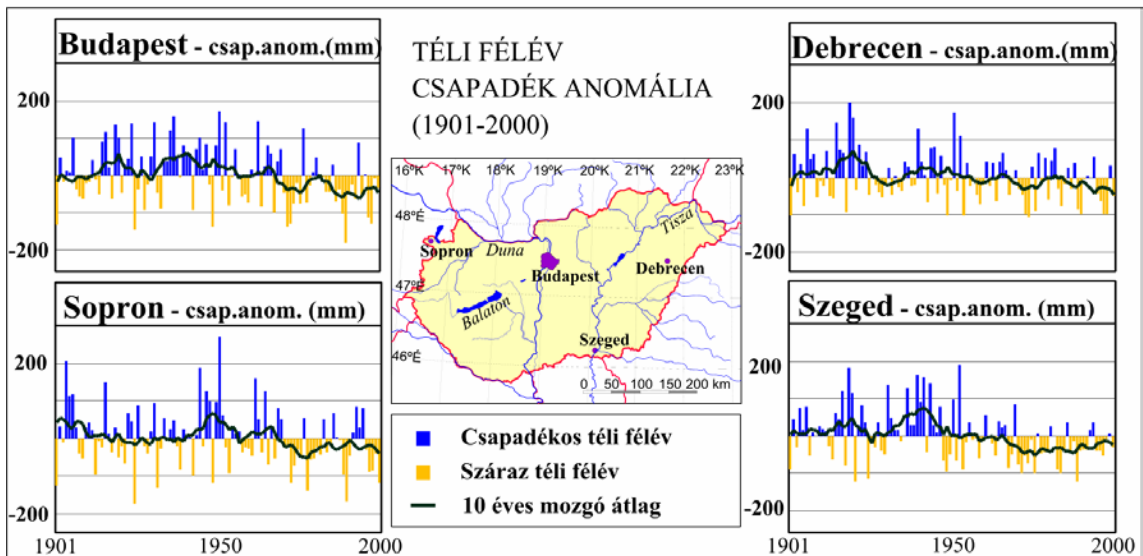
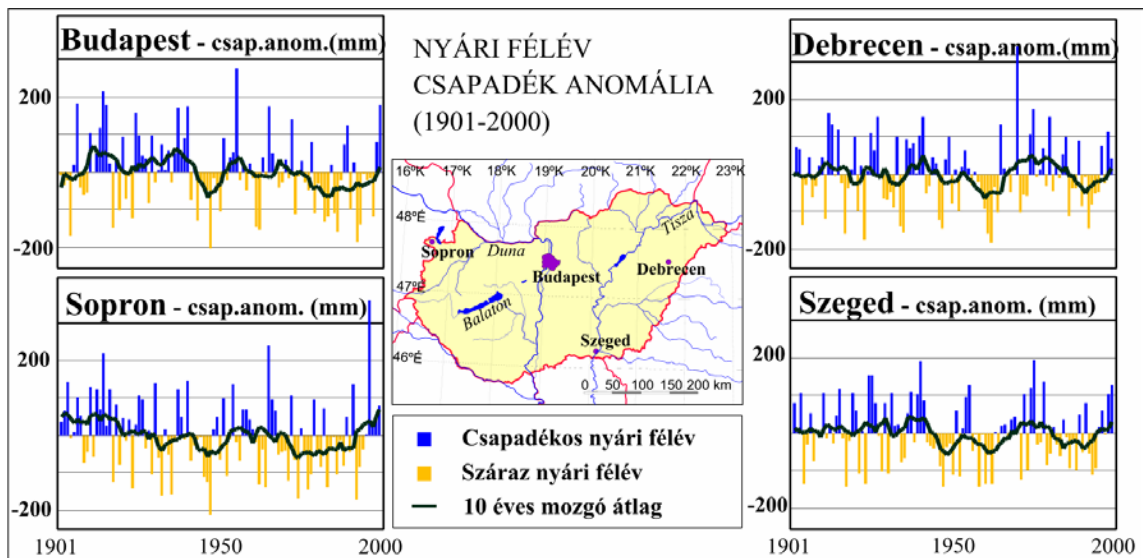
A kiindulásként felhasznált $2^\circ \times 2^\circ$ -os térbeli felbontású SST mezősor az Amerikai Oceanográfiai és Légkörtani Intézet (NOAA) Internet-es adatbázisából származik, s az 1950-2000 közötti időszakot fedi le. A teljes adatbázist Reynolds és Smith (1994) optimális interpolációs módszere alapján állították össze (Smith et al., 1996; Smith & Reynolds, 1998). A 2-6. ábrán látható a NAO két kulcsterülete: az egyik térség (NA1) Izlandtól délkeletre, a másik (NA2) az Azori-szigetek közelében található. A mintegy $6^\circ \times 6^\circ$ -os területet reprezentáló óceáni régiókra meghatároztuk a területi SST átlagértékeket, majd a különbségüket tekintettük a NAO-t jellemző SST indexnek.

2.4. Regionális klímparaméterek: csapadék, hőmérséklet, szárazsági indexek, a Balaton hidrológiai mérlegének komponensei

A mérsékelt övi területek közül két kiválasztott régióra végeztünk vizsgálatokat: (1) a Kárpát-medence térségére, (2) az amerikai Nebraska államra. Mindkét vidék éghajlatában fontos szerep jut a kontinentális hatásoknak. Habár Nebraska néhány fokkal délebbre helyezkedik el, mint a Kárpát-medence, ennek ellenére a téli időszakban az amerikai kontinens észak-déli nyitottsága miatt hasonló téli hidegek fordulnak elő a két földrajzi régióban. A csapadék éves menetében is megfigyelhető a téli kisebb mennyiség és a nyár végi aszályra hajlamos időszak (Péczely, 1984).



2-7. ábra: Budapest, Sopron, Debrecen és Szeged nyári (felül) és téli (alul) féléves hőmérsékleti anomáliái az 1901-2000 időszakban.

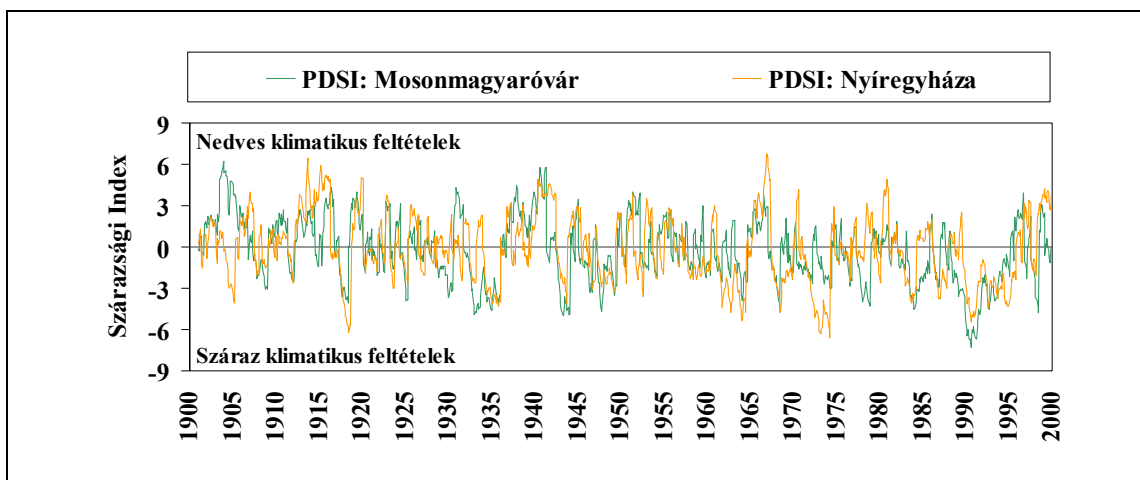


2-8. ábra: Budapest, Sopron, Debrecen és Szeged nyári (felül) és téli (alul) féléves csapadékanomáliái az 1901-2000 időszakban.

Vizsgálataink során a havi csapadékösszeg, középhőmérséklet, továbbá az ezekből származtatott Palmer-féle szárazsági index évszázados idősorait elemeztük többféle módszer felhasználásával. Magyarország esetében az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSz) 10 állomásából álló adatbázis tartalmazza a klímparaméterek mintegy száz éves homogenizált idősorait (Szentimrey, 1999). Nebraska államra vonatkozóan területi szárazsági index adatbázis állt rendelkezésünkre, melyet a NOAA web-lapján (2001b) megtalálható nyolc Nebraska-i éghajlati körzet (Guttman & Quayle, 1996) idősoraiból állítottunk össze.

A 2-7. ábrán láthatjuk négy magyarországi klímaállomás (Budapest, Sopron, Debrecen, Szeged) nyári illetve téli féléves hőmérsékleti anomáliáinak XX. századi idősorait, s az ezekben felismerhető növekvő tendenciát. A 2-8. ábra ugyanezen négy állomás nyári és téli féléves csapadékanomáliáit mutatja be. Kis mértékű negatív trendet figyelhetünk meg, valamint azt, hogy a nyári időszakban nagyobb az évek közötti változékonyság, mint a téli félévben (Pongrácz & Bartholy, 2000a). Mindkét klímaanomália esetén az évszázados átlagtól való eltéréseket tekintettük.

A 2-9. ábra Magyarország két állomásának szárazsági viszonyait hasonlítja össze, melyek közül az egyik az Alföldön, a másik a Dunántúlon található. A Palmer-féle Szárazsági Index (PDSI) a rendelkezésre álló nedvesség mennyiségét, valamint a vegetáció felhasználási igényét veszi figyelembe (Palmer, 1965), s az emberi tevékenység hatásaitól eltekint. A nagyobb abszolút értékek súlyosabb aszályt (negatív értékek), illetve jelentős víztöbbletet (pozitív értékek) jelentenek.



2-9. ábra: A Palmer-féle Szárazsági Index (PDSI) értékei Magyarország két állomásán, 1900-2000.

A Palmer-index havi értékei rekurzív módon állíthatók elő, az alábbi formula segítségével:

$$PDSI_i = (1 - 0,103) \cdot PDSI_{i-1} + \frac{Z_i}{3},$$

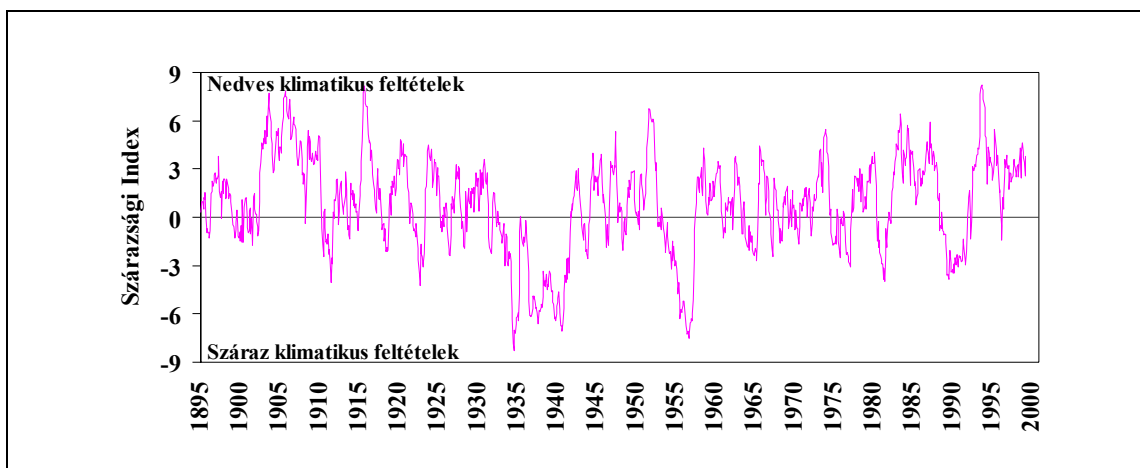
ahol Z_i az ún. nedvességanomália-index az adott hónapban, s számítását az alábbi egyenlet szerint végezzük:

$$Z_i = K_i \cdot (P_i - \hat{P}_i),$$

ahol K_i az adott hónapra vonatkozó súlytényező, P_i a havi csapadékösszeg, \hat{P}_i pedig a vízháztartási mérleg felhasználásával számított ún. „éghajlatilag várható csapadékmennyiség” az adott hónapban (Faragó et al., 1990). Ez utóbbi mennyiség azt fejezi ki, hogy milyen csapadékviszonyok esetén nem változna meg a talaj vízkészlete, a meghatározásához minden vízháztartási komponensre – az evapotranspirációra, a lefolyásra, valamint a talajnedvesség alakulására a beszivárgás és a kapilláris emelkedés hatására – előállítjuk az adott feltételek között éghajlatilag várható értéket (Palmer rövidítésével az ún. CAFEC-mennyiségeket), s ezek előjeles összege adja meg a \hat{P}_i -t.

A Palmer-indexet számító algoritmus minden hónapra három alternatív PDSI értéket határoz meg, melyek közül empirikus „valószínűségi” értékek segítségével választjuk ki az aktuálisan érvényes PDSI-t (Palmer, 1965). Ha a száraz időszak befejeződésének valószínűsége 100%-os, akkor az egyik indexértéket adjuk meg. Ha annak valószínűsége 100%-os, hogy a nedves időszak véget ér, akkor a másikat, s ha egyik sem teljesül, akkor a harmadik indexértéket jelöli ki a program. A Palmer-index használata elsősorban Észak-Amerika területén terjedt el (Karl, 1983).

Heddinghause és Sabol (1991) valamelyest módosították a PDSI-t, mégpedig úgy, hogy a száraz illetve nedves időszak végére jellemző indexértékeket a valószínűségi értékekkel súlyozva kapjuk a módosított Palmer-féle Szárazsági Indexet (PMDI). Az így létrehozott PMDI gyorsabban, s érzékenyebben reagál az aszályosabb és nedvesebb időszakok közötti átmenetekre. A **2-10. ábrán** láthatjuk az elmúlt 105 évben Nebraska állam szárazsági viszonyait, melyet a PMDI idősorral adunk meg.



2-10. ábra: A módosított Palmer-féle Szárassági Index (PMDI) értékei Nebraska államra, az 1895-2000-as időszakra.

A Palmer-index idősorait bemutató ábrák alapján megállapítható, hogy a szárazsági viszonyokban nagy változékonyság jellemző a XX. században mind hazánk esetén (Mika, 2000), mind Nebraskában. A két régió nyilvánvaló földrajzi távolsága miatt az idősorok természetesen nem futnak együtt, de hasonló szélsőértékek fordultak elő a nedves és a száraz időszakokban.

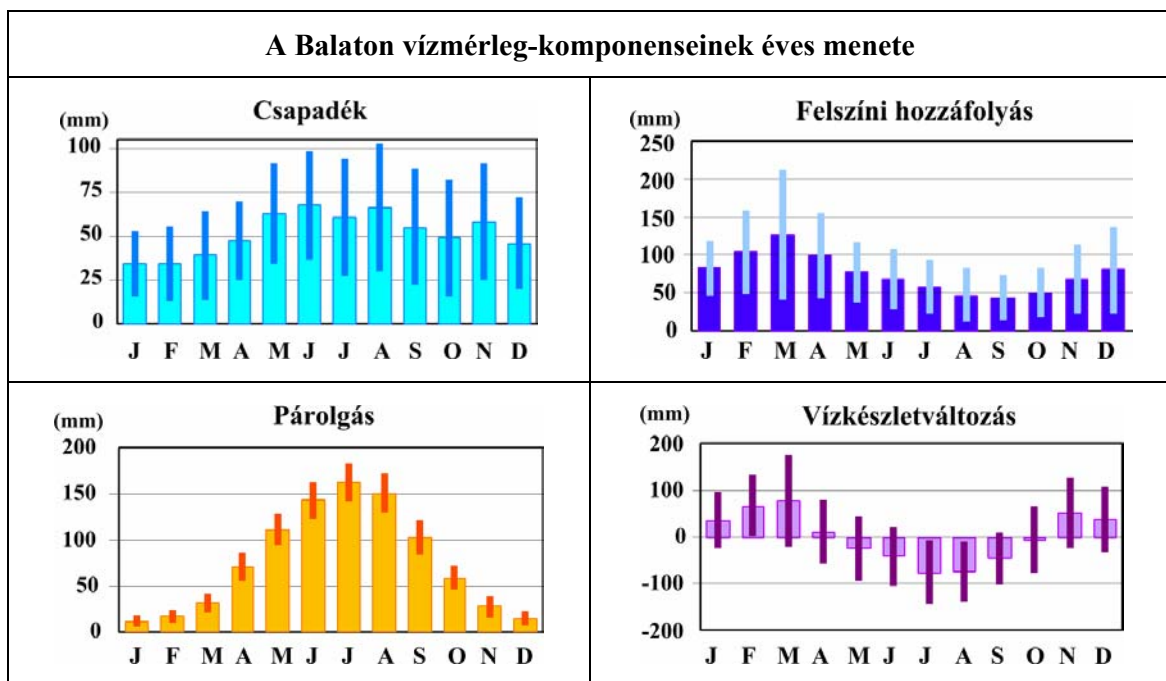
A Balaton és vízgyűjtőterülete egyike a globális skálájú éghajlati változásokra érzékenyen reagáló földrajzi területeknek (Bartholy et al., 1995), éppen ezért vizsgálata kiemelkedő fontosságú. Vízháztartási mérlegét a következőképpen írhatjuk fel:

$$P - ET + R - L = dS,$$

ahol P a csapadék (mm), ET a párolgás (mm), R a felszíni hozzáfolyás (mm), L a leeresztés (mm), s végül dS a természetes vízkészletváltozás (mm). A komponensek közül az L leeresztés az emberi beavatkozást jelzi.

Vizsgálataink során a vízháztartási mérleg komponenseinek havi bontású időszora állt rendelkezésre, mely a Vituki Rt. (1996) adatbázisából származik, s az 1921-95 közötti időszakot öleli fel. A 75 évnnyi idősorok havi átlagait és az egyes komponensek havi szórásait ábrázoljuk a **2-11. ábrán**. A leghatározottabb éves menettel a párolgás rendelkezik, a nyári hónapokban jelentős az értéke. A csapadék éves menete hasonló a hazánk egész területére jellemző menettel (Ambrózy et al., 2002). A felszíni hozzáfolyás az olvadás utáni időszakban emelkedik meg, s mennyisége nyár végén, ősz elején a legkisebb. Végül a többi komponens

alakulásának eredményeképpen a vízkészletváltozást a nyári félévben negatív, a téli félévben viszont pozitív értékek jellemzik.



2-11. ábra: Balatoni vízháztartási mérleg komponenseinek havi átlaga és szórása, 1921-1995.

A dolgozatban a fent bemutatott adatbázison végzett elemzéseket, vizsgálatokat tárgyaljuk. A következő fejezetben a klimatikus oszcillációs jelenségekhez kapcsolódó éghajlati távkapcsolatokat tárjuk fel különféle statisztikai eszközök segítségével, valamint a nagy-térségű légköri jelenségek regionális következményeit elemezzük.