

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

# Európa peremén lévő gleccserek anyagmérlegének éghajlati összefüggései

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

**Lehoczky Annamária**

Meteorológus mesterszak,  
Éghajlat kutató szakirány

Témavezetők:

**Dr. Pongrácz Rita**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

**Dr. Kern Zoltán**

MTA CSFK, Földtani és Geokémiai Intézet

Budapest, 2014

## TARTALOMJEGYZÉK

|  |    |
|--|----|
| 1. Bevezetés.....  | 4  |
| 2. Glacio-klimatológiai áttekintés .....   | 7  |
| 2.1. A gleccserek szerepe az éghajlati rendszerben.....  | 7  |
| 2.2. A gleccserek változékonysága mint klímaindikátor.....   | 10 |
| 2.3. Távhatású jelenségek.....   | 13 |
| 2.3.1. NCP: Északi-tenger – Kaszpi-tenger Központú Légnyomási Jelenség.....                            | 14 |
| 2.3.2. EA: Eurázsiai Négyközpontú Légnyomási Jelenség .....  | 14 |
| 2.3.3. AMM: Atlanti Meridionális Módus .....   | 15 |
| 2.3.4. AMO: Atlanti Több-évtizedes Oszcilláció.....  | 15 |
| 2.3.5. AO: Sarkvidéki Oszcilláció.....   | 16 |
| 2.3.6. NAO: Észak Atlanti Oszcilláció.....   | 16 |
| 2.3.7. NTA: Trópusi Észak-Atlanti Tengerfelszín Hőmérséklet Alapú Jelenség.....                        | 17 |
| 2.3.8. PDO: Csendes-óceáni Évtizedes Oszcilláció .....   | 17 |
| 2.3.9. ENSO: El Niño – Déli Oszcilláció .....  | 18 |
| 2.3.10. NP: Észak-Csendes-óceáni Légnyomási Jelenség .....   | 20 |
| 2.3.11. WP: Nyugat-Csendes-óceáni Háromközpontú Légnyomási Jelenség .....                              | 20 |
| 2.3.12. PNA: Csendes-óceáni – Észak-Amerikai Négyközpontú Légnyomási Jelenség .....                    | 21 |
| 3. Adatok és módszerek .....   | 22 |
| 3.1. Gleccser adatok .....   | 22 |
| 3.2. Klimatikus változók .....   | 24 |
| 3.2.1. Hőmérséklet és csapadék.....  | 24 |
| 3.2.2. Légnyomás .....   | 24 |
| 3.2.3. Távhatású jelenségek indexei.....   | 24 |
| 3.3. Adatkezelések és statisztikai elemzések.....  | 26 |
| 4. Eredmények és diszkusszió.....  | 30 |
| 4.1. A klimatikus és glaciológiai idősorok általános jellemzése .....                                  | 30 |
| 4.1.1. Kaukázus .....  | 31 |
| 4.1.2. Sarki-Urál .....  | 32 |
| 4.1.3. Spitzbergák.....  | 34 |
| 4.2. A regionális hőmérséklet- és csapadékviszonyok hatása a téli, nyári és éves anyagmérlegekre ..... | 37 |
| 4.2.1. Kaukázus .....  | 37 |
| 4.2.2. Sarki-Urál .....  | 40 |
| 4.2.3. Spitzbergák.....  | 42 |

|   |    |
|---|----|
| 4.2.4. A régiók összehasonlítása .....  | 44 |
| 4.3. A téli, nyári és éves anyagmérlegekben kimutatható klimatikus jel regionális hatásokra és távhatásokra bontása .....   | 46 |
| 4.3.1. Kaukázus .....   | 46 |
| 4.3.2. Sarki-Urál .....   | 49 |
| 4.3.3. Spitzbergák.....   | 53 |
| 4.3.4. Az kumulatív éves anyagmérleg idősorok hosszú távú trendjének diszkussziója és a regressziós becslések értékelése a Kaukázus és a Spitzbergák régiójában ..... | 57 |
| 4.4. A távhatások vizsgálata hemiszférikus légnyomási térképekkel.....  | 61 |
| 4.4.1. Kaukázus .....   | 61 |
| 4.4.2. Spitzbergák.....   | 64 |
| 5. Összefoglalás és konklúziók .....  | 67 |
| Köszönetnyilvánítás .....   | 69 |
| Irodalomjegyzék.....  | 70 |

## 1. BEVEZETÉS

A 18. század romantikus természetrajongása által vezérelve a látszólag „tisztá, érintetlen és örök” hó- és jégtestű gleccserek az Alpok hegyvidékének egyik fontos vonzerejévé váltak. Majd a környező lakók által művelt jellegzetes alpi kertek és a háttérül szolgáló magashegyekből leomló gleccserek együttes tájképe egyre inkább az ember és környezete közötti sértetlen kapcsolat szimbóluma lett (Nussbaumer et al. 2007; Haeberli et al., 2013). Mindeközben azonban világossá vált, hogy ezen robusztus jég-képződmények nem is olyan változatlanok, világszerte megfigyelt folyamatos zsugorodásuk és lehetséges eltűnésük az igen közeli jövőben a hegyvidéki gleccsereket az antropogén globális éghajlatváltozás egyedülálló jelzőivé avatja (WGMS, 2008; Zemp et al., 2010). A glaciológiai kutatások és megfigyelések feladata a gleccserek fejlődését meghatározó fizikai folyamatok mélyebb megértése és a fejlődésben megfigyelhető változások számszerűsítése és értékelése.

A gleccserek rohamos zsugorodását tapasztaljuk a Föld szinte minden pontján, amit számtalan szakirodalom alátámaszt (néhány összefoglaló munka: Casassa et al., 2009; Zemp et al., 2008; Gardner et al., 2013; IPCC WGI, 2013; IPCC WGII, 2014). Történelmi okokból kifolyólag a szervezett gleccser megfigyelések az Alpok sűrűn lakott térségében kezdődtek el, így ezen régió glaciológiai folyamatai és változásai a legjobban dokumentáltak és legrészletesebben tanulmányozottak (pl. Haeberli és Hoelzle, 1995; Zemp et al., 2006, 2007, 2008; Haeberli et al., 2007, 2013; Levermann et al., 2011). Ugyanakkor a 20. század második felében kiépülő nemzetközi megfigyelő hálózatoknak köszönhetően egyre több információ áll rendelkezésre más kontinensekről is. A trópusi Andok szinte összes gleccsere gyorsuló tömegvesztéséget tanúsít az 1980-as évek óta (Rabassa, 2009; Rabatel et al., 2013). A bolíviai Chacaltaya gleccser végleges eltűnése 2009-ben drámai bizonyítéka a térségben végbemenő gyors változásoknak (Rosenzweig et al., 2007). Hasonlóan, a Himalája gleccsereinek tömege is nagy ütemben fogyatkozik az elmúlt évtizedek és napjaink megfigyelései szerint (pl. Bolch et al., 2012).

A gleccserek hidrológiai és társadalmi vonatkozásai szorosan összefonódnak. A jégárakkal övezett vízgyűjtők területén a lefolyás évi maximumát nyáron éri el, a gleccserek olvadási periódusában. A társadalom szempontjából a gleccserekből származó nagymennyiségű nyári olvadékvíz alapvető fontosságú sok területen, hisz például az alpi lefolyási medencékben – mindössze kb.  $10^5$  km<sup>2</sup>, azaz 1%-os gleccserborítás mellett - az augusztusi lefolyás 25%-át a terület gleccserei táplálják (Huss, 2011). A jelenleg (még)

nyáron érkező olvadékvíz maximum épp a legnagyobb szükség idején biztosítja az öntözőrendszerek működését. Ezen olvadékvíz időzítésének fontossága tovább növekszik az aszályos időszakok és hőhullámok gyakoribbá válásával (Koboltschnig et al., 2007). Továbbá a vízerőművek szempontjából is fontosak az olvadékvízhozam változásai, ugyanis a téli fokozott energiaigényt a nyári olvadékvízzel feltöltött vízgyűjtők segítségével elégítik ki (Oerlemans, 2001). A társadalmi vonatkozások mellett fontos megemlíteni a gleccserek biodiverzitásra gyakorolt hatását is. Jacobsen et al. (2012) felhívta a figyelmet arra, hogy a gleccserek által táplált folyóvízrendszerek specializálódott élőlényközösségeinek sokszínűsége jelentősen degradálódhat az olvadékvíz apadásával.

Ugyanakkor a gleccserek hirtelen és kiszámíthatatlan eseményei gyakran katasztrofális következményekkel is járhatnak. Ilyenek a jégcsuszamlások és a gleccserek által elgátolt tavak kiöntései, amik kiterjedt pusztítást és komoly baleseteket okozhatnak. Továbbá a gleccserek változékonyságának szabályosabb jelenségei – mint például a hosszváltozások – utakat, egyéb létesítményeket és ingatlanvagyonot veszélyeztethetnek.

A jégárak jövőjét illetően a 21. századra vonatkozó forgatókönyvek mind folytatódó tömegvesztéséget vetítenek előre (IPCC WGI, 2013). Zsugorodásukkal a lefolyáshoz való relatív hozzájárulásuk csökken, így az éves lefolyási csúcs tavaszra tolódik (Huss, 2011). Ez a várt korábbra tolódás nagyon nagy bizonyossággal (*'very high confidence'*, IPCC WGII, 2014) állítható a legtöbb térségben, habár, például a Kelet-Himalájában nem ez lesz a jellemző az olvadási periódus és a monszun időszak egybeesésének köszönhetően.

Egy gleccser változékonyságának legközvetlenebb jelét az éves tömegegyensúly fejezi ki – ami a hófelhalmozódás és a hó/jég oladásának különbségéből származik –, ezért egyre több glacio-klimatológiai vizsgálat ennek mérésén (pl. Ostrem és Brugman, 1991; Oerlemans, 2001) illetve hosszútávú adatsorainak kiértékelésén alapszik (pl. Haeberli et al., 2013). Mivel a tömegmérleg változékonyságában a gleccser belső dinamikájából fakadó változások és az azt befolyásoló klimatikus hatások tükröződnek közvetlenül, ezért az integrált klimatikus jel felbontása után az anyagmérleg értéke becsülhető az éghajlati változók ismeretében (Oerlemans, 2001). Továbbá e szoros anyagmérleg-éghajlat kapcsolat révén éghajlati proxy-ként való alkalmazása is lehetséges.

Jelen dolgozatban három Európa peremén lévő régió (Kaukázus, Sarki-Urál és Spitzbergák) gleccsereinek klímaérzékenységét vizsgálom a 20-21. századból rendelkezésre álló hosszútávú anyagmérleg idősorok segítségével. Habár születtek már részletesebb tanulmányok ezen régiók egyes gleccsereiről (Washington et al., 2000; Shahgedanova et al., 2005, 2012), az adatsorok azóta kiegészültek legalább egy dekáddal.

Így – a regionális klímaváltozási tendenciák fényében – a három különböző glaciológiai makro-régióhoz tartozó térség regionális szintű összehasonlító glacio-klimatológiai vizsgálatra érdemesnek találjuk. Továbbá számos tanulmány (Lindeman és Oerlemans, 1987; Tyson et al., 1997; Pohjola és Rogers, 1997a, b; Mote, 1998; Washington et al., 2000; McCabe et al., 2000) rávilágított arra, hogy a gleccserek anyagmérlegét nemcsak a mikro-, mezo- és szinoptikus skálájú éghajlati és időjárási változékonyság határozza meg, hanem a makroléptékű légköri dinamika, illetve planetáris skálájú távhatású kapcsolatok is befolyásolják. Ezért az anyagmérleg idősorokban kimutatható klimatikus jelben nemcsak regionális éghajlati, hanem távhatású kapcsolatokat is keresünk.

A dolgozat célkitűzései a következők:

- (i) Az anyagmérleg idősorok változékonyságának vizsgálata és az integrált klimatikus jel regionális és nagyskálájú hatókomponensekre bontása.
- (ii) A kumulatív éves anyagmérleg idősorokban az elmúlt négy évtizedben megfigyelhető markáns csökkenő trend diszkussziója.
- (iii) Az anyagmérlegek és az északi hemiszféra éghajlati változékonyságát jellemző fő távhatású jelenségek közötti kapcsolatok vizualizálása.

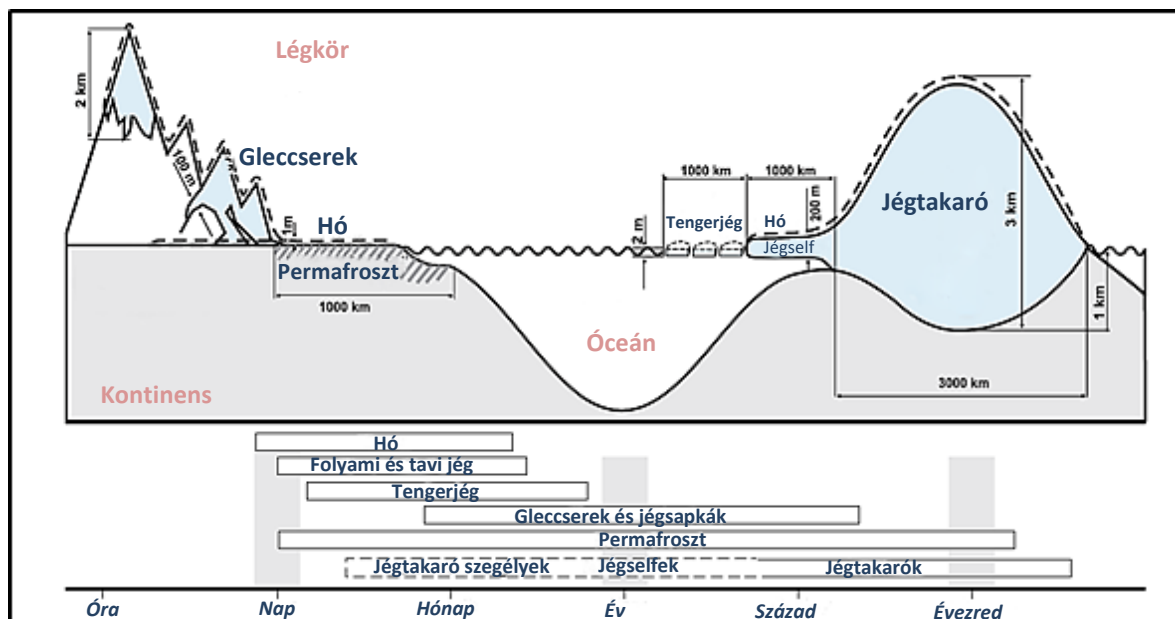
A dolgozat első felében a glacio-klimatológiai szakirodalmat tekintem át, különös tekintettel a gleccserek éghajlati rendszerben betöltött szerepére (2.1.) és klímaindikátorként való alkalmazásának alapjaira (2.2.), valamint az északi hemiszféra meghatározó klimatikus távhatásaira (2.3.) A következő fejezetben az elemzésben felhasznált adatokat és az alkalmazott statisztikai módszereket mutatom be (3.1.-3.3.). Ezt követően az eredmények tárgyalása a glaciológiai és klimatikus idősorok általános jellemzésével kezdődik (4.1.1.-4.1.3.). A regionális hőmérséklet- és csapadékviszonyok anyagmérlegekre gyakorolt hatásának régiónkénti összehasonlító vizsgálata a 4.2.1.-4.2.4. alfejezetekben található. Majd a távhatású jelenségeket is az elemzésekbe vonva a klimatikus jel felbontását és a regionális anyagmérleg becslésére szolgáló regressziós modelleket mutatom be a 4.3.1.-4.3.3. alfejezetekben. Ezután a két leghosszabb idősorral rendelkező régió (Kaukázus, Spitzbergák) éves anyagmérlegre vonatkozó eredményeit tárgyalom részletesebben, és röviden értékelem a felállított regressziós modellek becslési pontosságát is a 4.3.4. alfejezetben. Végezetül az anyagmérlegekkel összefüggést mutató távhatású jelenségeket térképes formában vizualizálom (4.4.1.-4.4.2. alfejezetek). A dolgozatot az eredmények összefoglalása, konklúziók és kutatási kitekintés zárja.

## 2. GLACIO-KLIMATOLÓGIAI ÁTTEKINTÉS

### 2.1. A gleccserek szerepe az éghajlati rendszerben

Napjainkban a Föld szárazföldi felszínének kb. 3%-át borítják különböző hó- és jégképződmények, azonban a legutolsó glaciális, tehát a pleisztocén jégkoron belüli eljegesedés csúcsán, kb. 21 000 éve, a kontinensek nagyjából egyharmadát borította jég (Paterson, 1994; Benn és Evans, 1998). Ez a jégtömeg 10 000 évvel ezelőtt rendkívül gyorsan kezdett olvadni, s a jégtakarók visszahúzódtak a sarkok felé. Azóta is voltak természetes klímaváltozások, amikor a jég előrenyomult, az északi és déli félgömbön általában eltérő időpontban. A gleccserek maximális kiterjedésüket a holocénban a kis jégkorszak alatt, a 16-19. század során érték el. A gleccserek hosszának első mérési adatai a 19. század vége óta állnak rendelkezésre, és a kis jégkorszaki végmorénák helyzetéhez viszonyítva világszerte visszahúzódást jeleznek (Juhász, 2012).

A jelenleg kb. 14,9 millió km<sup>2</sup> területű hó- és jég foglalja magába Földünk teljes édesvízkészletének kb. háromnegyedét (Benn és Evans, 1998). Az IPCC ötödik helyzetértékelő jelentése (IPCC WGI, 2013) szerint a szárazföldi hó/jég olvadása magas emissziós forgatókönyv mellett 52-98 cm-rel járulna hozzá a világtenger szintjének emelkedéséhez 2100-ra. Ugyanakkor az igen optimista, azaz jelentős kibocsátás-csökkentést feltételező forgatókönyv esetén is 28-61 cm-es vízszintemelkedés vetíthető előre 2100-ra.



1. ábra. A krioszféra komponensei és azok jellemző időskálái [IPCC WGI (2013) nyomán].

A krioszféra (görög *kryo* = hideg) részét képezi a földfelszín borító összes hó, folyóvízi és tavi jég, tengerjég, gleccserek és jégsapkák, jégselfek és jégtakarók, továbbá a fagyott talaj (1. ábra). A krioszféra ezen komponenseit három kategóriába sorolhatjuk: (a) évszakos és állandó jég; (b) felszíni és felszín alatti jég; (c) jég a tengeren, folyókon, tavakon és szárazföldön (Zemp et al., 2010). A szárazföldet borító állandó felszíni jég esetében jégtakarókat (Grönlandon és Antarktiszon), jégselfeket (nagy részt az antarktisi partok mentén), gleccsereket (lásd alább) és jégsapkákat (lásd alább) különböztethetünk meg a jellemző időskála és jellemző fizikai folyamataik szerint (WGMS, 2008; Zemp et al., 2010). Az antarktisi és grönlandi kontinentális jégtakarók nagy kiterjedésük és térfogatuk miatt aktívan befolyásolják a globális éghajlatot igen széles, havi-évezredes időskálán. A gleccserek és a jégsapkák kisebb területüknél és térfogatuknál fogva az éghajlati kényszerekre rövidebb idő alatt, éves-évszázados időskálán reagálnak (IPCC WGI, 2013).

A gleccser olyan szárazföldi felszíni jégtömeg, ami a gravitáció hatására lejtőn lefelé mozog, a medence geometriája által korlátozva, illetve a belső feszültség és súrlódás által formálva. Általánosságban a gleccsereket a nagy tengerszint feletti magasságon felhalmozódó hó hozza létre és tartja fenn, amit az alacsonyabb tengerszint feletti magasságon történő olvadás vagy a tavakba, tengerbe való borjadzás egyensúlyoz ki. A formálódás helyszíne szerint outlet, völgyi, hegyi és kis hegyi ('*glacieret*') gleccsereket különböztethetünk meg (GCOS, 2004). A jégsapkák (pl. a Vatnajökull Izlandon) sugárirányban lefolyó dóm formájú jégtömegek, rendszerint – a jégtakaróhoz hasonlóan – teljesen elfedve az alattuk fekvő domborzatot. A gleccserekkel szemben ezek általában plató-szerű területeket borítanak, s róluk kisebb-nagyobb outlet gleccserek folynak le az alacsonyabb területek felé, vagy épp a tengerbe. A viszonylag kiterjedt területet lefedő, egymással összekapcsolódó, hatalmas völgyi gleccserek rendszerét jégmezőknek nevezzük (Patagóniában és Alaszkában találunk sok ilyet) (Oerlemans, 2001).

Jelenleg az ENSZ Környezetvédelmi Programja, az UNEP mintegy 100 000 gleccser adatait tartja nyilván bolygónkon (a 160 000-re becsülhető teljes mennyiségből), valamint azokat a hatalmas jégtakarókat, jégmezőket, jégsapkákat is, amelyekből a gleccserek kiindulnak. Grönlandon és az Antarktiszon kívül a gleccserek összterületét 530 000 km<sup>2</sup>-re becslik. Ha ezekhez hozzászámítjuk a grönlandi és antarktisi gleccsereket, valamint kis jégsapkákat – amelyek nem részei a fő jégtakaróknak –, akkor a becsült összterület 680 000 km<sup>2</sup>. A ma már nemzetközi keretek között szervezett adatgyűjtés eredményeképp kiépülő szakmailag kontrolált adatbázis (WGMS, 2008), [2 – WGMS honlap] gerincét



1800 gleccser kb. 36 000 hosszúságváltozási megfigyelése és 230 gleccser kb. 3400 tömegegyensúly-mérési adata képezi.

A tömegegyensúly (vagy anyagmérleg) a jég keletkezésének (a lerakódó hóból előbb fűr, majd jég lesz) és fogyásának egy adott időintervallumban való arányát határozza meg (Cogley et al., 2011). Általánosságban, a téli félévben a hó formájában hulló csapadék mennyisége és a nyári félév középhőmérséklete alakítja. (E két adat alapján a tömegegyensúly a jégár egészére, de egy-egy pontjára, valamint akár egy évre vagy egy hosszabb időszakra is kiszámítható.) A helyszíni mérésekre a gleccser meghatározott szakaszán mérőrudak szolgálnak, amelyeken le lehet olvasni a télen lehullott hó és a nyáron elolvadt jég mennyiségét. Attól függően, hogy a felhalmozódás mértéke meghaladja-e az olvadásét, pozitív vagy negatív mérlegről beszélhetünk. Az értelmezés azonban óvatosságot kíván, a gleccserek belső dinamikája miatt ugyanis egyáltalán nem biztos, hogy a negatív mérleg feltétlenül melegedést, a pozitív pedig lehűlést jelentene (Oerlemans, 2001). Mindezek a mérsékelt övben igazak elsősorban, ugyanis a trópusokon a csapadékos évszakban mind a hó formájában lehulló hó mennyisége, mind az olvadás erősödik, a száraz periódusokban pedig mindkettő kismértékű (Juhász, 2012).

Az anyagmérleg alapján minden gleccser két szakaszra osztható: a tápláló területen, ahol felhalmozódik a hó, a tömegegyensúly pozitív (felhalmozódási vagy akkumulációs zóna), míg a gleccser másik szakaszán viszont tömegvesztés tapasztalható (leolvadási vagy ablációs zóna), amit a jégfelszín éri direkt sugárzás, a völgyfalak melegedése, a légáramlatok általi melegedvekción, a gleccser tengerbe vagy tóba való borjadzása miatti fokozott olvadás és szublimáció válthat ki (Cogley et al., 2011). A két övezetet elválasztó tengerszint feletti magasság közel esik az örök-, helyesebben tartóshó-határhoz – amely fölött a lehullott hó megmarad –, de a kettő nem pontosan ugyanott húzódik. Pontos definíció szerint a két zóna közötti határt, azaz a nulla tömegmérleg értékkel rendelkező pontokat összekötő görbét egyensúlyi vonalnak, a hozzá tartozó tengerszint feletti magasságot pedig egyensúlyi vonal magasságnak nevezik (Kern és László, 2010; Cogley et al., 2011).

Mivel a krioszféra – és benne a gleccserek – szorosan kapcsolatban áll a hidroszférával, így a jövőre vonatkozóan a változó gleccserek elsősorban hidrológiai (és azon keresztül társadalmi-gazdasági) következményeire hívnám fel a figyelmet. Az IPCC WGII (2014) szerint állandó melegedési ütemet feltételezve, és ha az egységnyi területre számított jégolvadás növekszik, valamint a jéggel borított felszínnek összterülete csökken – miként az várható –, akkor az összesített évi olvadékvízhozam hamarosan átléphet egy

általános maximumot, amit olvadékvíz-csúcsnak (*'peak meltwater'*) nevezünk. Az olvadékvíz-csúcsot térségtől függően különböző időpontokra vetítik előre: Xie et al. (2006) Kína egyes részein 2010 és 2050 közé teszi, Huss (2011) az Alpokban 2010 és 2040 közé becsüli, míg Jóhannesson et al. (2012) Norvégiában és Izlandon a 21. század közepét-végét jelöli ki a csúcs elérésére. Fontos azonban megjegyezni, hogy az olvadékvíz-csúcsot csak egy meghatározott referencia időponthoz képest lehet pontosan datálni. Vannak olyan tanulmányok, melyek csökkenő olvadékvízhozamokat mutattak ki különböző múltbéli időpontokhoz viszonyítva (Peru: Collins, 2008; Alpok: Baraer et al., 2012), amely megfigyelések a csúcs már bekövetkezett átlépésére utalnak. Közepes bizonyossággal állítható (*'medium confidence'*, IPCC WGII, 2014), hogy a csúcs válaszában mértéke a 20-21. századi melegedésre csökkenni fog a 21. század során sok olyan lakott, gleccserek által befolyásolt medencében, ahol a jelen társadalom profitál az átmeneti olvadékvíz többletből (Zemp et al., 2010). Amikor a gleccserek egyensúlyi helyzetben vannak, akkor a vízforrások évek közötti változékonysága csökken, ugyanis a víz elraktározódik a hideg és csapadékos évek során, majd felszabadul a meleg években (Viviroli et al., 2011). A jégárak zsugorodásával, s ezáltal hatásuk csökkenésével a vízellátás valószínűsíthetően kevésbé fog függeni a gleccserek éves változékonyságától (IPCC WGII, 2014).

## **2.2. A gleccserek változékonysága mint klímaindikátor**

A gleccserek változékonyságának jellemzésére számos megfigyelés és egyre több mérés szolgál, melyek információt nyújtanak az egyensúlyi vonal magasságáról, az akkumulációs terület arányáról, az anyagmérlegről, de leggyakrabban a hosszváltozásokról. Mindezen ismeretek forrásai a korábbi időkre vonatkozóan elsősorban végmorénák, régi fotográfiák, festmények, rézkarcok, az elmúlt évtizedekben pedig szervezett terepi felmérések és légi, valamint műhold felvételek (Nye, 1960; Oerlemans, 2001; Haeberli et al., 2013). Ezen adatok éghajlati interpretációját statisztikai, dinamikai, valamint vegyes felépítésű modellek szolgálják (Oerlemans, 2001).

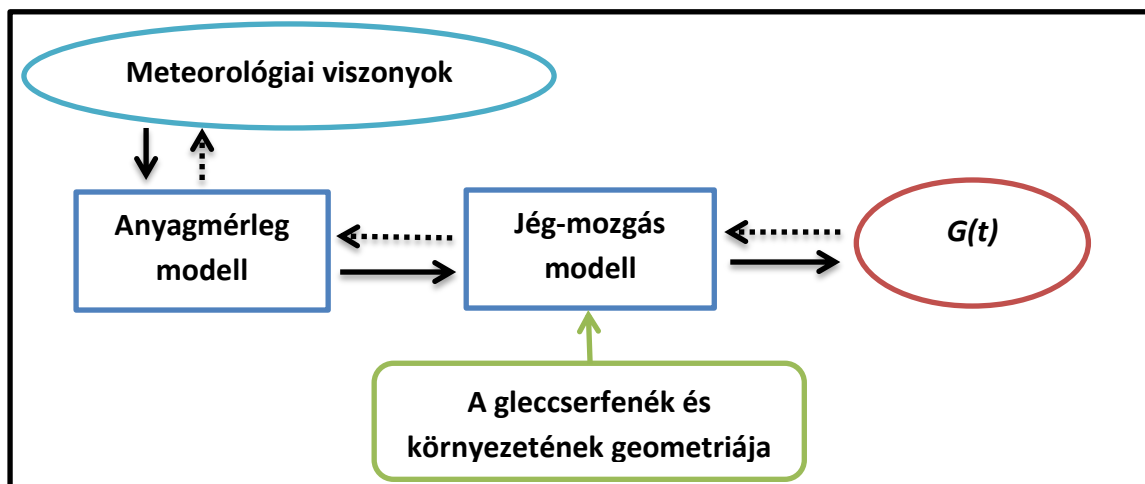
Olyan térségekben, ahol több jégár front-változásait egységes rendszer szerint figyelik, a megszerzett információ statisztikai módszerekkel kezelhető. Vannak olyan tanulmányok, amelyek a hátrálás/előrenyomulás arányát éghajlati proxy-ként alkalmazzák (Oerlemans és Fortuin, 1992; Oerlemans, 1994; Oerlemans, 2005; Leclercq és Oerlemans, 2012). E módszer azonban információ-vesztéssel jár, hiszen hallgatólagosan a gleccserek azonos válaszidejét feltételezzük. Az első individuális gleccser adatokat felhasználó klímarekonstrukció matematikai alapjait Nye (1965) adta meg.

Egyfajta vegyes felépítésű modellre Oerlemans (1994) nyújt jó példát, amely a hátrálási ráták statisztikai elemzésén alapszik minimális fizikai folyamatleírással kombinálva. Ennek alkalmazása során az átlagos lejtőszögből és a lokális éghajlati adottságokból fakadó érzékenységi különbségeket vették számításba a hosszváltozás adatok korrigálásához. E modell csak a hosszú távú trendek tanulmányozására szolgált, így a gleccserek válaszüdejét nem veszi tekintetbe.

Az éghajlati vizsgálatokhoz másik lehetőség az ún. áramvonal ('*flowline*') modell használata (Oerlemans, 2001). Ez egy dinamikai alapú numerikus modell, amely figyelembe veszi a gleccser mozgásának jellemzőit, érzékenységét a geometriai adottságokra, egyéni válaszüdejét, stb. Ennek alkalmazásával becsülhető az anyagmérleg, mint éghajlati proxy. Ezen áramvonal modellek a gleccserek viselkedését leíró megfelelően komplex modelleknek bizonyulnak. Épp e komplexitás gyakran hátrányuk is, mivel a hossz-változás adatok legtöbbször olyan térségekből érkeznek, melyek még nem megfelelően térképezettek. Mindezek ellenére ezen hossz-adatok igen értékesek, hiszen általában olyan térségekből származnak, ahol csak igen rövid meteorológiai adatsorok léteznek. Tehát érdemes volna olyan egyszerűbb dinamikai modellt fejleszteni, ami a viszonylag könnyen (pl. műhold felvételek alapján) mérhető/térképezhető gleccser-karakterisztikákon alapszik. Erre egy érdekes példát találunk Haeberli és Hoelzle (1995) munkájában.

Minden olyan törekvést, ami az éghajlati információ gleccser adatokból való kinyerését szolgálja, inverz modellezésnek tekinthetünk. A gleccser egy fizikai rendszer, amely az éghajlati kényszerre – különböző formákban megnyilvánuló – válasszal reagál. Az inverz modellek (2. ábra) segítségével visszafejthető a gleccser adatokban kimutatható klimatikus jel. Az éghajlat változására a gleccser geometriai változásaiban kifejezett válasz egy többlépcsős folyamat végeredménye. A nagyskálájú éghajlati adottságok megváltozását „érzi” a gleccser felszíne, s ez hatással van az anyagegyensúlyra. Azonban fontos hangsúlyozni, hogy a nagyskálájú klimatikus jelet a légköri határréteg átszűri mielőtt az eléri a gleccser felszínét. Tehát az időjárási-éghajlati körülmények és a nettó tömeggyarapodás/veszteség között kapcsolatot teremtő jó tömegegyensúly modell felépítéséhez nélkülözhetetlen a megfelelő meteorológiai elmélet. A tömegegyensúly modellből kapott tömeggyarapodás/veszteség már kényszerként kerül a jég-mozgás ('*ice-flow*') modellbe (2. ábra), ami pedig a gleccser-geometria időfüggő változásait ( $G(t)$ ) számítja ki. Az 2. ábrán a folytonos nyilak az előrehaladó ('*forward*') modellezési útvonalat jelölik. Ezen modellel például a gleccserek válasza, illetve a globális tengerszint

emelkedéshez való hozzájárulásuk mértéke becsülhető különböző éghajlati forgatókönyvek mellett. A szaggatott nyilak a modellezési probléma inverz ('inverse') útvonalát szimbolizálják. E modellek teszik lehetővé az éghajlati jel gleccser fluktuációkból való származtatását a múltban (Oerlemans, 2001).



2. ábra. A gleccser formai fejlődésének  $G(t)$  meteorológiai változókhoz való csatolása gleccser modellek segítségével. (folytonos nyíl = „előrehaladó”, szaggatott nyíl = „inverz” modellezés)

A gleccserek kiterjedésének változásai a jégtest változásait szembetűnően jelzik, azonban az aktuális éghajlat által vezérelt tömegmérleggel szemben ezeket más tényezők is befolyásolják, mint például a völgy geometriája, vagy évekkel/évtizedekkel korábbi klimatikus hatások (Oerlemans, 2001; Shahgedanova et al., 2005; Zemp et al., 2010). A tömegegyensúly mérések eredményei igen nagy évek közötti változékonyságot jeleznek, azonban a gleccserek jellemzően a rövidtávú éghajlati változékonyságot integrálják, és a válasz közvetlenül az adott évhez köthető. Habár a hosszútávú fluktuációk egy részét jól lehet szimulálni az évek közötti zaj idősorával, a gleccserekre tekinthetünk mint Brown-részecskékre, amelyeket az egyensúlyi vonal magasság szüntelen szabálytalan fluktuációi lökdösnek előre-hátra (Oerlemans, 2001). Erre rakódik rá a „valós” klíma jel.

A glaciológiai-klimatológiai kutatás egyik fő iránya a gleccserek mikro-skálájú folyamataival, azaz a gleccser felszín extrém mikrometeorológiai körülményeivel és a felszíni energiaháztartás tanulmányozásával foglalkozik (Ishikawa et al., 1992; Fleming és Dowdeswell, 1997; Brock et al., 2010). A másik fő irány az anyagmérleg idősorokban kimutatható lokális/regionális skálájú éghajlati jelet vizsgálja (Hoinkes és Rudolph, 1962; 1968; Tangborn, 1980; Shahgedanova et al., 2005; 2012). Ezen tanulmányok igen fontosak a krioszféra-atmoszféra közötti fizikai kölcsönhatások mélyebb megértéséhez. Vannak továbbá olyan vizsgálatok is, amelyek a mikro-skálájú eredményeket egy tágabb szinoptikus környezetbe helyezve is értelmezik (Hay és Fitzharris, 1988; Pohjola és

Rogers, 1997a, b; Hodson et al., 1998). Az utóbbi években pedig egyre több tanulmány foglalkozik a makro- és planetáris skálájú távhatású jelenségek anyagmérlegre gyakorolt hatásával (Mote, 1998; McCabe et al., 2000; Washington et al., 2000; Shahgedanova et al., 2005), amelyek a tömegmérleg változékonyságának fő klimatikus vezérlőit azonosítják.

### 2.3. Távhatású jelenségek

Az általános légkörzés változékonysága a különböző időskálán megjelenő időjárási rendszerek és cirkulációs mintázatok változékonyságát tükrözi vissza. Ezen időskála lehet néhány nap (egy ciklon elhaladása, front-átvonulás), néhány hét (egy téli rövid meleg periódus vagy egy nyári rövid nedves periódus), néhány hónap (egy zord tél vagy egy forró nyár), néhány év (többen éven keresztül átlagosnál hidegebb vagy melegebb telek); vagy akár néhány évszázad (hosszútávú éghajlatváltozás). A távhatású jelenség ('*teleconnection pattern*') elnevezés a légnyomási és légkörzési anomáliákban fellelhető mintázat ismétlődésére és állandóságára utal, amely mintázat több ezer km<sup>2</sup>-es területekre terjed ki. A távhatású jelenségek úgy is kifejezhetők, mint a légkör alacsonyfrekvenciás változékonyságának gyakori módusai (Barnston és Livezey, 1987). (A légkör alacsonyfrekvenciás változékonysága alatt a planetáris hullámok változékonyságát értjük viszonylag hosszú – néhány hetes, néhány éves – időskálán.) Habár ezen távhatású jelenségek jellemzően néhány hétig – hónapig állnak fenn, előfordul, hogy akár néhány éven keresztül meghatározóak maradnak, így fontos részét képezve a légkörzés éves-évtizedes skálájú változékonyságának. Számos kifejezetten nagy skálájú, óceáni medencéken és kontinenseken átívelő távhatású jelenséget ismerünk, melyek például lefedik egész Euráziát, vagy a Csendes-óceán teljes északi medencéjét (Barnston és Livezey, 1987; Deser et al., 2010).

A távhatású jelenségek voltaképpen a kaotikus légkör-rendszer többé-kevésbé szabályos lüktetését jelzik, azaz a belső légköri dinamika egyfajta kifejeződésének tekinthetők. Ugyanakkor néhány mintázatot – főleg az Észak-Csendes-óceán térségében – erősen befolyásol a trópusi tengerfelszín hőmérséklet és az ENSO (El Niño – Southern Oscillation, részletesebb leírás később) által vezérelt trópusi konvekció (Mo és Livezey 1986; Barnston és Livezey, 1991) is. A távhatású jelenségek tehát a nagyskálájú légköri hullámok és futóáramlások (jet-ek) változékonyságának kifejezői, s kiterjedt területeken hatással vannak a hőmérséklet-csapadék viszonyokra, ciklonpályákra és a jet-ek helyzetére, intenzitására. Ezért gyakran e távhatású jelenségek tehetők felelőssé az egy

időben, de egymástól akár több ezer km távolságban megjelenő az átlagostól eltérő vagy extrém időjárási jelenségekért (Deser et al., 2010).

A gleccserek változékonysága és a planetáris skálájú éghajlati változékonyság vizsgálatára egyre több példát találunk a szakirodalomban (pl. Lindeman és Oerlemans, 1987; Tyson et al., 1997; McCabe et al., 2000; Washington et al., 2000; Shahgedanova et al., 2005). A korai tanulmányok közül Lindeman és Oerlemans (1987) statisztikai kapcsolatot mutatott ki harminc gleccser tömegmérlege és az 500 hPa-os geopotenciális magassági mező között, amivel a planetáris hullámok befolyására hívta fel a figyelmet. Tyson et al. (1997) bizonyítékot adott a távhatású kapcsolatok jelenlétére új-zélandi gleccser előrenyomulási események és dél-afrikai száraz periódusok közötti összefüggések feltárásával, amit szintén a nyugatias szélzóna planetáris hullámaival magyarázott. A következő alfejezetekben röviden ismertetem az északi hemiszféra meghatározó távhatású jelenségeinek definícióját és klimatikus hatását.

### ***2.3.1. NCP: Északi-tenger – Kaszpi-tenger Központú Légnymási Jelenség***

Az NCP ('*North Sea Caspian Pattern*') egy magaslégköri (500 hPa) távhatású jelenség, melynek akciócentrumai az Északi-tengeren (É.sz. 55°, K.h. 0° és É.sz. 55°, K.h. 10°) és a Kaszpi-tenger északi részén (É.sz. 45°, K.h. 50° és É.sz. 45°, K.h. 60°) húzódnak. A jellemzésére definiált index a két központ normalizált 500 hPa-os geopotenciális magasság (GPH) különbségein alapszik (Kutiel és Benaroch, 2002). Az NCP hatása elsősorban a téli és az átmeneti évszakokban jelentős. Amikor az NCP pozitív fázisban van, az átlagosnál alacsonyabb hőmérsékletek és az átlagosnál erősebb csapadék tevékenység jellemző a Balkán-félszigeten és Közép-Keleten, míg az NCP negatív fázisa esetén ezzel ellentétes viszonyok állnak fenn [1 – NCEP honlap].

### ***2.3.2. EA: Eurázsiai Négyközpontú Légnymási Jelenség***

Az EA ('*Eurasian*' vagy '*East Atlantic-Western Russia Pattern*') az egyik legmeghatározóbb távhatású jelenség, amely egész évben érezteti hatását az eurázsiai térségben. Barnston és Livezey (1987) definiálta először Eurasia-2 néven négy fő anomália központ alapján. Pozitív fázisa pozitív geopotenciális magasság anomáliákhoz kötődik az európai és észak-kínai térség felett, valamint negatív geopotenciális magasság anomáliákkal jellemezhető az észak-atlanti térség középső és a Kaszpi-tenger északi részén. A nagyobb mértékű hőmérsékleti anomáliák az EA pozitív fázisára jellemzőek, az ilyen időszakokban Kelet-Ázsiában az átlagosnál magasabb hőmérsékletek, míg Nyugat-

Ázsiában és Északkelet-Afrikában az átlagosnál alacsonyabb hőmérsékletek a gyakoribbak [1 – NCEP honlap]. Továbbá Kelet-Kínában az átlagosnál erősebb a csapadéktevékenység, Közép-Európában pedig jellemzően gyengébb.

### **2.3.3. AMM: Atlanti Meridionális Módus**

Az AMM (*Atlantic Meridional Mode SST Index*) a tropikus Atlanti-óceán meridionális változékonyságának vezető módusát fejezi ki. Az index térbeli mintázata az Atlanti-óceán trópusi-szubtrópusi térségében (D.sz. 21° - É.sz. 32°, Ny.h. 74° - K.h. 15°) mért tengerfelszín hőmérséklet (SST) és a 10 m-es szélmező együttes statisztikai vizsgálatával írható le (Chiang és Vimont, 2004). Fontos, hogy a statisztikai eljárások során a hosszútávú és évszakos trendet kiküszöbölték, az adatsort 3-hónapos mozgóátlaggal simították, s az ENSO begyűrűző hatásait is kivonták az ún. *'Cold Tongue Index'* által mért változékonyság eltávolításával. Az AMM hatását elsősorban a hurrikán tevékenység intenzitásával kapcsolatban vizsgálják (Vimont és Kossin, 2007; Kossin és Vimont, 2007). Ez az összefüggés éves és évtizedes szinten is jól kimutatható, valamint Vimont és Kossin (2007) rávilágít arra is, hogy az AMO (Atlanti Több-évtizedes Oszcilláció) évtizedes skálán tovább erősíti az AMM-et.

### **2.3.4. AMO: Atlanti Több-évtizedes Oszcilláció**

Az AMO-t (*Atlantic Multidecadal Oscillation*) először Schlesinger és Ramankutty (1994) definiálta az Észak-Atlanti-óceán tengerfelszín hőmérsékletének változékonyságában évtizedes skálán felfedezhető mintázatként. Az AMO idősorban 20-40 éves oszcilláció figyelhető meg, kb. 0,6 °C-os különbséggel a meleg és hideg fázisai között. Miként az AMM-nél említettem, ezen index esetében is kulcsfontosságú bármiféle trend (pl. globálisan melegedő tengerfelszín) és egyéb távhatású jelenség (pl. ENSO) klimatikus jelének eltávolítása az idősorokból. Amikor az AMO pozitív fázisban van (az észak-atlanti SST az átlaghoz képest magasabb), kevesebb csapadék hullik Észak-Amerika nagy részén és Dél-Amerika ÉK-i részén, míg Dél-Alaszka, Florida, Észak-Európa és Nyugat-Afrika térsége csapadékosabb. Hideg fázisban ennek ellentéte érvényes. Szintén az AMO meleg fázisához köthetőek a gyakoribb aszályos évek Észak-Amerika középső-déli részén (Enfield et al., 2001). Miként erre már az AMM esetében is utaltam, kapcsolat mutatható ki az észak-atlanti trópusi ciklon-tevékenység erősödése és az AMO pozitív fázisa között (Enfield és Cid-Serrano, 2010). Továbbá az AMO és a csendes-óceáni távhatású jelenségek között is kimutathatók összefüggések (pl. van Oldenborgh et al., 2009).

### **2.3.5. AO: Sarkvidéki Oszcilláció**

Az AO (*'Arctic Oscillation'*) a tengerszinti légnyomás (SLP) változékonyságának uralkodó mintázatát reprezentálja a 20. szélességi körtől északra. Jellemzésére az AO index használatos, mely két akcióközpont (egy sarkvidéki és egy az É.sz. 37°-45° környékén) nyomási anomália adatain alapszik, s lényegében a sarkvidéki légtömegek közepes szélességekre való behatolását jellemzi (Thompson et al., 1998). Az AO pozitív fázisában alacsony légnyomási viszonyok uralkodnak a sarkvidék felett, ami a poláris jetet állandó és erős Ny-K irányú áramlásra készíti, ezzel a sarkvidéki hideg légtömegeket elzárva a délre jutástól. Ezzel szemben, negatív AO index esetén alacsony légnyomás jellemzi a sarkvidéket, gyengébbek a zonális Ny-K irányú szelek, s a hideg légtömegek nagyobb mértékben behatolhatnak a közepes szélességekre (Hansen et al., 2006). A pozitív fázisnak megfelelően módosult légköri nedvesebb időjárást okoz Skandináviában, Skóciában és Alaszkában, míg Észak-Amerika nyugati részére és a Földközi-tenger térségére szárazabb légtömegek jutnak. Továbbá Észak-Amerika Sziklás-hegységtől keleti részén az átlagosnál melegebb telek fordulnak elő (a délre hatoló sarki hideg légtömegek hiányában), ugyanakkor Grönland és Új-Fundland térsége hidegebb, mint általában. Az AO negatív fázisa általánosságban épp az ellentétét jelenti mindezen időjárási mintázatoknak [1 – NCEP honlap]. Az AO egy „közele rokona” a NAO (Észak Atlanti Oszcilláció), amely hasonlóan az északi félgömb nyugatias áramlásain alapuló légköri dinamikát hivatott jellemezni, ám Ambaum et al. (2001) szerint a NAO alapvetően reprezentatívabb, ugyanis azonosítása sokkal inkább fizikai alapokon nyugszik.

### **2.3.6. NAO: Észak Atlanti Oszcilláció**

A NAO (*'North Atlantic Oscillation'*) a légtömegek meridionális oszcillációjára utal az északi-atlanti térségben, melynek északi központja Izland közelében, déli központja a szubtrópusi atlanti területen található, az Azori-szigetektől az Ibériai-félszigeten keresztül húzódva (Walker és Bliss, 1932). Kapcsolatban van az északi-atlanti jet helyzetével és intenzitásával, a ciklonpályákkal és a nagyskalájú zonális és meridionális hő- és nedvességtranszport átlagos mintázatának változásával (Hurrell, 1995). Ennek köszönhetően a NAO változékonysága Észak-Amerikától Szibériáig és az Északi-tengertől az Egyenlítőig befolyásolja a hőmérséklet- és csapadékmintázatot (Greatbatch, 2000; Marshall et al., 2001). Amikor a NAO pozitív fázisában van, akkor az Izland térségében elhelyezkedő, az átlagosnál alacsonyabb nyomási anomáliák kapcsolódnak össze a



szubtrópusi atlanti, átlagosnál magasabb nyomási anomáliákkal. Ezen időszakokat a közepes földrajzi szélességeken átlagosnál erősebb nyugati szelek, az északi-atlanti térségben intenzívebb időjárási jelenségek és Európa nyugati részén kifejezetten nedves-enyhe telek kísérik. A NAO negatív fázisát gyenge szubtrópusi magas légnyomás és gyenge izlandi alacsony légnyomás jellemzi. Ez a nyugati szelek gyengüléséhez, ezáltal csökkenő Ny-K irányú hő- és nedvességtranszportozhoz vezet (Trigo et al., 2002). A NAO a novembertől áprilisig tartó időszakban jellemzően nagyobb mértékben felelős az észak-atlanti térség időjárási változékonyságáért (Hurrell és Loon, 1997), ezért gyakran csak az ún. téli NAO hatását vizsgálják. Elemzéseinkben a Hurrell-féle (Hurrell, 1995), [8 – Hurrell honlap] állomásalapú NAO indexet használjuk, amely Lisszabon és a Stykkisholmur/Reykjavik normalizált tengerszinti légnyomásának különbségén alapszik.

### **2.3.7. NTA: Trópusi Észak-Atlanti Tengerfelszín Hőmérséklet Alapú Jelenség**

A NTA ('North Tropical Atlantic SST Index') index az Atlanti-óceán trópusi térségében (akciócentrumai: É.sz. 6-18° és Ny.h. 60-20°, valamint É.sz. 6-10° és Ny.h. 20-10°) számított tengerfelszín hőmérséklet anomáliákon alapszik. Mivel ezen index alapvetően a trópusi SST-hez kötődik, ezért elsősorban a trópusi ciklon tevékenységgel hozható kapcsolatba. Továbbá mivel az atlanti SST éves periodicitással rendelkezik, ami kölcsönhatásban van, és egyben szabályozza is az ITCZ ('Intertropical Convergence Zone') elhelyezkedését, ezért Xie és Carton (2004) szerint leírható egy az ENSO-hoz (El Niño – Déli Oszcilláció) hasonló éves skálájú mintázat (azaz 'Atlantic Niño') a tropikus Atlanti-óceán térségében is. Mindemellett az NTA és az alapvetően csendes-óceáni eredetű ENSO távhatású jelenség különböző komponenseivel is összefüggés mutatható ki.

### **2.3.8. PDO: Csendes-óceáni Évtizedes Oszcilláció**

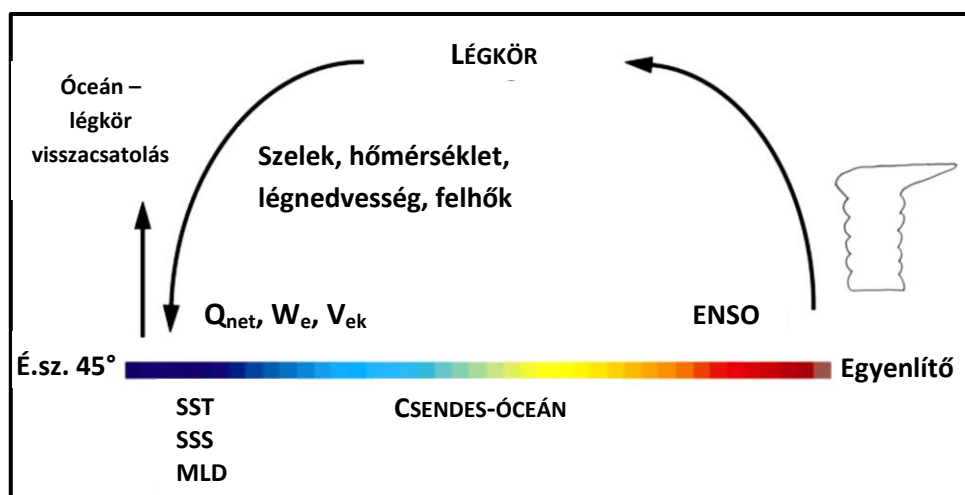
A PDO ('Pacific Decadal Oscillation') index az észak-csendes óceáni (É.sz. 20°-tól északra) havi tengerfelszín hőmérséklet anomáliák változékonyságának fő mintázatát reprezentálja. Definíció szerint a havi globálisan átlagolt SST anomáliákat kivonták az idősről, hogy az utóbbi évtizedek melegedő tendenciáját eltávolítsák az átlagos mintázatból (Hare, 1996; Zhang et al., 1997; Francis et al., 1998). A PDO rendkívül jól integrálja a különböző (elsősorban légköri és óceáni) eredetű fizikai folyamatokból és más távhatású jelenségekből származó klimatikus jeleket. Newman et al. (2003) megmutatta, hogy mind éves, mind évtizedes skálán a PDO változékonysága jól modellezhető a következő három kényszer összegével: az ENSO közvetlen hatása (avagy az ENSO-t leíró

sztochasztikus folyamatból fakadó vörös zaj) (Alexander et al., 2002), az észak-csendes-óceáni SST anomáliák ciklikus ismétlődése telenként (Deser et al., 2003), és a légköri sztochasztikus folyamatokból származó fehér zaj (Alexander és Penland, 1996). Habár a PDO és az ENSO klimatikus hatásának térbeli szerkezete igen hasonló, időbeli viselkedésükben nagy eltéréseket mutatnak. Két fő jellemző különbözteti meg a két távhatású jelenséget: (i) a 20. században a PDO események 20-30 éves ciklicitást mutatnak, ezzel szemben az ENSO események jellemzően 6-18 hónapig állnak fenn; (ii) a PDO hatása az éghajlatra elsősorban az észak-csendes-óceáni és az észak-amerikai térségben érhető nyomon, s csak másodsorban a trópusi vidékeken, addig az ENSO esetében épp fordított a helyzet (Deser et al., 2004). A PDO pozitív fázisában a téli Aleuti minimum (alacsony légnyomású terület az Aleuti-szigetek környékén) kimélyül és délre tolódik, ezáltal meleg és nedves légtömegek érkeznek Észak-Amerika nyugati partvidékére, és az átlagosnál magasabb hőmérsékletek jellemzőek Észak-Amerika ÉNY-i részén és Alaszkában, ugyanakkor az átlagosnál alacsonyabbak Észak-Amerika DK-i részén és Mexikóban (Mantua és Hare, 2002). A csapadékot tekintve pozitív PDO esetén az átlagosnál nagyobb mértékű csapadékhullás jellemző az alaszka partvidéken, valamint Mexikó és Észak-Amerika DNY-i részén, azonban Kanadában, Kelet-Szibériában, Ausztráliában és Indiában az átlagosnál szárazabb viszonyok uralkodnak (Mantua és Hare, 2002). A PDO negatív fázisában mindezek ellentéte jellemző.

### **2.3.9. ENSO: *El Niño* – Déli Oszcilláció**

Az ENSO (*El Niño* – *Southern Oscillation*) a trópusi Csendes-óceán térségének tengerfelszín hőmérséklet és tengerszinti légnyomási fluktuációjából eredő fő mintázata, melyben az *El Niño* az SST anomáliát jellemzi, a Déli Oszcilláció pedig az ehhez kötődő légköri cirkulációs viszonyokra utal. Az ENSO működési mechanizmusát itt részletesebben nem fejtem ki, néhány igen részletes leírás található az alábbi szakirodalmi hivatkozásokban: Bjerknes (1969), Zhang et al. (1997), Mantua et al. (1997), Alexander et al. (2002), Newman et al. (2003) és Deser et al. (2010). A továbbiakban a vizsgálatok szempontjából fontos éghajlati távhatására és az ún. „légköri híd” (*Atmospheric Bridge*) jelenségre térnek ki (3. ábra). Az ENSO meleg fázisában (*El Niño* időszak) definíció szerint a Csendes-óceán keleti-középső részein átlagolt SST legalább 0,5 °C-kal meghaladja átlagos értékét. Ekkor a SOI (*Southern Oscillation Index*, a Déli Oszcilláció mérőszáma) jellemzően negatív értékeket vesz fel, ami a Csendes-óceán keleti medencéjében az átlagosnál alacsonyabb, nyugati medencéjében pedig az átlagosnál

magasabb légnyomási értékeket jelent. El Niño időszakok szabálytalan időközönként, 2-7 évente következnek be, s fennállásuk időtartama 9 hónaptól 2 évig terjedhet. Az ENSO hideg fázisát La Niña-nak nevezik, melyre az El Niño-val ellentétes jellemzők az igazak. Az ENSO közvetlenül az amerikai kontinensen, Ausztráliában és Délkelet-Ázsiában befolyásolja a hőmérsékleti és csapadék viszonyokat, továbbá a csendes-óceáni trópusi ciklonok intenzitását, s a halászati hozamokat, ugyanakkor – főleg télen – Európában is kimutatható távhatása (Bartholy és Pongrácz, 2006; Ineson és Scaife, 2009). Az El Niño hidegebb és szárazabb telet okoz Észak-Európában, és enyhébb, nedvesebb telet Dél-Európában. Mindezek arra utalnak, hogy az ENSO képes más távhatású jelenségeken keresztül akár földrajzilag nagyon távoli helyek éghajlatát is befolyásolni.



3. ábra. A Csendes-óceán trópusi és északi medencéje között húzódó „légköri híd” sematikus ábrája. Jelmagyarázat:  $Q_{net}$  = nettó felszíni hőáram;  $W_e$ ,  $V_{ek}$  = a légköri keveredési rétegbe alulról behatoló nedvesség és momentum áramok mértéke; SST = tengerfelszín hőmérséklet; SSS = tengerfelszíni sótartalom; MLD = óceáni keveredési réteg mélysége [Alexander et al. (2002) nyomán].

Mint korábban bemutattam, az ENSO klimatikus jele szinte az összes csendes-óceáni eredetű légköri/óceáni nagyskálájú cirkulációs mintázatban fellelhető, akár egy komponensként, akár vezérlő összetevőként. Enfield és Mayer (1997) megmutatta, hogy az egyenlítői Csendes-óceán El Niño eseményei kapcsolatban vannak a trópusi Atlanti-óceán melegebb tengerfelszínével az eseményt követő tavasszal és nyáron. Továbbá az El Niño hatására módosuló atlanti Walker-cirkuláció és a trópusi nyugat-atlanti térségben megerősödő keleties passzát szokatlan lehűlést eredményez a trópusi kelet-atlanti partvidéken tavasszal és nyáron a téli El Niño csúcs után (Latif és Grötzner, 2000). Ugyanakkor az egyenlítői Csendes-óceán térségében a légkör és az óceán sokrétű kölcsönhatásaként létrejövő ENSO az általa befolyásolt trópusi konvekción keresztül képes

kihatni akár a globális légkörzés egészére. Az ENSO által vezérelt nagyskálájú távhatású jelenségek a felszín közeli hőmérsékletet, nedvességet, szélmezőt, felhőborítottságot is módosítják távol az Egyenlítőtől is. Ezek eredményeként a módosult felszíni hő-, momentum- és vízáramok további változásokat idézhetnek elő a tengerfelszín hőmérséklet, sótartalom, keveredési réteg vastagság értékeiben és az óceáni áramlatokban. Tehát a légkör a Csendes-óceánon átívelő, az egyenlítői és északi medencét összekötő hídként működik, aminek hatása tovagyűrűzik a Dél-Csendes-óceánra, az Atlanti-óceánra, valamint az Indiai-óceánra is (Alexander et al., 2002; Deser et al., 2010).

### **2.3.10. NP: Észak-Csendes-óceáni Légnyomási Jelenség**

Az NP (*'North Pacific Pattern'*) a Csendes-óceán északi térségének (É.sz. 30-65°, K.h.160° – Ny.h. 140°) területileg súlyozott tengersizinti légnyomás adatain alapszik (Trenberth és Hurrell, 1994). Az NP index jól jellemzi az Aleuti minimum néven ismert viszonylag stabil alacsony légnyomású rendszer intenzitását. Az Aleuti minimum viselkedésének jellemző éghajlati hatásait (elsősorban az észak-csendes-óceáni és észak-amerikai térségben) a PDO-nál a 2.3.8. alfejezetben már részletesebben bemutattam. Korábbiakat kiegészítve, az Aleuti minimum befolyással van az SST-re az Észak-Csendes-óceán középső térségében, a Bering-tenger tengerjég mennyiségére, a szélnyomáson keresztül az óceáni tömegtranszportra, a mérsékeltövi ciklonpályákra, a szinoptikus skálájú örvényességre, valamint az óceán felszíni energiaáramaira. Az NP index az évtizedes skálájú mintázatokat reprezentálja, és kapcsolatot mutat például a trópusi régió SST idősoraival vagy a PDO-val is (Trenberth és Hurrell, 1994).

### **2.3.11. WP: Nyugat-Csendes-óceáni Háromközpontú Légnyomási Jelenség**

A WP (*'Western Pacific Pattern'*) az alacsonyfrekvenciás változékonyság egész évben megjelenő fő mintázata a Csendes-óceán északi részén (Barnston és Livezey, 1987; Wallace és Gutzler, 1981). A WP indexet a 700 hPa-os geopotenciális szinten kettő (illetve három) akciócentrum anomália adatait felhasználva definiálta először Barnston és Livezey (1987). A téli és tavaszi hónapok folyamán a WP egy É-D irányú dipólust mintáz, ahol az egyik pólus a Kamcsatka-félszigeten, a másik pedig DK-Ázsia és a szubtrópusi Észak-Csendes-óceán nyugati peremén húzódik. Így a WP erős pozitív, illetve negatív fázisai az ázsiai jet helyzetének és intenzitásának meridionális és horizontális változékonyságát írják le közvetlenül (Wallace és Gutzler, 1981; Barnston és Livezey, 1987). Ezen anomália központok erős északra tolódása figyelhető meg nyáron, ami összhangban van az ázsiai jet

észlelhető északra tolódásával. Mindemellett nyáron és ősszel jellemzően megjelenik egy harmadik akciócentrum is Alaszka és a Beaufort-tenger felett, ellentétes előjellel a Kamcsatka-pólushoz képest (Washington et al., 2000). A WP pozitív fázisához az átlagosnál magasabb hőmérsékletek kapcsolódnak az Észak-Csendes-óceán nyugati térségének alacsonyabb földrajzi szélességein télen és tavasszal, és az átlagosnál alacsonyabb hőmérsékletek fordulnak elő Kelet-Szibériában az év bármely időszakában. Továbbá pozitív fázis esetén az átlagosnál csapadékosabbak az Észak-Csendes-óceán magasabb földrajzi szélességei bármely hónapban, míg – főleg télen és tavasszal – a megszokottnál kevesebb csapadék a jellemző az Észak-Csendes-óceán belső területein [1 – NCEP honlap].

### **2.3.12. PNA: Csendes-óceáni – Észak-Amerikai Négyközpontú Légnyomási Jelenség**

A PNA (*'Pacific – North American Pattern'*) az egyik legmeghatározóbb mintázata az alacsonyfrekvenciás változékonyságnak az északi félgömb trópusokon kívüli területein (Barnston és Livezey, 1987). A WP-hez hasonlóan a PNA index is a 700 hPa-os geopotenciális magasság (GPH) anomáliákon alapszik, azonban négy akciócentrummal rendelkezik, ezek a következők: (1) az Aleuti-szigetektől délre; (2) Észak-Amerika DK-i részén; (3) Hawaii-szigetek közelében; (4) Kanada belső területén helyezkednek el ősszel és télen. (Az első kettő, és az utóbbi kettő központ rendre azonos előjellel bír.) A PNA június és július kivételével az év bármely hónapjában megfigyelhető (Washington et al., 2000). A PNA pozitív fázisa az átlagosnál magasabb GPH-t jelent a (3) és (4) központban, valamint a kelet-ázsiai jet felerősödésével és keletebbre tolódásával jellemezhető. A PNA negatív fázisában az ázsiai jet jellemzően nyugatabbra húzódik (egészen Kelet-Ázsiáig) az észak-csendes-óceáni térségben gyakori blocking-helyzeteket teremtve. Pozitív PNA esetén átlagosnál magasabb hőmérsékletek fordulnak elő Észak-Amerika nyugati partvidékén, és a megszokottnál alacsonyabbak a déli-délkeleti részén a kontinensnek. Továbbá az átlagosnál nagyobb mennyiségű csapadék hullik az Alaszkai-öbölben és Észak-Amerika ÉNY-i részén, míg a kontinens belseje jellemzően szárazabb. A PNA kapcsolatba hozható a változó erősségű nyugati szelek által hajtott Rossby-hullámsorozatokkal (*'Rossby-wavetrains'*) is (Barnston és Livezey, 1987). A PNA-t jelentősen befolyásolja a tropikus eredetű távkapcsolat, az ENSO is. A PNA pozitív fázisa az El Niño, negatív fázisa pedig a La Niña epizódokkal áll szorosabb kapcsolatban (Trenberth és Hurrell, 1994; Alexander et al., 2002; Deser et al., 2004; Deser et al., 2010).

### 3. ADATOK ÉS MÓDSZEREK

A Föld gleccserekkel és jégsapkákkal borított területeit 11 glaciológiai makro-régióba sorolhatjuk, amelyekről 4. ábra térképe nyújt áttekintést. A dolgozatban vizsgált három térség közül a Kaukázus a Közép-Európai makro-régióba, a Sarki-Urál az Észak-Ázsiai makro-régióba, míg a Spitzbergák az Sarkvidéki Szigetek makro-régióba tartozik. A Kaukázus vizsgált gleccserei kb. 2700-3900 m-es tengerszint feletti magasságok között húzódnak, egymástól 25 km távolságon belül, a Kaukázus legerősebben eljegesedett vidékén. A Sarki-Urál térségében a tanulmányozott jégárak 300-1400 m-es tengerszint feletti magasságok között helyezkednek el, egymástól 10 km távolságban. A Spitzbergákon lévő elemzésekben szereplő gleccserek tengerszint feletti magassága 10-700 m közé esik, és egymástól kevesebb, mint 25 km távolságban vannak.



4. ábra. A Föld 11 gleccserekkel és jégsapkákkal borított glaciológiai makro-régiója [Zemp et al. (2010) nyomán].

#### 3.1. Gleccser adatok

Az Európa peremén lévő három vizsgált régióból összesen nyolc gleccser anyagmérleg idősorait vizsgáltam, ugyanis ezek a leghosszabb és legteljesebb terepi méréseken alapuló anyagmérleg adatok az adott régiókban (1. táblázat). Az idősorok a Világ Gleccsereit Megfigyelő Szolgálat ('World Glacier Monitoring Service', WGMS) által ötévente megjelentetett 'Fluctuations of Glaciers' című kiadványokból származnak [2 – WGMS honlap]. Ezek nemzetközi együttműködésben összegyűjtött, standardizált adatokat tartalmaznak a különböző gleccser jellemzőkre (pl. akkumulációs terület arány,

egyensúlyvonal magassága, hosszváltozások, anyagmérleg, stb.) kifejezetten a tudományos közösség számára szabad felhasználásra.

A vizsgálatban szereplő mind a nyolc gleccser fehér gleccsernek tekinthető, mivel a törmelékkel fedettség elhanyagolható mértékű, vagy egyáltalán nem jellemző. A rendelkezésre álló adataik közül a hófelhalmozódást jellemző téli anyagmérleget (Bw), az olvadást jellemző nyári anyagmérleget (Bs) és ezek előjeles összegét, az éves (nettó) anyagmérleget vizsgálom. (Ezek a felszíni anyagmérleget jelentik, pontosabb leírásukat a 2.1. alfejezetben találjuk). Az anyagmérleg mértékegysége a vízgyenérték méter, ami a víz sűrűségével szorozva konvertálható át  $\text{kg m}^{-2}$  mértékegységre. Majd a gleccser adott pontjain történt mérések eredményét az egész gleccserre extrapolálják, így a gleccser átlagos vastagságváltozásai követhetők. Az éves anyagmérleg a glaciológiai évre vonatkozik, ami alatt adott évszám esetén az előző év októberétől az adott év szeptemberéig terjedő időszakot értem (egybeesik a lokális hidrológiai évvel). Az elnevezések változatosságáról, az egységesítési törekvésekről, a pontos definíciókról és az egységesített nevezéktanról részletes tájékoztatást ad Anonymous (1969), Cogley (2010) és Cogley et al. (2011).

*1. táblázat. Az elemzésekben felhasznált gleccser adatok tér- és időbeli karakterisztikái.*

*Jelmagyarázat:  $\varphi$  = északi földrajzi szélesség;  $\lambda$  = keleti földrajzi hosszúság; Bw = téli anyagmérleg; Bs = nyári anyagmérleg; Bn = éves anyagmérleg.*

| Régió               | Gleccser                | $\varphi$ | $\lambda$ | Bw            | Bs            | Bn            | Bw<br>KA      | Bs<br>SU      | Bn<br>SP      |
|---------------------|-------------------------|-----------|-----------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Kaukázus<br>(KA)    | Djankuat                | 43,20°    | 42,77°    | 1968-<br>2009 | 1968-<br>2009 | 1968-<br>2010 | 1968-<br>2010 | 1968-<br>2010 | 1968-<br>2010 |
|                     | Garabashi               | 43,30°    | 42,47°    | 1984-<br>2010 | 1984-<br>2010 | 1984-<br>2010 |               |               |               |
|                     | Tbilisa                 | 43,13°    | 42,47°    | 1968-<br>1980 | 1968-<br>1980 | 1968-<br>1980 |               |               |               |
| Sarki-Urál<br>(SU)  | IGAN                    | 67,61°    | 66,03°    | 1958-<br>1980 | 1958-<br>1980 | 1958-<br>1981 | 1958-<br>1980 | 1958-<br>1980 | 1958-<br>1981 |
|                     | Obrucheva               | 67,63°    | 65,80°    | 1958-<br>1980 | 1958-<br>1980 | 1958-<br>1981 |               |               |               |
| Spitzbergák<br>(SP) | Austre<br>Broeggerbreen | 78,88°    | 11,83°    | 1967-<br>2008 | 1967-<br>2008 | 1967-<br>2010 | 1967-<br>2008 | 1967-<br>2008 | 1967-<br>2010 |
|                     | Midtre<br>Lovenbreen    | 78,88°    | 12,07°    | 1968-<br>2008 | 1968-<br>2008 | 1968-<br>2010 |               |               |               |
|                     | Waldemarbreen           | 78,67°    | 12,00°    | 1996-<br>2005 | 1996-<br>2005 | 1996-<br>2010 |               |               |               |

## **3.2. Klimatikus változók**

### **3.2.1. Hőmérséklet és csapadék**

A vizsgálatokhoz lokális klimatikus változókként havi felbontású hőmérsékleti és csapadék adatokat használok fel a Kelet-angliai Egyetem Éghajlati Kutatócsoportjának adatbázisából (*Climatic Research Unit; 'CRU TS3.21'*, Harris et al., 2014), [3 – NERC honlap]. Mivel a vizsgált régiók helyi hőmérséklet és csapadék viszonyait szeretnénk tanulmányozni, ezért elengedhetetlen a minél nagyobb rácsfelbontású (jelen esetben  $0,5^\circ$ -os) és minél több felszíni meteorológiai állomás méréseit magába foglaló adatbázis megtalálása. Számos más elérhető adatbázissal szemben a CRU TS3.21 minden szempontból kielégítőnek bizonyul, és hiánytalanul lefedi a vizsgált 1957-2010 időszakot. Minden régiót két  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  méretű rácsponttal fedünk le, tehát a regionális hőmérsékleti és csapadék idősorok két-két rácsponti adatsor átlagaként állnak elő.

### **3.2.2. Légnyomás**

Az elemzésekben tengerszinti légnyomási adatokat használok fel, amelyek az amerikai Nemzeti Oceanoográfiai és Légköri Hivatal (NOAA) Nemzeti Környezetbecslési Központjának (NCEP) reanalízis adatbázisából (*'NCEP/NCAR Reanalysis 1: Surface'*; Kalnay et al., 1996), [4 – ESRL honlap] származnak. A havi felbontású idősorok az 1957-2010 vizsgált időszakra vonatkoznak. Az adatbázis elemzéseimben szereplő része az egész északi félgömböt lefedi egy  $2,5^\circ$ -os felbontású rácshálózaton. E hemiszférikus kiterjedésű légnyomási mezőre a vizsgált régiók gleccsereit befolyásoló nagyobb skálájú légkördinamika feltárása és a távhatású kapcsolatok jobb megértése, illetve vizualizálása érdekében van szükség.

### **3.2.3. Távhatású jelenségek indexei**

A vizsgálatban szereplő távhatású jelenségeket, illetve azokat jellemző indexeket a korábbiakban részletesen bemutattam. Itt egy rövid áttekintést nyújt a 2. táblázat a felhasznált idősorokról és azok forrásairól. Az indexek kiválasztásánál a fő szempont az volt, hogy minél részletesebb képet kapjunk az északi félgömb nagyskálájú dinamikájának mozgatóiról, amihez elsősorban Barnston és Livezey (1987), Washington et al. (2000) és Deser et al. (2010) munkáira támaszkodtunk.



2. táblázat. Az elemzésekben felhasznált távhatású jelenségeket jellemző indexek. Jelmagyarázat: GPH = geopotenciális magasság; SST = tengerfelszín hőmérséklet; SLP = tengerszinti légnyomás; CRU: Climatic Research Unit (University of East Anglia); NCEP: National Center for Environmental Prediction (NOAA); ESRL: Earth System Research Laboratory (NOAA); JISAO: Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (University of Washington); NCDC: National Climatic Data Center (NOAA).

| Távhatású jelenség rövidítése | Távhatású jelenség neve  | Definíció alapja | Index időbeli felbontása | Időszak              | Forrás                        |
|-------------------------------|--|------------------|--------------------------|----------------------|-------------------------------|
| <b>NCP</b>                    | Északi-tenger – Kaszpi-tenger Központú Légnyomási Jelenség       | GPH              | havi                     | 1957-2005            | [5 – CRU honlap]              |
| <b>EA</b>                     | Eurázsiai Négyközpontú Légnyomási Jelenség                       | GPH              | havi                     | 1957-2010            | [1 – NCEP honlap]             |
| <b>AMM</b>                    | Atlanti Meridionális Módus                                       | SST és szélmező  | havi                     | 1957-2010            | [4 – ESRL honlap]             |
| <b>AMO</b>                    | Atlanti Több-évtizedes Oszcilláció                               | SST              | havi                     | 1957-2010            | [4 – ESRL honlap]             |
| <b>AO</b>                     | Sarkvidéki Oszcilláció   | SLP              | havi                     | 1957-2010            | [4 – ESRL honlap]             |
| <b>NAO</b>                    | Észak Atlanti Oszcilláció  | SLP              | havi, téli               | 1957-2010            | [4 – ESRL; 8 –Hurrell honlap] |
| <b>NTA</b>                    | Trópusi Északi-Atlanti Tengerfelszín Hőmérséklet Alapú jelenség  | SST              | havi                     | 1957-2010            | [4 – ESRL honlap]             |
| <b>PDO</b>                    | Pacifikus Évtizedes Oszcilláció                                  | SST              | havi, éves               | 1957-2010, 1957-1996 | [6 – JISAO; 7 – NCDC honlap]  |
| <b>ENSO</b>                   | El Niño – Déli Oszcilláció                                       | SST és SLP       | éves                     | 1957-2002            | [7 – NCDC honlap]             |
| <b>NP</b>                     | Észak-Csendes-óceáni Légnyomási Jelenség                         | SLP              | havi                     | 1957-2010            | [4 – ESRL honlap]             |
| <b>WP</b>                     | Nyugat-Csendes-óceáni Háromközpontú Légnyomási Jelenség          | GPH              | havi                     | 1957-2010            | [4 – ESRL honlap]             |
| <b>PNA</b>                    | Csendes-óceáni – Észak-Amerikai Négyközpontú Légnyomási Jelenség | GPH              | havi                     | 1957-2010            | [4 – ESRL honlap]             |

### 3.3. Adatkezelések és statisztikai elemzések

Az utóbbi évtized szakirodalmában leggyakrabban használt glaciológiai, valamint klimatikus változókat és statisztikai eljárásokat alkalmaztuk az eredményeink összevethetősége érdekében (McCabe et al., 2000; Washington et al., 2000; Shahgedanova et al., 2005; Shahgedanova et al., 2012). Az elemzéseket megelőzően az egyes gleccser idősorokat minőségellenőrzésnek vettem alá – ahol rendelkezésemre állt több forrás ugyanarra a változóra, ott összehasonlítás segítségével –, így szűrve ki a publikáció esetleges nyomdahibáit. Mivel a WGMS kiadványokban közölt adatokat már standardizálták (az eltérő mérési technikákból fakadó problémákat kiküszöbölték), így a korrigálásra szoruló néhány nyomdahibától eltekintve azok megbízhatónak bizonyultak. Megvizsgálva az adatok eloszlását (Shapiro-Wilk  $W$  próba), azok normál eloszlást mutattak. A Shapiro-Wilk  $W$  próbát (Wilk & Shapiro, 1968) alkalmaztam az egyéb népszerű próbákhoz (pl. Kolmogorov-Smirnov próba) képest jobb jellemző ereje miatt [9 – StatSoft, Inc., 2013, kézikönyv]. A havi hőmérséklet, havi csapadék és havi légnyomás adatok normális eloszlását feltételeztem általános klimatológiai ismeretek alapján.

A kiválasztott régiók átfogóbb glaciológiai-klimatológiai jellemzése érdekében a lokális gleccser idősorokat standardizáltam, majd az így kapott adatsorok regionális átlagát képeztem. (Ennek statisztikai alapját az biztosította, hogy adott régióon belül a gleccserek megfelelő idősorai egymással szinkronban ingadoztak a Pearson-féle korreláció szerint (Kaukázus:  $r = 0,38-0,84$ ; Sarki-Urál:  $r = 0,83-0,92$ ; Spitzbergák:  $0,59-0,97$ ). A standardizálás – az adott idősor átlagának kivonása és a szórással normálása – révén minimálisra csökkentettem a lokális környezeti hatásokat (pl. domborzati adottságok, mikroklíma). Az egyes gleccserek standardizált idősorainak átlagolásával tovább simítottam az idősort, felerősítve a regionális (és nagyobb skálájú) klimatikus hatások jelét. Így mindhárom régióra viszonylag hosszú és egységes téli, nyári és éves anyagmérleg idősorokat kaptam (1. táblázat). Ez a fajta komplex regionális elemzési módszer alkalmazása, illetve a kiválasztott régiók ilyen hosszútávú vizsgálata a szakirodalomban található eddigi ismereteket egészíti ki, új kutatási eredményekhez vezet.

Az alkalmazható glacio-klimatológiai modellek két nagy csoportra oszthatók: az első csoportot a gleccser-dinamikai modellek jelentik, melyek a gleccserek belső dinamikájával, felszíni energiaháztartással, stb. foglalkoznak (ld. 2.2. alfejezet), míg a másodikba tartoznak azon modellek, melyek a glaciológiai jellemzők és a különböző skálájú éghajlati jelenségek között teremtenek kapcsolatot. Az utóbbi osztályba sorolhatók

a különböző típusú regresszió analízisek. A lineáris regresszió nagy előnye a rugalmasság, vagyis képes figyelembe venni a nem normál eloszlású függő változókat, a többszörös ható változókat, a kovarianciákat és a korrelációs hibákat (Roberts, 2010). A glaciológiai gyakorlat gyakran alkalmazza a klimatikus változók havi vagy hosszabb időszakokra vonatkozó átlagát a napi adatok helyett. Noha az átlagolás információ-vesztéssel jár, de így kiküszöbölhető a napi, illetve heti felbontású adatokra jellemző ún. multikollinearitás, azaz az egymást követő napok (illetve hetek) erős korrelációjából adódó probléma.

A hosszabb időszakot lefedő adatsorokban lévő esetleges trendek kimutatására lineáris trendanalízist végeztem, amelyekben a hosszútávú változási tendenciák irányát és mértékét a trend-egyenesek meredekségének előjele és nagysága jelezte. A trendmentességre vonatkozó nullhipotézis elvetésének szignifikancia szintjéül a  $p = 0,05$  valószínűségi értéket vettem. Mivel az adatok normál eloszlást mutattak, így a gyakran használt legkisebb négyzetek (LKN) módszerét alkalmaztam a regresszió analíziseknél. A trendanalízist a gleccserek éves anyagmérlegének kumulatív idősorain is elvégeztem, hogy a Bn által hosszútávon összegzett klimatikus hatásokat értékelhessük.

A glaciológiai és a klimatikus idősorok fluktuációs mintázatai közötti szinkronitás mértékének megállapítására az idősoranalízis eljárásai közül keresztkorrelációs függvények (CCF) szolgáltak segítségül. Mivel az adatok normális eloszlásúnak bizonyultak, ezért a Pearson-féle korrelációt alkalmaztuk a standardizált kovariancia meghatározására. A szinkronitás vizsgálatát a következő idősorok összevetésével végeztem el: regionális anyagmérlegek – regionális hőmérséklet és csapadék; regionális anyagmérlegek – hemiszférikus tengerszinti légnyomás mező; regionális anyagmérlegek – távhatású jelenségeket jellemző indexek. A CCF-ek eltolás nélküli és különböző mértékű eltolásokkal (ld. később) vett korrelációs együttható ( $r$ ) értékei 90 és 95%-os konfidencia szintnél (t-próba) jelezték az idősorok szignifikáns egyirányú ingadozási mintázatait.

Annak megválaszolására, hogy egy adott régióban miként tükrözik az anyagmérleg komponensek a glaciológiai év jellemző hőmérséklet- és csapadékviszonyait, a fenológiai kutatásokban gyakran használt eljárást alkalmaztam. A vizsgált régiókban az anyagmérleg komponensek és a helyi hőmérséklet- és csapadékviszonyok közötti kapcsolatok vizsgálatához a havi átlaghőmérsékleti adatokon (pl.  $T_{JAN}$ ,  $T_{FEB}$ ,  $T_{MÁR}$ ,  $T_{ÁPR}$ , ...) kívül még két-, három- négy-, öt-, és hat-havi hőmérsékleti átlagokból álló idősorokat is képeztem oly módon, hogy az előző év júniusától az adott év októberéig havi léptékű eltolással – „csúszó-ablak” módszer (Lehoczky et al., 2012) – számoltam ki az újabb átlaghőmérsékleteket, pl.  $T_{JJ}$ ,  $T_{JA}$ ,  $T_{AS}$ , illetve  $T_{JJA}$ ,  $T_{JAS}$ ,  $T_{ASO}$ , ...  $T_{JJAS}$ , ...  $T_{JJASO}$ , ...  $T_{JJASON}$ ,

stb.). A csapadék esetében ugyanígy jártam el, azzal a különbséggel, hogy a havi csapadékösszegekből ( $CS_{JAN}$ ,  $CS_{FEB}$ ,  $CS_{MÁR}$ , ...) nem többhavi átlagokat, hanem többhavi összegeket képeztem ( $CS_{JJ}$ ,  $CS_{JA}$ ,  $CS_{AS}$ , ...). Így a glaciológiai évet (október-szeptember) teljesen lefedtem, valamint számításba vettem a glaciológiai évkezdetet megelőző nyári hőmérséklet-csapadék viszonyokat is. Mivel a téli és nyári anyagmérlegeket nagymértékben meghatározza az adott glaciológiai év téli és nyári időszakának hőmérséklet- és csapadékviszonyai (sőt akár az előző évé is) (McCabe et al., 2000; Shahgedanova et al., 2005; 2012), ezért ezen időszakok átlaghőmérsékletére és csapadékösszegére, mint az adott régióban adott időszakra jellemző hő- és csapadékösszegre tekinthetünk. Pontosabban, a képzett átlaghőmérsékletek és csapadékösszegek egyfajta kumulatív reprezentációi adott régió hő- és csapadékellátottságának a tekintett időszakban. Annak eldöntésére, hogy adott régióban a fenti (havi, többhavi) átlaghőmérsékletek és csapadékösszegek közül melyik a leghatásosabb (azaz legnagyobb befolyással rendelkező) a különböző anyagmérlegek szempontjából, ugyancsak CCF-ek szolgáltak. Az abszolút értékben legmagasabb  $r$  értékhez tartozó egy- vagy többhavi hőmérsékleti átlagot és/vagy csapadékösszeget tekintettem adott anyagmérlegre nézve a „leghatásosabbnak”, és használtam fel adatsorát a további elemzésekhez.

A regionális klimatikus hatások vizsgálata után az elemzésekbe vontam a nagyskálájú távhatású jelenségeket leíró indexek havi, illetve néhány esetben szezonális és évi idősorait is. A szezonális (téli NAO) és éves idősorokkal (éves ENSO, éves PDO) néhány előzetes statisztikai vizsgálatot végeztem, ezekre részletesebben nem térek ki. Mindhárom régió anyagmérleg idősorai és a 11 távhatású jelenséget jellemző index havi idősorai között CCF-ek segítségével tártam fel a kapcsolatokat. E korrelációkat az indexek adott évi havi értékeivel és az előző évi havi értékeivel is kiszámoltam, mivel ezen távkapcsolati jelenségek nemcsak nagyobb térskálán, hanem hosszabb időskálán – akár áttételeken keresztül, ld. „légköri híd” (2.3.9. alfejezet) – is jelentősen befolyásolhatják az éghajlatot. Így mindhárom régió téli, nyári és éves anyagmérlegére egy-egy korreláció mátrixot kaptam, melyben a különböző indexek különböző havi értékeivel vett korrelációs együtthatók szerepelnek. E mátrix a két szignifikancia szinten ( $p < 0,05$ ;  $p < 0,10$ ) elvégzett t-próba segítségével áttekinthetővé tette a valóban megjelenő kapcsolatokat és kiemelte azokat, melyeket érdemes volt tovább vizsgálni.

A hőmérséklet, csapadék és a távhatású jelenségek kapcsolatát az elemzésben szereplő régiók anyagmérlegeivel többváltozós lineáris regresszió analízissel (MRA)

vizsgáltam. Előbb a hőmérséklet – csapadék – anyagmérleg hatásrendszer tagjait számszerűsítettem, így határozva meg, hogy a fentebb leírt módon kapott „leghatásosabb” átlaghőmérséklet(ek) és csapadékösszeg(ek) a klimatikus hatásrendszer részeként is szignifikáns befolyással rendelkeznek-e, és ha igen, akkor pontosan milyen mértékben. Ezután a hőmérséklet – csapadék – távhatású jelenség – anyagmérleg hatásrendszert elemeztem, amihez a befolyással bíró távhatású rendszert az előzőekben leírt módon határoztam meg. Az MRA alkalmazásával kapott  $B$  parciális regressziós együtthatók,  $A$  ordináta-metszet és  $p$  számú magyarázó változó segítségével felállítottam az összes anyagmérlegre a regressziós egyenletet

$$Y = A + B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_pX_p, \quad (1)$$

amely a modell jóságától függően (a regressziós egyenes illeszkedését legegyszerűbben a determinációs koefficiens nagyságával jellemezhetjük) és a magyarázó változók (átlaghőmérséklet, csapadékösszeg és távhatású jelenség indexének megfelelő idősorai) ismeretében alkalmas lehet az anyagmérleg becslésére – akár a múltban, akár a jövőben. Majd a standardizált parciális regressziós együtthatók (*Beta*) és parciális korrelációk segítségével az összhatásért felelős determinációs koefficiens ( $R^2$ ) felbontottam a vizsgált hatáskomponensekre.

Végezetül a feltárt távhatású kapcsolatok vizualizálásának megkísérlésére a hemiszférikus nyomási mezőt is megvizsgáltam. A régiók anyagmérleg adatai és az északi félgömb adott évi (és az előző évi) havi felbontású légnomási idősorai közötti CCF-ek eredményeiről mindhárom régióra, mindhárom anyagmérlegre havi felbontású korrelációs térképeket készítettem. Továbbá két régió esetében (a Kaukázus és a Spitzbergák anyagmérleg idősorai bizonyultak ezen eljárásához elegendő hosszúságúnak) az anyagmérleg adatsorok felső és alsó kvartiliseit leválasztottam, majd az ezen évekhez tartozó átlagos havi nyomási mezőket és az ezen évekhez tartozó havi nyomási anomália mezőket is térképen ábrázoltam. Már az elsőként említett korrelációs térképek is lehetővé teszik bizonyos akciócentrumok felismerését (ami az adott távhatású jelenséggel való kapcsolatra utalhat), az utóbbi két térkép azonban pontosabb azonosításra és mélyebb értelmezésre is lehetőséget kínál.

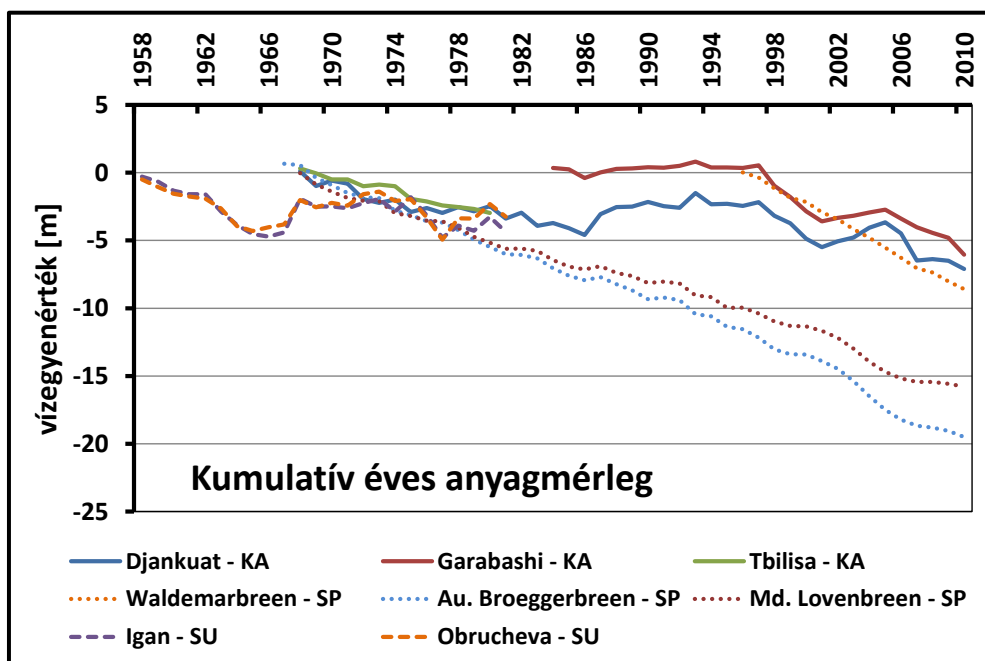
A különböző adatbázisok kezeléséhez, adatrendezésekhez, statisztikai elemzésekhez és a térképes megjelenítésekhez a CDO (Climate Data Operator), a GMT (Generic Mapping Tools) és a STATISTICA programcsomagokat, továbbá saját FORTRAN, C++ és MATLAB programokat használtam.

## 4. EREDMÉNYEK ÉS DISZKUSSZIÓ

### 4.1. A klimatikus és glaciológiai idősorok általános jellemzése

A dolgozatban vizsgált Európa peremén lévő három régió más-más eljegesedett makrorégióba tartozik, így sajátos glaciológiai és klimatológiai jellemzőik, továbbá a 20-21. században bekövetkezett változásaik értékelése és összehasonlítása mindenképpen tanulságos. A Kaukázus és Spitzbergák térségében egyedülálló, több mint négy évtizeden átívelő (az 1960-as évek végétől egészen 2010-ig) regionális anyagmérleg index idősorok kiválóan alkalmasak a hosszabb távú trendek és változások megfigyelésére, továbbá a klimatikus és glaciológiai változók közötti kapcsolatok részletes feltárására. A valamivel rövidebb, de több mint két évtized hosszú idősorok a Sarki-Urál térségében bepillantást nyújtanak az 1960-70-es évek átmeneti hűvösebb periódusába.

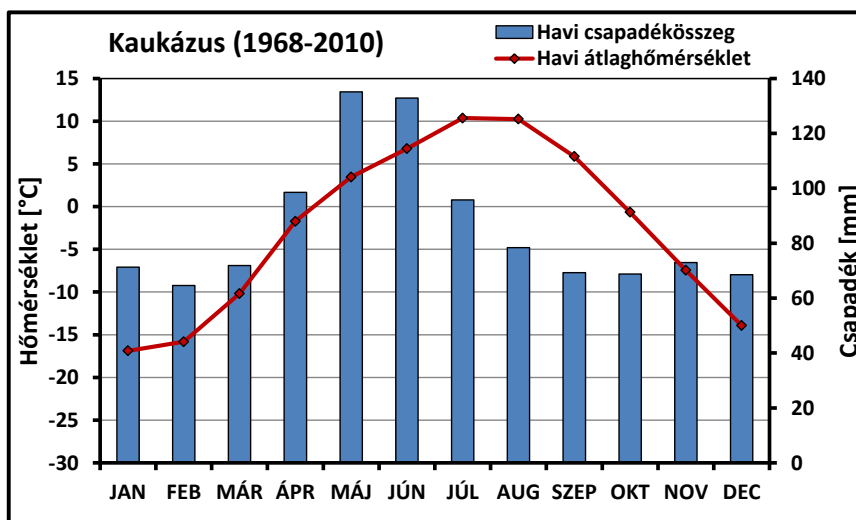
Rendhagyó módon az idősorok régiónkénti szisztematikus jellemzését egy ábra előzi meg, ami a dolgozat egy fő motivációját adja és központi kérdését ihlette. Az 5. ábrán a három régió nyolc vizsgált gleccserének kumulatív éves anyagmérleg idősorait ábrázoltam, ugyanis e karakterisztika illusztrálja a legjobban az anyagmérleg hosszútávú változásait. Kérdésünkre – pontosan milyen éghajlati hatásoknak tulajdonítható ez a markáns csökkenő tendencia a kumulatív anyagmérleg idősorokban? – az anyagmérleg adatokban kimutatható klimatikus jel felbontásával keressük a választ (4.2-4.3. fejezetek).



5. ábra. A három vizsgált térség nyolc gleccserének kumulált éves anyagmérlege.  
Jelmagyarázat: KA = Kaukázus; SU = Sarki-Urál; SP = Spitzbergák.

### 4.1.1. Kaukázus

A Kaukázus vizsgált térségének éghajlata (6. ábra) a hőmérséklet alapján jól elkülöníthető évszakokkal jellemezhető, amely szezonális még a magas tengerszint feletti magasság ellenére is érezhető. Több tényező (erősödő besugárzás, a polárfronton képződő gyenge alacsony nyomású rendszerek délre vonulása és orografikus akadályoztatása) együttes hatásának köszönhetően a konvektív tevékenység nyár elején megerősödik, így a csapadék maximum május-júniusban jelentkezik. A téli csapadék elsősorban az atlanti térségből érkező ciklonokhoz, illetve a Földközi-tenger felől keletre haladó, majd a Fekete-tenger felett újból megerősödő ciklonokhoz kötődik (Shahgedanova, 2002). A havi és évi csapadék idősorokra erős évek közötti változékonyság jellemző, az átlagos évi csapadékösszeg az 1968-2010 időszakban 1028 mm volt. A trendanalízisek alapján hosszútávú trend az idősorokban nem mutatkozik, kivéve a gyenge, ám statisztikailag szignifikáns ( $p < 0,05$ ) pozitív trendet decemberben. Shahgedanova et al. (2005) az 1968-2001 időszakban ugyancsak szignifikáns pozitív trendet talált a csapadék idősorokban, azonban a téli félév korábbi szakaszában, azaz október-novemberben.



6. ábra. Klímadiagram a Kaukázus vizsgált térségére vonatkozóan az 1968-2010 időszak alapján.

A hőmérséklet évi menetét tekintve a havi átlaghőmérséklet május és szeptember között emelkedik fagypont fölé, ami az akkumulációs és ablációs periódus hossza szempontjából meghatározó. A havi átlaghőmérsékleti idősorokban hét hónapban (JAN, MÁR, JÚN, JÚL, AUG, SZEP, OKT) is emelkedő szignifikáns trend mutatható ki, mely hónapok döntően az ablációs időszakokra esnek. A trend-egyenes meredeksége szerint ezen hónapokban a vizsgált négy évtizedben 0,33-0,71 °C/dekád melegedés tapasztalható. Ez a

legnagyobb trend-meredekséggel rendelkező hónapban, augusztusban a négy évtized alatt összesen 2,84 °C-os havi átlaghőmérséklet emelkedést jelent. Ezen megfigyelések összhangban vannak Shahgedanova et al. (2005) megállapításával, miszerint a JJA átlaghőmérséklet szignifikáns pozitív trendet mutatott az 1982-2001 időszakban.

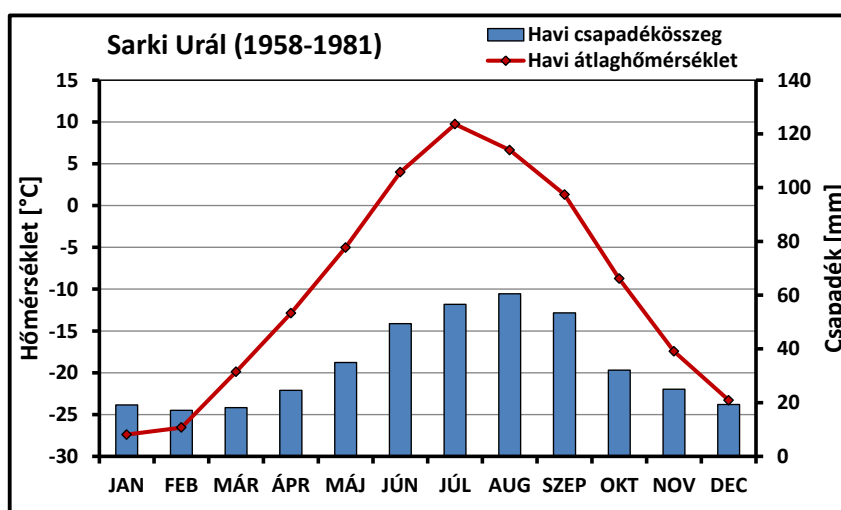
A kaukázusi téli, nyári és éves anyagmérleg index idősorok menetét az 1968-2010 időszakban az 9. ábrán láthatjuk. Az anyagmérleg idősorok egyike sem mutat szignifikáns trendet, habár a Bn 1993 óta öt évtől eltekintve negatív értékeket vett fel, a négy évtized minimumát 1998-ban érve el -2,18 értékkel. A gyakori deficittel rendelkező Bn a kumulatív éves anyagmérleg csökkenő tendenciájában is jól látszik (5. ábra), ami szerint 2010-re a Djankuat és Garabashi nettó tömegvesztesége vízegyenértékben kifejezve rendre 7,1 m és 6,1 m, a Tbilisa gleccseré pedig 1980-ra 3,0 m lett. Megfigyelések szerint az akkumulációt és ablációt jellemző idősorok gyakran jól korrelálnak, ugyanis a pozitív anomáliák az akkumulációban megnövelik az albedót az olvadási periódusban is (Kaser, 1999; Francou et al., 2003). Ez a tendencia azonban a kaukázusi akkumulációs és ablációs idősorokra nem jellemző, ahogy ezt Shahgedanova et al. (2005) is igazolta. Továbbá az idősorokban autokorreláció sincs, ami a további vizsgálatok szempontjából fontos. Kiemelném még a Bw-ben látható csúcsot az 1986/87-es glaciológiai évben, ami az anomálishan magas téli csapadéknak köszönhető. Továbbá megfigyelhető, hogy 1987 előtt a Bw változékonysága kisebb volt, mint a nyári anyagmérlegé, habár a Bn ingadozásaiban mindvégig a Bs változékonysága tükröződik hangsúlyosabban. A Bn és Bs szignifikáns szinkron ingadozását a CCF is megerősíti ( $r = 0,72$ ).

#### **4.1.2. Sarki-Urál**

A magas földrajzi szélességeken elterülő Sarki-Urál éghajlatát (7. ábra) egész évben alacsony hőmérséklet jellemzi még a vizsgált gleccserek viszonylag alacsony tengerszint feletti magassága ellenére is. Földrajzi adottságai miatt a vizsgált három térség legzordabb teleit itt találjuk. Ugyanakkor fontos szem előtt tartani, hogy ezen régióból a regionális anyagmérleg index idősorok csak az 1958-1981 időszakra állnak rendelkezésünkre, amely periódust a 20. század átlagosnál hűvösebb két évtizedeként tart számon a szakirodalom (IPCC WGI, 2013). A havi átlaghőmérséklet csak június és szeptember között emelkedik fagypontra fölé, ezért az ablációs időszak rövid, általában június végétől augusztus végéig tart (Shahgedanova et al., 2012). A régióban a nyugatias áramlások dominálnak, emiatt a csapadék fő forrásai az észak-atlanti térségből származó alacsony nyomású rendszerek és a Barents-tenger.



A csapadék évi menetére nyári maximum jellemző, s az évi mennyiség több mint fele október és május között hullik szilárd halmazállapotban. A vizsgált időszakban az átlagos évi csapadékösszeg 410 mm volt, ami összhangban van a Shahgedanova et al. (2012) által az 1952-2008 időszakra megállapított 440 mm-es értékkel. A lineáris trendanalízis alapján két hónap kivételével szignifikáns trend nem mutatkozik sem a hőmérséklet, sem a csapadék adatsorokban. Az egyik kivétel a júliusi átlaghőmérséklet, amiben szignifikáns csökkenő trend látszik, a másik pedig a szeptemberi csapadékösszeg, amiben szignifikáns emelkedő trend mutatható ki. E tapasztalatok is alátámasztják, hogy a vizsgált időszakban a Sarki-Urál klímája a 20. századi átlagos értékei körüli természetes változékonyság szerint alakult, és inkább a negatív hőmérsékleti anomáliák voltak gyakoribbak (Shahgedanova et al., 2012).



7. ábra. Klímadiagram a Sarki-Urál vizsgált térségére vonatkozóan az 1958-1981 időszak alapján.

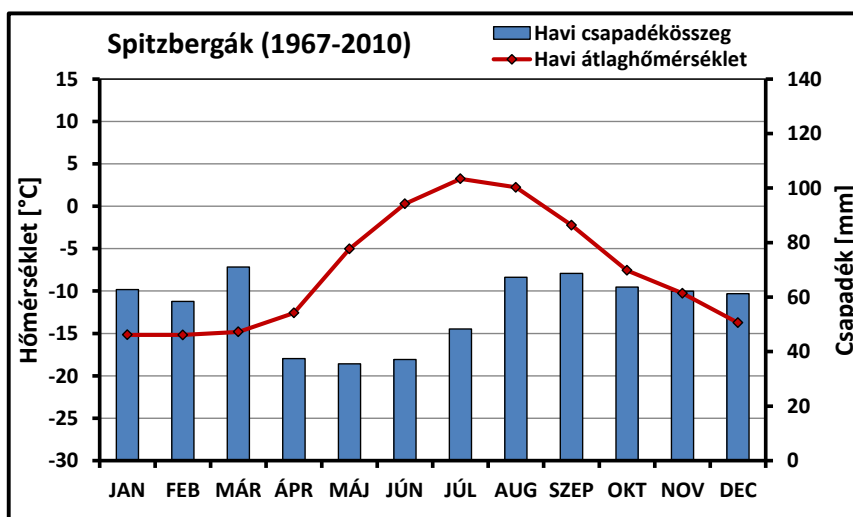
Ebben a régióban a két gleccser anyagmérleg adataiból előállított regionális anyagmérleg index idősorokban (9. ábra) autokorreláció és szignifikáns trend nem mutatható ki, habár Shahgedanova et al. (2012) szerint a vizsgált időszakban gyakoribbak voltak az akkumulációs időszak hó-eseményei, mint az 1984-95 időszakban, ami az alacsonyabb hőmérsékletekkel társulva a gleccserek lassuló hátrálásához vezetett. Ennek jelét megfigyelhetjük a kumulatív éves anyagmérleg idősorokban is az 1970-es években (5. ábra). Megállapítható, hogy a vizsgált időszakban az IGAN és az Obrucseva gleccser is nettó tömegvesztéssel szenvedett, melynek értéke vízgyenértékben rendre 4,4 m és 3,3 m volt.

### 4.1.3. Spitzbergák

A Spitzbergák éghajlata szempontjából a sarkvidék kivételes adottságú területe: mintegy 20 °C-kal magasabb téli átlaghőmérsékleteknek örvend, mint az ugyanezen földrajzi szélességen elhelyezkedő kanadai sarkvidék északkeleti része (Przybylak, 2003). E hőmérsékleti kiváltság az észak-atlanti térség felé való nyitottságával indokolható, azaz a déli meleg és nedves légtömegek, illetve melegebb vizek akadálytalanul eljuthatnak ide, így jelentős hatást gyakorolva a térség éghajlati viszonyaira. E hatások közül fontos kiemelni a Nyugat-Spitzbergai Áramlatot, amelynek köszönhetően a sziget délnyugati része egész évben szignifikánsan melegebb, mint az átellenes partok északkeleten (Walczowski és Piechura, 2011; Przybylak et al., 2014). Mindössze három hónapban (június, július, augusztus) emelkedik a havi középhőmérséklet fagypontra fölé (8. ábra), így az olvadási szezon május/júniusban kezdődik, adott évi szinoptikus helyzettől függően. Hóhullás nyáron is tapasztalható, de a hóborítás rendszerint csak október után marad stabil (Maturilli et al., 2013). Az utóbbi évek telein számos olyan csapadékesemény volt tapasztalható, melynek során a csapadék inkább eső, mint hó formájában érkezett. Utóbbit Maturilli et al. (2013) állapította meg, amely tanulmány a dolgozatban vizsgált Austre Broeggerbreen és Midre Lovenbreen gleccserektől néhány kilométerre lévő mikrometeorológiai állomás mérési eredményeit értékeli ki. A hőmérséklet téli változékonysága jóval nagyobb mértékű, mint nyáron, köszönhetően a sziget felett áthaladó gyakoribb és intenzívebb alacsony nyomású rendszereknek (Maturilli et al., 2013; Przybylak et al., 2014). Ugyanez igaz a relatív nedvességre és a vízgőz keverési arányára is, utóbbi átlagos értéke a téli hónapokban  $1,4 \pm 0,4 \text{ g kg}^{-1}$ , ami extrém száraz léghőz jelez. Az uralkodó szélirány egész évben déli-délkeleti, ami a téli félévben – sarkvidéki éjszaka (október 24. – február 18.) – felerősödik az intenzívebbé váló ciklontevékenységre utalva (Maturilli et al., 2013). Továbbá a térségbe meleg és nedves levegőt szállítanak az Izland felől a Kara-tenger felé haladó ciklonok is (Przybylak et al., 2014).

Az évi átlagos csapadékösszeg 670 mm volt az 1967-2010 időszakban, a csapadék évi menetében nyár eleji minimum jellemző. A havi csapadék idősorokban a lineáris trendanalízis szignifikáns trendet nem mutat. Ellenben a havi átlaghőmérsékleti adatokban minden hónapban szignifikáns emelkedő trend mutatkozik, ami az akkumulációs időszak középső hónapjaiban a legmarkánsabb. A trendegyenesek meredeksége alapján NOV, DEC, JAN és FEB hónapokban a vizsgált négy évtizedben az átlagos hőmérséklet emelkedés 1,1-1,2 °C/dekád volt. Ha ezt a hőmérséklet emelkedési rátát négy évtizedre

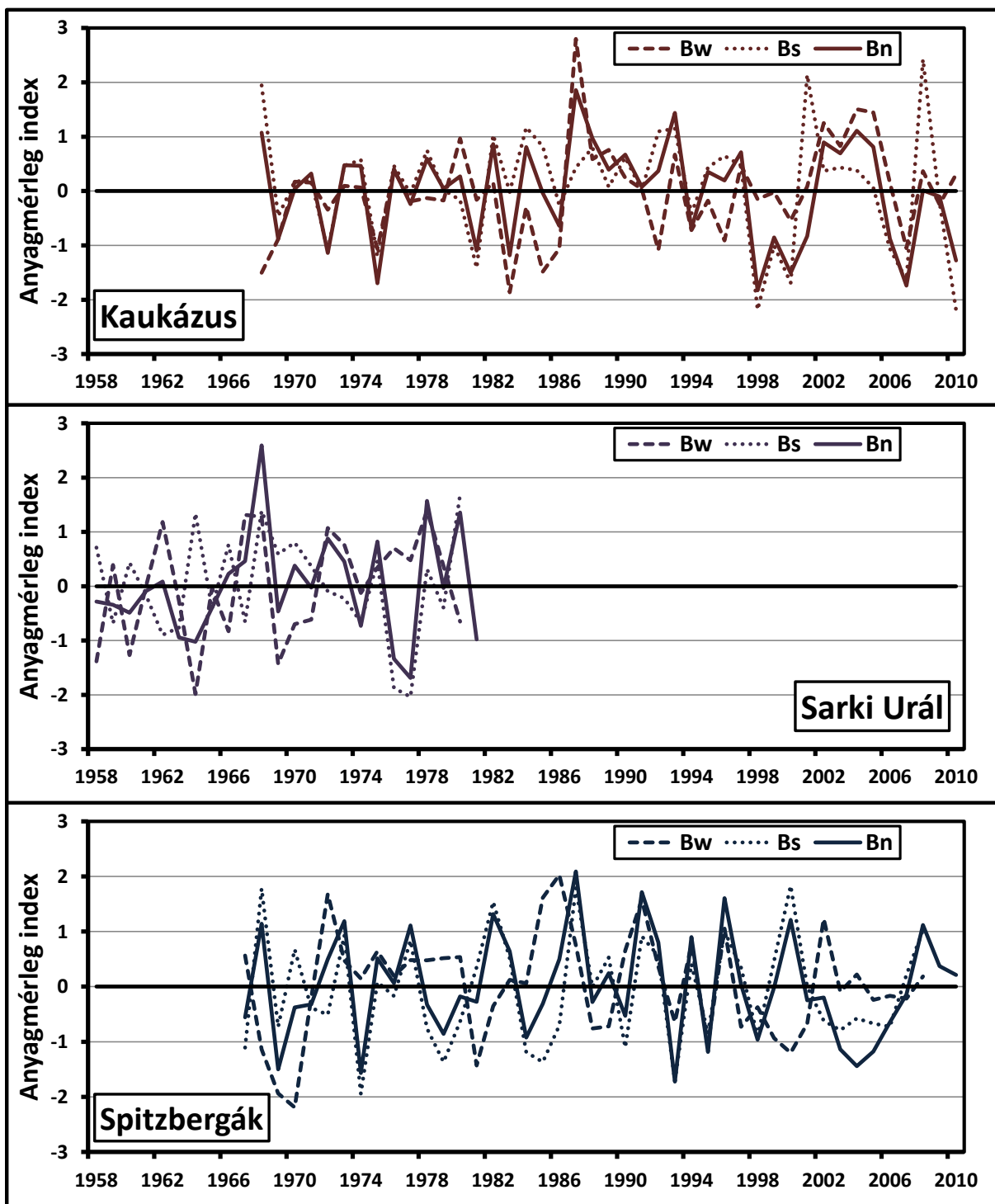
vetítjük, összesen 4,4-4,8 °C-kal jellemezhető melegedést kapunk a térségre. Ezen megfigyelés összhangban van Maturilli et al. (2013) eredményével, miszerint az általam is vizsgált térség az utóbbi években  $1,35 \pm 0,92$  °C-kal melegedett. Továbbá a tapasztaltakat Przybylak et al. (2014) elemzése is megerősítik, melyek szerint a legnagyobb hőmérsékleti emelkedést jelző hónap (április) több mint 5 °C-os melegedést jelez az utóbbi években az 1971-2000 időszak átlagához képest.



8. ábra. Klímadiagram a Spitzbergák vizsgált térségére vonatkozóan az 1967-2010 időszak alapján.

A térség anyagmérleg index idősorainak előállításához három gleccser adatsorai szolgáltak (Austre Broeggerbreen, Midre Lovenbreen és Waldemarbreen), ezekben szignifikáns trend nem mutatkozik (9. ábra). A téli anyagmérleg indexben gyenge szignifikáns autokorreláció látszik ( $r_a = 0,32$ ), amit a későbbi értékelések során szem előtt kell tartani. Egy a Broeggerbreen-re és Lovenbreen-re vonatkozó anyagmérleg rekonstrukción alapuló vizsgálat (Lefauconnier és Hagen, 1990) szerint mindkét gleccser esetében nagymértékű Bn deficit a jellemző 1918 óta, habár az enyhe nyári hűlés enyhe téli csapadék növekedéssel társulva csökkentette a Bn hiányát 1969 után. Az idősorokat kibővítve 2010-ig észrevehető, hogy a Bn negatív értékei gyakoribbá válnak, sőt 2000 és 2007 között az éves mérleg kizárólag veszteséget jelzett. E viszonylag hosszú negatív anyagmérlegű epizód elsősorban a megnövekedett nyári olvadásnak tulajdonítható (Bn és Bs korrelációja:  $r = 0,85$ ), ugyanakkor a téli akkumuláció alacsonyabb értékei is hozzájárulnak ehhez a tendenciához. Mindez jól tükröződik a kumulatív éves anyagmérleg csökkenő tendenciájában (5. ábra), aminek eredményeképp 2010-re az Austre Broeggerbreen, Midre Lovenbreen és Waldemarbreen nettó tömegvesztesége

vízgyenértékben rendre 19,5 m, 15,8 m és 8,6 m volt. E megfigyeléseket Washington et al. (2000) is alátámasztja.



9. ábra. A Kaukázus (1968-2010), a Sarki-Urál (1958-1981) és a Spitzbergák (1967-2010) regionális téli (Bw), nyári (Bs) és éves (Bn) anyagmérleg indexei.

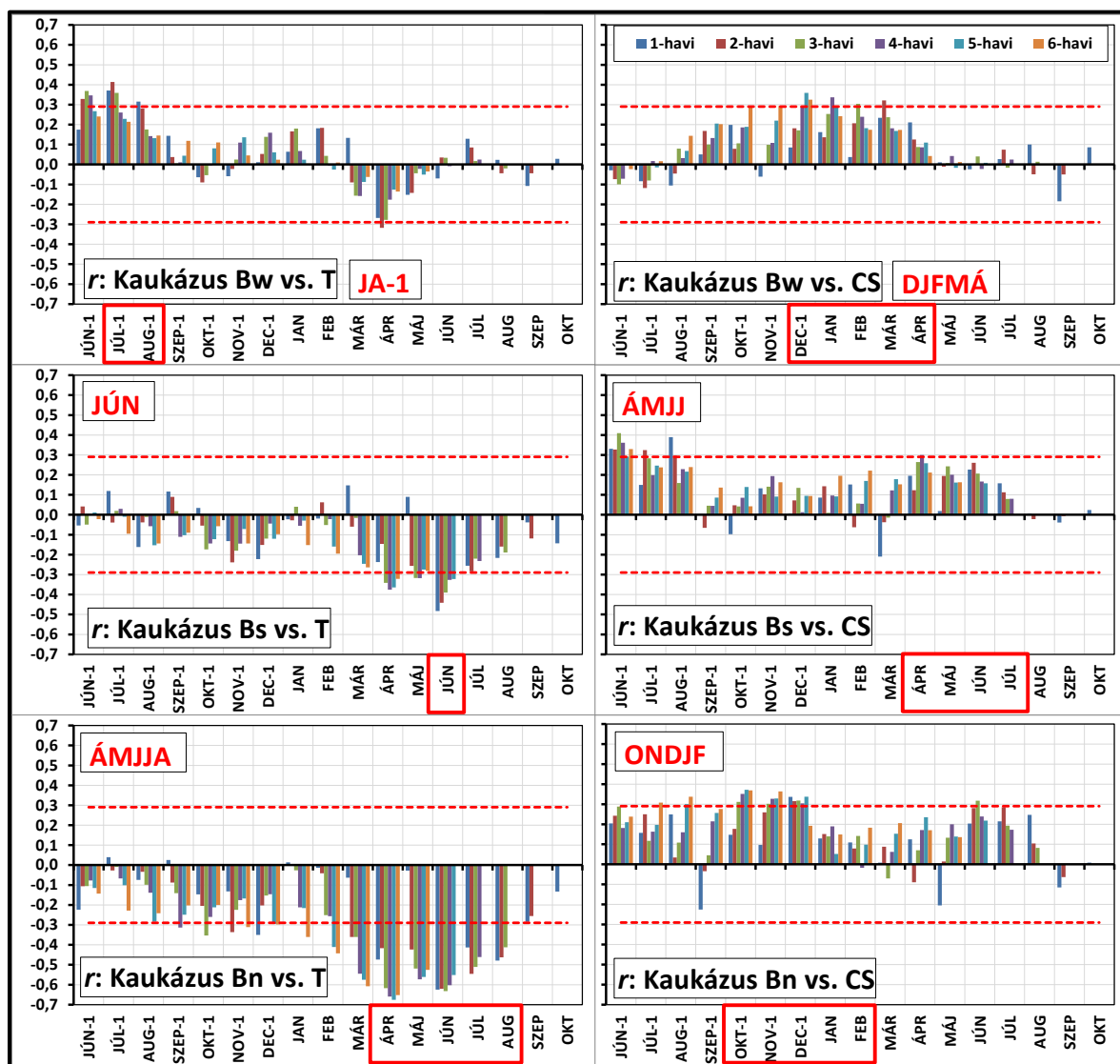
## **4.2. A regionális hőmérséklet- és csapadékviszonyok hatása a téli, nyári és éves anyagmérlegekre**

Ebben a fejezetben a három régió gleccsereinek téli, nyári és éves anyagmérlegét jellemző indexek és a vizsgált területeket regionálisan jellemző hőmérséklet- és csapadékviszonyok kapcsolatát vizsgálom korreláció analízis és többváltozós regresszió analízis alkalmazásával. Első közelítésben az anyagmérleg indexekben megjelenő klimatikus jel elsődleges komponenseit (hőmérséklet, csapadék) azonosítom minden egyes régióban. Továbbá, a klimatikus változók anyagmérlegre gyakorolt közvetlen hatásán túl kimutatható e hatótényezők intenzív kölcsönhatása is, ami egymás jelének erősítésében, illetve gyengítésében nyilvánul meg. A térségeket külön-külön tárgyalom, de az eredményeket egységes ábraszerkezet segítségével mutatom be. Az összesítő ábrák bal oldalán a hőmérsékletre, jobb oldalán a csapadéokra vonatkozó eredmények szerepelnek, vagyis az 1-havi, 2-havi, ... 6-havi átlaghőmérséklet/csapadékösszeg idősorokkal vett korrelációs együtthatók sorozata a vizsgált anyagmérleget megelőző év nyaratól (június) az adott év ősziig (október). (Ezen idősorok képzését a 3.3. alfejezetben részletesen ismertettem.) A korrelációs együtthatók szignifikancia vizsgálata során (t-próba) minden esetben  $p < 0,05$  szignifikancia szintet alkalmazok, az e szinthez tartozó korrelációhatárt az ábrákon piros szaggatott vonal jelzi.

### **4.2.1. Kaukázus**

A Kaukázusra vonatkozó eredményeket (1968-2010 időszak alapján) az 10. ábra foglalja össze. A téli anyagmérleget (Bw; felső két grafikon) az előző évi nyár hőmérsékleti viszonyai pozitívan, míg adott év tavaszi hőmérsékletei negatívan befolyásolják. Így a hőmérséklet tekintetében a legnagyobb szignifikáns hatással rendelkező időszaknak a JA-1 ( $r = 0,42$ ) és az AM ( $r = -0,32$ ) bizonyul. Az AM-i negatív hatás már a tavaszi olvadási periódus közeledtéhez köthető, azaz ezen időszak hőmérséklete meghatározó a tél végi akkumulációt illetően: minél magasabb a  $T_{AM}$ , az akkumuláció annál kisebb mértékű, és fordítva. Tehát ezen időszak hő-ellátottsága egyfajta „kapcsolóként” működhet a téli akkumulációs időszak és a nyári olvadási periódus között. Az előző nyári hőmérséklet észlelt pozitív hatása a téli akkumulációra közvetetten az őszi-téli többlet-csapadékon keresztül jelentkezhet és nagytérségű folyamatokkal lehet kölcsönhatásban. E jelenség további vizsgálatokat kíván. A csapadék szempontjából az egész akkumulációs időszak csapadék-ellátottsága pozitív hatással bír. A legmagasabb szignifikáns korrelációt a decembertől áprilisig tartó periódus 5-havi csapadékösszegével kapjuk ( $r = 0,36$ ), tehát jól

látszik, hogy a régió gleccsereinek téli gyarapodásáért az egész téli félév felelős. Ugyanakkor kiemelendő, hogy önmagában a márciusi csapadékösszeg jelentős hatással bír ( $r = 0,32$ ), tehát az akkumulációs időszak vége nemcsak a hőmérséklet, de a csapadék szempontjából is hangsúlyos a téli anyagmérlegre nézve.



10. ábra. A hőmérséklet és a csapadék kimutatható hatása a Kaukázus vizsgált gleccsereinek anyagmérleg index idősoraiban az 1968-2010 időszakban. A T/CS idősorok és az anyagmérleg adatsorok közötti korrelációs együtthatók az 1-havi, 2-havi, ... 6-havi átlaghőmérsékletek/csapadékösszegek első hónapjához vannak rendelve. ( $r$  = korrelációs együttható; Bw = téli anyagmérleg; Bs = nyári anyagmérleg; Bn = éves anyagmérleg; T = hőmérséklet; CS = csapadék; piros szaggatott vonal = korrelációhatár  $p < 0,05$  szignifikancia szinten; piros betűk és keret = a legnagyobb hatással rendelkező időszak; '-1' = előző év)

A kaukázusi nyári anyagmérleget (Bs, 10. ábra középső grafikonjai) az aktuális nyár hőmérséklete, továbbá kisebb, de szignifikáns mértékben az előző évi nyári és az aktuális év nyarának csapadékösszege befolyásolja. A legnagyobb szignifikáns korrelációkat T<sub>JÚN</sub>,

$CS_{JJA-1}$  és  $CS_{\text{AMJJ}}$  esetében kapjuk, ezek rendre  $-0,48$ ;  $0,41$  és  $0,30$ . A negatív hőmérsékleti hatás jól kifejezi a nyári magasabb átlaghőmérséklet olvadást serkentő hatását, ami a nyár eleji felmelegedésnek köszönhető elsősorban. A kora nyári csapadék pozitív hatását e nyár eleji fokozott olvadás ellensúlyaként is tekinthetjük, azaz az ekkor hulló csapadék az akkumulációs zónában mintegy „rápótol” a gleccser ösztömegére. Ugyanakkor nem szabad megfeledkezni arról a tényről sem, hogy az anomálishan melegebb nyári hónapok általában szárazabbak is, tehát a  $CS_{\text{AMJJ}}$ -ra kapott összefüggés akár ezt a tény is tükrözheti. Az előző évi nyári hatás a csapadék idősorok autokorrelációjából fakadhat, s mint a későbbiekben látni is fogjuk, ez a komponens a klimatikus jelben elhanyagolható.

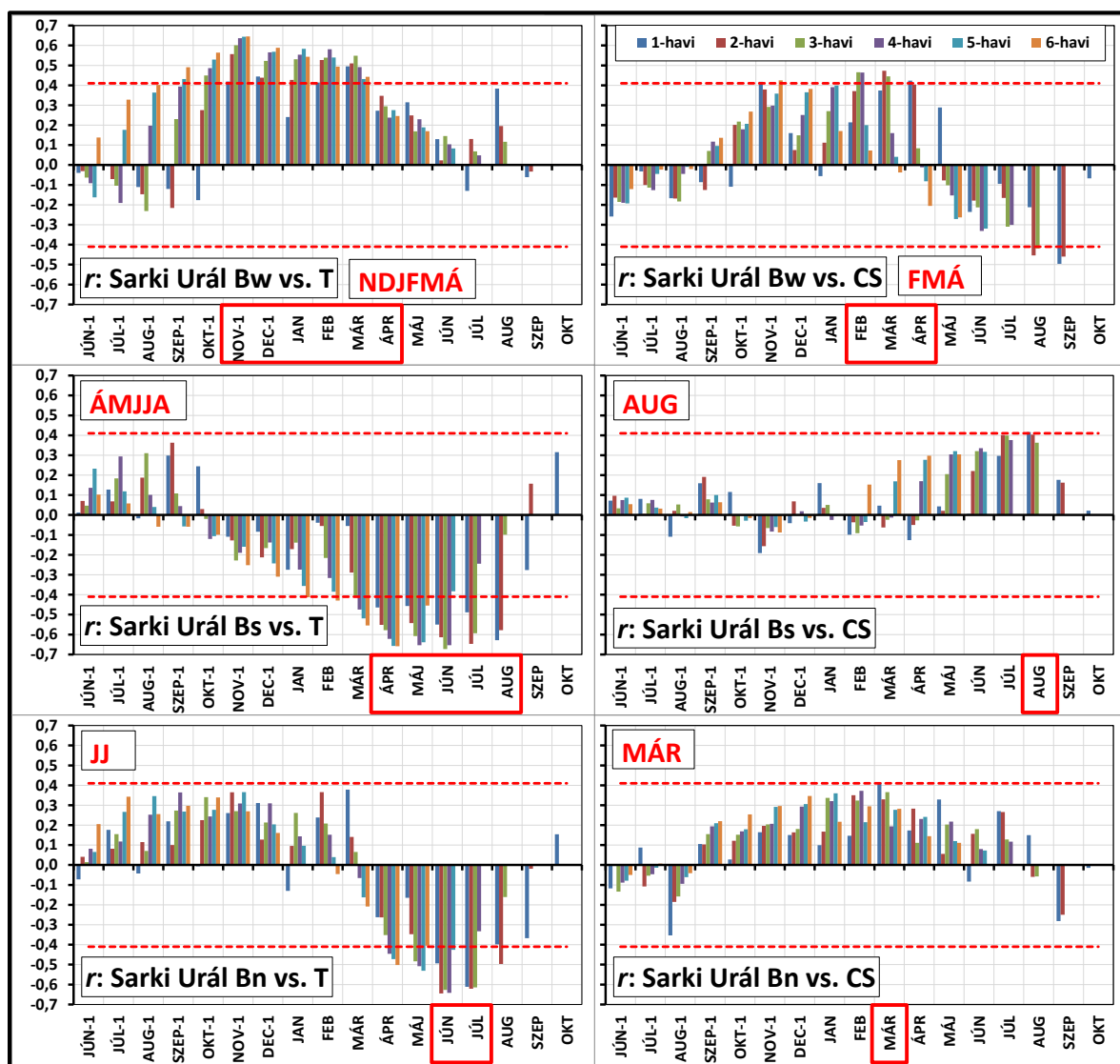
Az éves anyagmérleget (10. ábra alsó két grafikonja) vizsgálva mind a téli, mind a nyári anyagmérleget befolyásoló hőmérsékleti- és csapadékviszonyok meghatározó időszakai visszatükröződnek. Szignifikánsan jelentkezik a késő őszi ( $T_{\text{OND}}$ ,  $r = -0,35$ ) és nyári ( $T_{\text{AMJJA}}$ ,  $r = -0,68$ ) átlaghőmérséklet, továbbá a téli félév ( $CS_{\text{ONDJF}}$ ,  $r = 0,37$ ) és a nyár ( $CS_{\text{JJA}}$ ,  $r = 0,32$ ) csapadékösszege. Összevetve mindezeket a szezonális anyagmérleg komponensekre kapott eredményekkel, megállapítható, hogy az éves anyagmérlegben a Bs-t domináló nyári hőmérsékletek negatív hatása (azaz a magasabb hőmérsékletekhez kisebb Bs társul) még hangsúlyosabbá válik, míg a Bw-t domináló téli többhavi csapadék jele is némileg felerősödik, s szinte egész évben megjelenik pozitív hatása (azaz nagyobb csapadékösszegekhez nagyobb Bw társul).

Miután meghatároztuk a különböző anyagmérleg komponensekben szignifikánsan megjelenő hőmérsékleti és csapadék időszakokat, azok együttes hatását adott anyagmérlegre vonatkozóan többváltozós regresszió analízis (TRA) alkalmazásával értékeljük. Ennek részletes bemutatására itt terjedelmi okok miatt nem térünk ki, csak az eredményeit foglalom össze. A Bw esetében  $T_{\text{JA-1}}$ ,  $T_{\text{AM}}$  és  $CS_{\text{DJFMÁ}}$  magyarázó változókkal vett TRA szerint a  $T_{\text{AM}}$  hatása nem szignifikáns, a  $T_{\text{JA-1}}$  és a  $CS_{\text{DJFMÁ}}$  mellett. A Bs-t tekintve a  $T_{\text{JUN}}$  és a  $CS_{\text{AMJJ}}$  hatása mellett a  $CS_{\text{JJA-1}}$  bizonyul elhanyagolhatónak. Míg a Bn-t nézve a TRA alapján a  $T_{\text{AMJJA}}$  és a  $CS_{\text{ONDJF}}$  magyarázza a Bn változékonyságát szignifikánsan, míg a  $T_{\text{OND}}$  és a  $CS_{\text{JJA}}$  önálló hatása elhanyagolható mértékű. Mindez arra utal, hogy vannak olyan esetek, amikor egy adott időszak átlaghőmérséklete/csapadékösszege csak azért mutat szignifikáns kapcsolatot adott anyagmérleggel, mert rajta keresztül ugyanazon (vagy átfedő) időszak jóval erősebb CS/T jele közvetetten megmutatkozik. Tehát a TRA segítségével sikerült kiküszöbölni ezen időszakokat, így a későbbiekben pontosabb regressziós modellt állíthatunk fel. A TRA

eredményei szerint is adott anyagmérlegre szignifikáns befolyással rendelkező T és CS időszakok a 10. ábrán piros betűkkel és kerettel szerepelnek.

#### 4.2.2. Sarki-Urál

Habár a Sarki-Urál térségére rövidebb idősorok állnak rendelkezésünkre (Bw, Bs: 1958-1980; Bn: 1958-1981), a hőmérséklet-csapadék-anyagmérleg hatásrendszer kapcsolatainak feltárására ez megfelelő elemszámú mintát jelent (a t-póba során a  $p < 0,05$  szignifikancia szinthez tartozó korreláció értékhatar így természetesen magasabb).



11. ábra. A hőmérséklet és a csapadék kimutatható hatása a Sarki-Urál vizsgált gleccsereinek anyagmérleg index idősoraiban az 1958-1980/81 időszakban. A T/CS idősorok és az anyagmérleg adatsorok közötti korrelációs együtthatók az 1-havi, 2-havi, ... 6-havi átlaghőmérsékletek/csapadékösszegek első hónapjához vannak rendelve. ( $r$  = korrelációs együttható; Bw = téli anyagmérleg; Bs = nyári anyagmérleg; Bn = éves anyagmérleg; T = hőmérséklet; CS = csapadék; piros szaggatott vonal = korrelációhatár  $p < 0,05$  szignifikancia szinten; piros betűk és keret = a legnagyobb hatással rendelkező időszak; '-1' = előző év)



Az 11. ábra felső két grafikonján láthatóak a Bw-re vonatkozó elemzések eredményei. A sorozatos korreláció analízis alapján az egész téli félév hőmérsékleti viszonyai meghatározóak a Bw alakulásában. A legmagasabb szignifikáns korrelációt a  $T_{NDJFM\bar{A}}$  6-havi átlaghőmérséklettel kapjuk ( $r = 0,65$ ), ami a  $T_{NDJFM\bar{A}}$  és a Bw határozott egyirányú ingadozását jelzi. A csapadék esetében az akkumulációs időszak novembere ( $CS_{NOV}$ ,  $r = 0,42$ ) és a február-április ( $CS_{FM\bar{A}}$ ,  $r = 0,47$ ) időszakok mutatnak összefüggést a Bw-vel. (A nyári félévben a korrelációs együttható szignifikáns negatív értékeket vesz fel (AS), ennek hátterében olyan éves szinten fennálló nagyobb skálájú légköri jelenség sejthető, amelynek klimatikus jele a Bw-ben és a nyári csapadékban is megmutatkozik. Az akkumulációs időszakban meghatározó átlaghőmérséklet ( $T_{NDJFM\bar{A}}$ ) és csapadékösszeg ( $CS_{NOV-1}$ ,  $CS_{FM\bar{A}}$ ) pozitív hatása (azaz magasabb T/CS értékekhez magasabb Bw társul) a térség jellemző éghajlatával indokolható. A térség földrajzi elhelyezkedése miatt (habár a gleccsérnyelvek tengerszint feletti magassága csak 400-800 m, a magas földrajzi szélesség mindenképp mérvadó) a havi középhőmérséklet csak május és szeptember között emelkedik 0 °C fölé (7. ábra és Shahgedanova et al., 2012), továbbá az évi csapadék több mint fele október és május között hullik, tehát ez nagyrészt szilárd csapadék formájában érkezik. Mivel a légkör vízgőz-befogadó képességét, illetve szilárd csapadék képződésének valószínűségét megnöveli a kevésbé negatív átlaghőmérséklet, így a hőmérséklet pozitív hatása belátható. A téli csapadék pozitív, tehát az akkumulációt elősegítő hatása pedig nyilvánvaló. Fontos azonban megjegyezni, hogy a Sarki-Urálban egyéb lokális hatások (pl. nagy szélesebségek, hótorlódás) erősen befolyásolják a téli csapadék hatását az anyagmérlegre (Voloshina, 1988).

A nyári anyagmérlegben (Bs, 11. ábra középső grafikonjai) a hőmérséklet és a csapadék épp ellentétes hatása figyelhető meg a téli anyagmérlegnél tapasztaltakhoz képest. A nyári hőmérséklet negatívan befolyásolja a Bs alakulását (vagyis magasabb hőmérsékletekhez alacsonyabb Bs értékek, tehát erősebb olvadás társul), az ezt jelző legerősebb kapcsolatot az  $\bar{A}MJJA$  5-havi átlaghőmérséklettel kapjuk ( $r = -0,66$ ). Továbbá az augusztusi csapadék gyengébb, de szignifikáns pozitív hatása is kimutatható ( $r = 0,42$ ), azaz a nyár végi csapadék többlet/hiány csökkentheti/növelheti a nyári olvadást tükröző Bs értékét. Mindemellett fontos megemlíteni, hogy ha a nyári csapadék szilárd halmazállapotban érkezik, akkor annak olvadást csökkentő hatása van az albedó módosításán keresztül. Ugyanis hóhullás után a felszín albedója 40-50 %-kal megnő, s akár 2-3 napig is magasabb maradhat, mint az olvadási szezonban jellemző átlagos értéke. Ez az

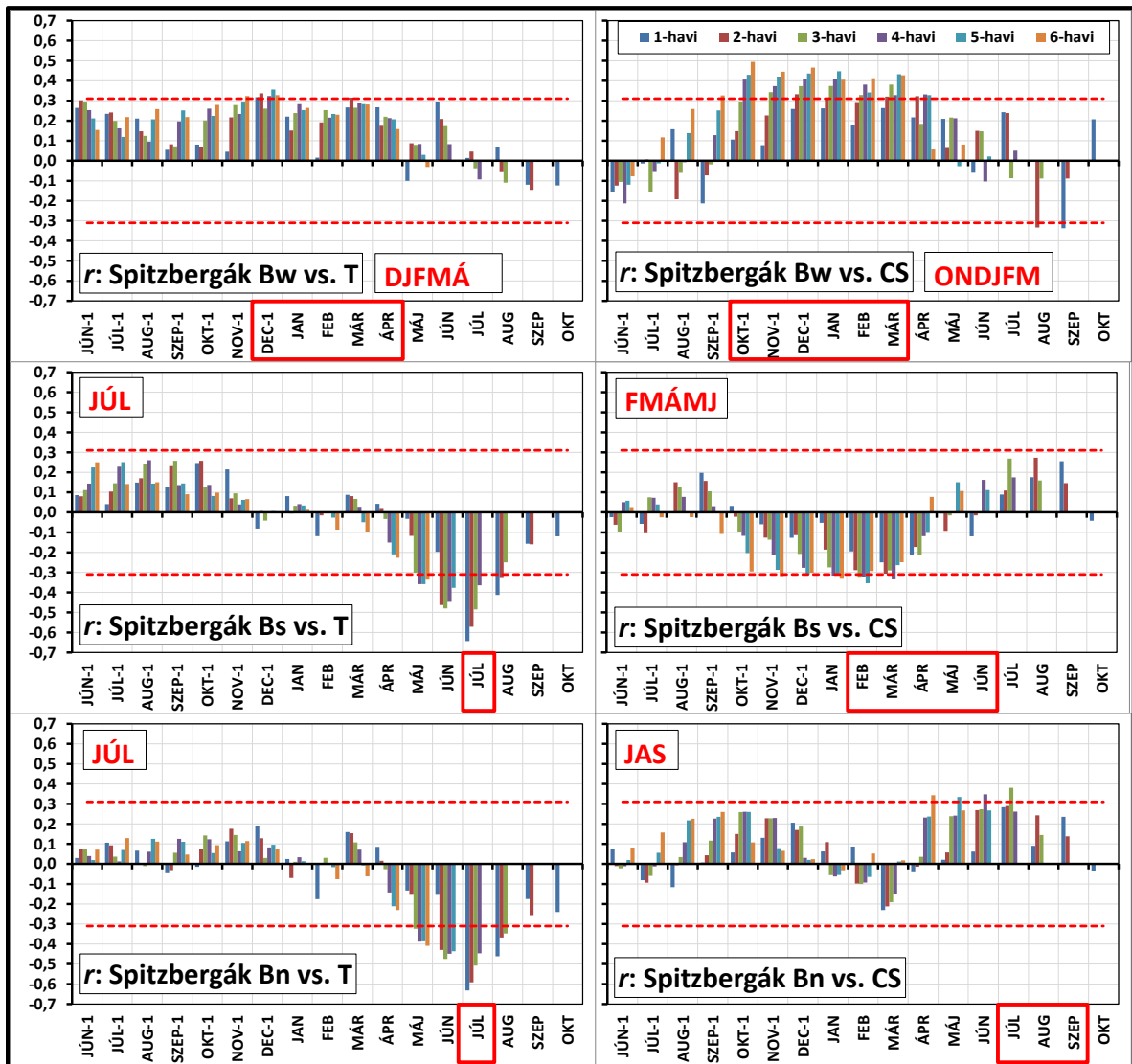
olvadás ideiglenes mérséklődéséhez vezet, habár összességében ezen hatás nem túl jelentős csökkenést idéz elő a szezonális olvadási értékekben (Boyarsky, 1978).

Az éves anyagmérleg (Bn, 11. ábra alsó grafikonjai) mintegy szintetizálva a glaciológiai ciklust érő klimatikus hatásokat, a hőmérséklet és a csapadék szempontjából is egy-egy markánsabb befolyásoló időszakot jelöl ki. Habár a hőmérséklet esetében kirajzolódik a Bw-t befolyásoló téli pozitív hatás is, a nyári negatív hatás (Bs-nél láttuk) ennél jóval meghatározóbb az évi ciklust illetően. A Bs-t kismértékben befolyásoló nyári csapadék a Bn-ben már nem jelentős szemben a Bw-vel erős kapcsolatot mutató tavaszi csapadékkal. Következésképp éves szinten az anyagmérleget két időszak átlaghőmérséklete/csapadéka határozza meg:  $T_{JJ}$  ( $r = -0,65$ ) és  $CS_{MÁR}$  ( $r = 0,42$ ).

A Bs és Bn esetében az anyagmérleg idősorok és a T/CS idősorok között megállapított szignifikáns kapcsolatokat (piros betűkkel és keretben a 11. ábrán) a TRA is megerősítette. A Bw-re felállított többváltozós regressziós modell azonban egyváltozósra egyszerűsödik, ugyanis  $T_{NDJFMÁ}$ ,  $CS_{NOV-1}$  és  $CS_{FMA}$  magyarázó változók közül a  $T_{NDJFMÁ}$  önmagában szignifikáns részét magyarázza a Bw változékonyságának, míg mellette a  $CS_{NOV-1}$  és  $CS_{FMA}$  közvetlen magyarázó ereje elhanyagolhatóan bizonyul. Ezen eredmény is arra enged következtetni, hogy a telet jellemző hőmérsékleti viszonyoknak elsődleges szerepe van a Bw alakításában, hisz a csapadékon keresztül is ennek közvetett hatása fejeződik ki, tehát az akkumulálódó hó mennyiségét is nagymértékben meghatározza, tulajdonképpen szabályozza a csapadékon keresztül.

#### **4.2.3. Spitzbergák**

A Kaukázushoz hasonlóan, a Spitzbergákon is több mint négy évtizedes anyagmérleg index idősort (Bw: 1967-2008; Bs: 1967-2008; Bn: 1967-2010) tudunk képezni három gleccser adatainak felhasználásával. A Bw-re vonatkozó vizsgálatok szerint (12. ábra felső két grafikonja) az egész téli félév hőmérsékleti és csapadék viszonyai visszatükröződnek a téli anyagmérlegben, a legmagasabb szignifikáns korrelációkat az 5- és 6-havi T/CS idősorokkal kapjuk ( $T_{DJFMÁ}$ ,  $r = 0,36$ ;  $CS_{ONDJFM}$ ,  $r = 0,50$ ). A  $T_{DJFMÁ}$  és a Bw egyirányú fluktuációs mintázata ugyanarra a jelenségre utalhat, ami a Sarki-Urálnál is tapasztalható (azaz a kevésbé negatív téli átlaghőmérséklet intenzívebb hóhullással társul). A csapadék pozitív hatása (azaz Bw értékét növelő hatása) hasonlóan kimutatható itt is, mint a korábban tárgyalt régiókban.



12. ábra. A hőmérséklet és a csapadék kimutatható hatása a Spitzbergák vizsgált gleccsereinek anyagmérleg index idősorokban az 1967-2008/2010 időszakban. A T/CS idősorok és az anyagmérleg adatsorok közötti korrelációs együtthatók az 1-havi, 2-havi, ... 6-havi átlaghőmérsékletek/csapadékösszegek első hónapjához vannak rendelve. ( $r$  = korrelációs együttható; Bw = téli anyagmérleg; Bs = nyári anyagmérleg; Bn = éves anyagmérleg; T = hőmérséklet; CS = csapadék; piros szaggatott vonal = korrelációhatár  $p < 0,05$  szignifikancia szinten; piros betűk és keret = a legnagyobb hatással rendelkező időszak; '-1' = előző év)

A nyári anyagmérleg esetében (Bs; 12. ábra középső grafikonjai) mind a nyári hőmérséklet, mind a téli-tavaszi csapadék negatív hatása (azaz a Bs-sel való ellentétes irányú együtt-ingadozása) figyelhető meg. A nyári magasabb hőmérsékletek olvadási serkentő hatása nyilvánvaló, a legkifejezettebb hatása a júliusi átlaghőmérsékletnek van ( $r = -0,64$ ). A télvégi-tavaszi csapadék közvetett kapcsolatban állhat a nyári anyagmérleggel: a tavasz előrehaladtával a szilárd csapadék megjelenésének valószínűsége csökken, vagyis a csapadék események a lefolyó víz mennyiségét növelik, ezáltal

rásegítenek az olvadásra. A legerősebb korreláció február-június időszak csapadékösszegével mutatkozik, melynek értéke  $r = -0,35$ .

Az éves anyagmérleget tekintve (Bn, 12. ábra alsó grafikonjai) szembevetve, hogy éves viszonylatban a nyári anyagmérleg, illetve az azt meghatározó klimatikus viszonyok a dominánsak. A júliusi átlaghőmérséklet hatása szignifikáns marad ( $r = -0,63$ ), továbbá kimutatható a nyári csapadékösszeg jele is a Bn-ben. A  $CS_{JAS}$  egyirányban ingadozik a Bn-el ( $r = 0,38$ ), azonban ez valószínűsíthetően a nyári csapadék és nyári középhőmérséklet anti-korreláltságának tulajdonítható, amit később a TRA is alátámaszt.

A Bw és a Bs esetében a TRA a fenti eredményeket tökéletesen alátámasztotta, a kijelölt T/CS időszakok piros betűvel és keretben szerepelnek az 12. ábrán. A Bn esetében az eddig vizsgált klimatikus változók közül egyetlen magyarázó változó, a júliusi átlaghőmérséklet felelős a Bn variációjának majdnem feléért, s a  $CS_{JAS}$  feltételezett hatása a többváltozós rendszerben már nem szignifikáns.

#### **4.2.4. A régiók összehasonlítása**

Röviden áttekintve és összehasonlítva a három régióra vonatkozó hőmérséklet-csapadék-anyagmérleg hatásrendszer vizsgálatok eredményeit, a következő főbb tapasztalatok foglalhatók össze.

A téli anyagmérlegre mindhárom régióban szignifikáns pozitív hatást gyakorolnak az akkumulációs periódus rövidebb-hosszabb időszakainak csapadékösszegei, vagyis a pozitív előjelű korrelációs együtthatók jól kifejezik a téli szilárd csapadék akkumulációt gyarapító hatását. A hőmérsékletnek szintén pozitív hatása figyelhető meg a Bw-vel számított korrelációk szerint, amely szignifikáns hatás a két északi térség (Sarki-Urál és Spitzbergák) esetében az akkumulációs időszak hőviszonyait jelenti, a Kaukázus esetében viszont az előző nyári hőmérsékleteket. Az északi térségekben ezen tapasztalat ugyanarra a jelenségre utalhat, azaz az alapvetően zord telű régiókban a pozitív hőmérsékleti anomáliák kedveznek a szilárd csapadék képződésének. A Kaukázusban nagyobb skálájú légköri jelenségek állhatnak a háttérben, melyek hozzájárulnak ahhoz, hogy az átlagosnál melegebb, ám jellemzően csapadékos nyarak nedvesebb légköri viszonyai egészen az őszi-téli hónapokig dominánsak maradjanak. A Kaukázus esetében a csapadéokra vonatkozó megfigyeléseinket alátámasztják Shahgedanova et al. (2005) Djankuat gleccserre (Kaukázus) kapott eredményei is, amelyek az október-április időszak csapadékösszegét találták szignifikáns tényezőnek a Bw alakulásában. A Sarki-Urálnál a hőmérséklet és

csapadék hatását együtt vizsgálva a TRA eredményei tovább árnyalják a képet, miszerint a csapadékon keresztül nagyrészt a hőmérséklet közvetett hatása nyilvánul meg a Bw-ben.

A nyári anyagmérlegben mindhárom régióban a nyári hőmérsékletek tükröződnek dominánsan, azaz a TRA alapján kapott *Beta* standardizált regressziós együtthatók értékei a nyári hőmérsékleti átlagokra vonatkozóan másfél-kétszer nagyobbak, mint a tavaszi-nyári csapadékösszegekre vonatkozó *Beták*. Ez ugyancsak összhangban van Shahgedanova et al. (2005) Djankuat gleccserre (Kaukázus) vonatkozó eredményeivel, melyek a JJA hőmérsékleti viszonyai és az abláció között szignifikáns kapcsolatot mutattak. Továbbá ugyanazon vizsgálatok gyenge, de szignifikáns összefüggést találtak az ÁMJAS időszak csapadékösszege és az abláció között. E kapcsolatot jelen munka is megerősítette a kaukázusi ÁMJ négyhavi csapadékösszegekre vonatkozóan.

Az éves anyagmérlegben a Kaukázus és a Sarki-Urál esetében is a téli anyagmérlegben meghatározó csapadékösszegek és a nyári anyagmérlegben meghatározó nyári hőmérsékletek jelennek meg szignifikánsan. Ugyanakkor a TRA-val kiszámított hőmérsékleti átlagokra vonatkozó *Beták* kétszer nagyobbak, mint a csapadékösszegekhez tartozók, ami a hőmérséklet hangsúlyosabb szerepére utal a Bn alakulását illetően. Ez megfelel azon általános megfigyelésnek, miszerint a kontinensek belső területein elhelyezkedő gleccserek éves anyagmérlegét elsősorban az olvadási periódus hőmérsékletei befolyásolják, míg a partvidéki gleccserek éves anyagmérlegét főként az akkumulációs szezon csapadéka határozza meg (Walters és Meier, 1989). Mindkét régió e két szélső állapot között helyezkedik el, mind gleccser karakterisztikái, mind földrajzi adottságaik alapján. Ugyanis a Kaukázust belső kontinentális helyzete ellenére a Fekete-tenger látja el nedvességgel (Shahgedanova et al., 2005), míg a Sarki-Urál a Barents-tenger felől érkező nedves légtömegekből nyer csapadékot. A Spitzbergák sarkvidéki sziget lévén némileg eltér az előző két régiótól, a regionális Bn változékonyságát a TRA szerint – a hőmérséklet- és csapadékviszonyokat tekintve – szignifikáns mértékben egyetlen változó, a júliusi hőmérséklet magyarázza.

Összességében megállapítható, hogy a hőmérséklet téli anyagmérlegre gyakorolt hatása pozitív (azaz egyirányú szinkron ingadozás jellemző az adott átlaghőmérsékleti idősorra és az anyagmérleg idősorra), míg a nyári és ennek köszönhetően az évi anyagmérlegre negatív hatással (azaz ellentétes irányú szinkron ingadozás jellemző az adott átlaghőmérsékleti idősorra és az anyagmérleg idősorra) bír. A csapadék jellemzően pozitív hatással van bármelyik anyagmérleg komponensre, tehát az átlagosnál több csapadék átlagon felüli anyagmérleget, míg az átlagosnál alacsonyabb csapadékmennyiség

átlagon aluli anyagmérleget eredményez. Egy kivételes esetben kaptam szignifikáns negatív előjelű korrelációt a csapadékkal, a Spitzbergákon a Bs és a  $CS_{FM\dot{A}MJ}$  között, amit a 4.2.3. fejezetben tárgyaltam.

### **4.3. A téli, nyári és éves anyagmérlegekben kimutatható klimatikus jel regionális hatásokra és távhatásokra bontása**

Ebben a fejezetben az északi hemiszféra meghatározó távhatású jelenségeinek kapcsolatát vizsgálom a téli, nyári és éves anyagmérlegekkel. Mindhárom régió anyagmérleg idősorai és a 11 távhatású jelenséget jellemző index havi idősorai között keresztkorrelációs függvények (CCF) segítségével tárom fel az összefüggéseket a 3.3. fejezetben leírt módon. Az anyagmérlegekre kapott korreláció mátrixokban a két szignifikancia szinten ( $p < 0,05$ ;  $p < 0,10$ ) elvégzett t-próba segítségével előbb áttekintem a valóban megjelenő kapcsolatokat és kiemelem azokat, melyeket érdemes tovább vizsgálni. (Ezeket minden régióban azonos szerkezetű táblázatban mutatok be.) Miután kijelölöm az adott anyagmérleggel legmagasabb korrelációt mutató indexeket és azok időszakait, az anyagmérlegben kimutatható klimatikus jel felbontására többváltozós regressziós analízist (TRA) alkalmazok. Azaz a kiválasztott index(ek), valamint a 4.2. fejezetben meghatározott átlaghőmérséklet és csapadékösszeg idősorokat magyarázó változóként TRA-ba vonva számszerűsítem az anyagmérleg – regionális hőmérséklet, csapadék – távhatású jelenség hatásrendszerét. Ennek eredményeképp felírom az anyagmérlegekre kapott lineáris regressziós modell egyenleteit, s értékelem a modellek jóságát a becsült anyagmérleg és az eredeti anyagmérleg idősorok összevetésével. Továbbá kiértékelem az egyes modell komponensek hozzájárulását az anyagmérleg varianciájához, ami alapján következtetések vonhatók le az anyagmérlegek elmúlt évtizedekben tapasztalt ingadozásaival és várható változásaival kapcsolatban.

#### **4.3.1. Kaukázus**

A kaukázusi regionális téli (Bw), nyári (Bs) és éves (Bn) anyagmérleg indexek és a cirkulációs indexek közötti CCF-ek eredményeként kapott szignifikáns összefüggéseket a 3. táblázat foglalja össze. A téli anyagmérleggel a legerősebb kapcsolatot a februári WP ( $r = 0,41$ ) és az áprilisi NCP ( $r = 0,45$ ) mutatja. Továbbá említésre méltó, hogy habár az akkumulációs időszak már lezárult, nyártól őszig az Atlanti-óceán jellemző SST módusait leíró indexek (AMM, AMO, NTA) szignifikánsan szinkron ingadoznak az előző téli Bw-vel. Az említett atlanti SST indexek egymással is jól korrelálnak, ezért adnak igen hasonló

3. táblázat. A Kaukázus téli (Bw), nyári (Bs), valamint éves (Bn) anyagmérlege és az aktuális évi, valamint az előző évi havi távhatású jelenséget jellemző indexek (TJ index) közötti CCF alkalmazásával kapott szignifikáns összefüggések. Jelmagyarázat:  $r$  = korrelációs együttható;  $p$  = szignifikancia szint; piros betűk:  $p < 0,95$ ; narancssárga betűk:  $p < 0,90$ ; sárga színezés = a TRA-hoz kiválasztott legerősebb összefüggések; zöld színezés = TJ index, ami szezonális és éves szinten is meghatározó (ld. szöveg); '-1' = előző év; TJ indexek nevei az 2. táblázatban.

| Anyagmérleg | Időszak      | TJ index    | $r$                             | $p$                             |
|-------------|--------------|-------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Bw          | MÁJ-1        | NAO         | <b>0,31</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JÚL-1        | EA          | <b>-0,30</b>                    | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | SZEP-1-DEC-1 | AMO         | <b>0,26-0,28</b>                | <b><math>p &lt; 0,90</math></b> |
|             | SZEP-1       | NTA         | <b>0,27</b>                     | <b><math>p &lt; 0,90</math></b> |
|             | JAN          | AMO         | <b>0,31</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | FEB          | WP          | <b>0,41</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | ÁPR          | NCP         | <b>0,45</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JÚN          | WP          | <b>0,33</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JÚN-SZEP     | AMM         | <b>0,31-0,36</b>                | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JÚN-OKT      | AMO         | <b>0,34-0,47</b>                | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JÚN-NOV      | NTA         | <b>0,32-0,41</b>                | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | AUG          | EA          | <b>-0,30</b>                    | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | OKT          | EA          | <b>-0,39</b>                    | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
| Bs          | JAN-1        | WP          | <b>0,39</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | MÁJ-1        | AO          | <b>0,47</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | MÁJ-1        | NAO         | <b>0,38</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | MÁJ-1        | WP          | <b>-0,41</b>                    | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | ÁPR          | NCP         | <b>0,28</b>                     | <b><math>p &lt; 0,90</math></b> |
|             | MÁJ          | AO          | <b>-0,29</b>                    | <b><math>p &lt; 0,90</math></b> |
|             | MÁJ          | WP          | <b>-0,28</b>                    | <b><math>p &lt; 0,90</math></b> |
| Bn          | JAN-1        | NP          | <b>-0,31</b>                    | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JAN-1        | PDO         | <b>0,29</b>                     | <b><math>p &lt; 0,90</math></b> |
|             | JAN-1        | WP          | <b>0,36</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JAN-1        | PNA         | <b>0,33</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | ÁPR-1        | EA          | <b>-0,28</b>                    | <b><math>p &lt; 0,90</math></b> |
|             | JÚL-1        | AO          | <b>0,39</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | JÚL-1        | NAO         | <b>0,33</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | DEC-1        | NCP         | <b>0,34</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | ÁPR          | NCP         | <b>0,56</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | ÁPR          | EA          | <b>0,31</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | AUG          | NP          | <b>-0,32</b>                    | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | AUG          | PDO         | <b>0,48</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
|             | SZEP         | PDO         | <b>0,60</b>                     | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |
| OKT         | PDO          | <b>0,45</b> | <b><math>p &lt; 0,95</math></b> |                                 |

korrelációs együtthatókat a Bw-vel. E jelenség hátterében minden bizonnyal egy éves szinten változó erősséggel, de folyamatosan jelen lévő távhatás állhat, ami meghatározó mind a Bw-re (illetve az azt befolyásoló regionális hőmérséklet-csapadék viszonyokra), mind a nyári-őszi atlanti SST-re nézve. A nyári mérleggel az előző év májusi AO mutat viszonylag kiemelkedő szignifikáns összefüggést ( $r = 0,47$ ), meglepően az aktuális év nyári időszakának havi indexei csak ennél gyengébb kapcsolatokat jeleznek.

Az éves anyagmérleggel kapcsolatot mutató távhatású jelenséget jellemző indexek listáját áttekintve több érdekességre is érdemes figyelni. A legerősebb korrelációkat az áprilisi NCP-vel ( $r = 0,56$ ) – ami a Bw esetében is jelentős hatásnak bizonyult (3. táblázatban zölddel színezve) – és a szeptemberi PDO-val ( $r = 0,60$ ) kapjuk. A PDO értéke augusztustól októberig, valamint az előző év januárjában is markáns összefüggést mutat adott évi anyagmérleggel. Továbbá az előző évi januári értékei nemcsak a PDO-nak, de az NPI-nek, WP-nek és PNA-nak is szignifikáns kapcsolatot jeleznek a Bn-nel. Ezek nagy valószínűséggel a PDO távhatásának rövidebb időskálán való megnyilvánulásai más csendes-óceáni indexben, hisz mint a 2.3.8. fejezetben kifejtettem, a PDO rendkívül jól integrálja a különböző (elsősorban légköri és óceáni) eredetű fizikai folyamatokból és más távhatású jelenségekből származó klimatikus jeleket (Newman et al., 2003). Mivel a PDO – és rajta keresztül az ENSO – befolyással van a csendes-óceáni térség egészére, sőt azon túl is (Alexander et al., 2002; Mantua és Hare, 2002; Deser et al., 2003), így feltételezhetjük, hogy a Bw-vel összefüggésben keresett nagyskálájú távhatású jelenség a PDO, ami közvetetten hat a többi indexen keresztül.

4. táblázat. A kaukázusi téli (Bw), nyári (Bs) és éves (Bn) anyagmérlegekben kimutatható klimatikus jel felbontása többváltozós lineáris regresszió analízis alkalmazásával ( $p < 0,05$ ). Jelmagyarázat: Beta = standardizált regressziós együttható;  $r_p$  = parciális korrelációs együttható;  $R^2$  = determinációs koefficiens; '-1' = előző év.

| Anyagmérleg | Magyarázó változó | Beta         | $r_p$ | $R^2$ |
|-------------|-------------------|--------------|-------|-------|
| Bw          | T JA-1            | 0,25         | 0,32  | 0,59  |
|             | <b>CS DJFMÁ</b>   | <b>0,38</b>  | 0,51  |       |
|             | WP FEB            | 0,34         | 0,42  |       |
|             | NCP ÁPR           | 0,32         | 0,43  |       |
| Bs          | <b>T JÚN</b>      | <b>-0,68</b> | -0,74 | 0,61  |
|             | CS ÁMJJ           | 0,27         | 0,40  |       |
|             | AO MÁJ-1          | 0,19         | 0,29  |       |
| Bn          | <b>T ÁMJJA</b>    | <b>-0,50</b> | -0,56 | 0,60  |
|             | CS ONDJF          | 0,25         | 0,36  |       |
|             | PDO SZEP          | 0,28         | 0,35  |       |



A fentebb kiválasztott távhatású jelenséget jellemző indexek és a T-CS idősorokon végzett TRA rávilágít arra, hogy az egyes anyagmérlegek változékonyságát a regionális hőmérséklet-csapadék viszonyokon kívül mely nagyskálájú távhatású jelenségek befolyásolják szignifikánsan. Az egyes magyarázó változók részeseését az anyagmérlegre vonatkozó összehatásban a standardizált regressziós együtthatók (*Beta*) (4. táblázat) fejezik ki. Továbbá a magyarázó változók parciális korrelációs együtthatói ( $r_p$ ) az egyes komponensek anyagmérlegre kifejtett közvetlen hatását számszerűsítik. Az elemzések szerint a Bw-t a  $T_{JA-1}$  és a  $CS_{DJFMÁ}$  mellett a februári WP és az áprilisi NCP is szignifikánsan befolyásolják. Az összehatáshoz a  $CS_{DJFMÁ}$  járul hozzá a legnagyobb mértékben ( $Beta = 0,38$ ). A nyári anyagmérleg továbbra is a júniusi átlaghőmérséklet dominálja ( $Beta = -0,68$ ), habár a Bs változékonyságáért kis mértékben, de szignifikánsan az előző év májusi AO is felelős. Az éves anyagmérleg alakulásában szintén a nyári hőmérsékletek a döntőek ( $T_{ÁMJJA}$ ,  $Beta = -0,50$ ), ugyanakkor az akkumulációs időszak csapadéka mellett a szeptemberi PDO is szignifikáns kapcsolatot mutat Bn-nel. Ez ismét megerősíti Walters és Meier (1989) általános megállapítását a belső-kontinentális és partvidéki gleccsereket illetően, azaz a Kaukázus vizsgált gleccsereiben is inkább a belső kontinentális területek gleccsereinek általános tulajdonságai tükröződnek – azaz a nyári anyagmérleget meghatározó hőmérsékletek az éves anyagmérleget is determinálják – a Fekete-tenger közelségének ellenére.

A fentiek fényében minden egyes anyagmérlegre felírható egy-egy többváltozós regressziós egyenlet (2-4), amelyek segítségével a magyarázó változók értékeinek ismeretében becsülhető az anyagmérleg.

$$Bw = -4,27 + 0,22 T_{JA-1} + 0,01 CS_{DJFMÁ} + 0,30 WP_{FEB} + 0,28 NCP_{ÁPR} \quad (2)$$

$$Bs = 1,80 - 0,54 T_{JÚN} + 0,004 CS_{ÁMJJ} + 0,30 AO_{MÁJ-1} \quad (3)$$

$$Bn = 1,79 - 0,52 T_{ÁMJJA} + 0,004 CS_{ONDJF} + 0,26 PDO_{SZEP} \quad (4)$$

A többváltozós lineáris regressziós modellek jóságát a determinációs koefficienssel ( $R^2$ ) jellemezhetjük (4. táblázat), amely alapján a Kaukázus anyagmérlegeire vonatkozó regressziós egyenletek becslő erejét közepes szintűnek ( $R^2 = 0,59-0,61$ ) tekinthetjük.

#### 4.3.2. Sarki-Urál

A Sarki-Urál térségének téli (Bw), nyári (Bs), valamint éves (Bn) anyagmérleg indexei és a távhatású jelenségeket jellemző indexek közötti szignifikáns összefüggéseket az 5. táblázatban tekinthetjük át. A Bw esetében az akkumulációs időszakban a legerősebb

5. táblázat. A Sarki-Urál téli (Bw), nyári (Bs), valamint éves (Bn) anyagmérlege és az aktuális évi, valamint az előző évi havi távhatású jelenséget jellemző indexek (TJ index) közötti CCF alkalmazásával kapott szignifikáns összefüggések. Jelmagyarázat:  $r$  = korrelációs együttható;  $p$  = szignifikancia szint; piros betűk:  $p < 0,95$ ; narancssárga betűk:  $p < 0,90$ ; sárga színezés = a TRA-hoz kiválasztott legerősebb összefüggések; zöld és kék színezés = TJ index, ami szezonális és éves szinten is meghatározó (ld. szöveg); '-1' = előző év; TJ indexek nevei az 2. táblázatban.

| Anyagmérleg | Időszak | TJ index | $r$        | $p$               |
|-------------|---------|----------|------------|-------------------|
| Bw          | SZEP-1  | AO       | 0,40       | $p < 0,90$        |
|             | OKT-1   | NP       | 0,39       | $p < 0,90$        |
|             | NOV-1   | AO       | 0,50       | $p < 0,95$        |
|             | NOV-1   | NAO      | 0,37       | $p < 0,90$        |
|             | DEC-1   | WP       | -0,51      | $p < 0,95$        |
|             | FEB     | AMO      | -0,42      | $p < 0,95$        |
|             | FEB-JÚN | NTA      | -0,43-0,47 | $p < 0,95$        |
|             | MÁR     | AMO      | -0,476     | $p < 0,95$        |
|             | MÁR     | AO       | 0,56       | $p < 0,95$        |
|             | MÁR     | NAO      | 0,46       | $p < 0,95$        |
|             | MÁJ     | AMO      | -0,48      | $p < 0,95$        |
|             | MÁJ     | WP       | -0,40      | $p < 0,90$        |
|             | JÚN     | AMM      | -0,49      | $p < 0,95$        |
|             | JÚN     | AMO      | -0,53      | $p < 0,95$        |
|             | JÚN     | PDO      | -0,43      | $p < 0,95$        |
|             | JÚN     | PNA      | -0,44      | $p < 0,95$        |
|             | JÚL     | AMM      | -0,43      | $p < 0,95$        |
|             | JÚL     | PNA      | -0,45      | $p < 0,95$        |
| AUG         | NAO     | 0,65     | $p < 0,95$ |                   |
| Bs          | JAN-1   | AO       | -0,45      | $p < 0,95$        |
|             | JÚL-1   | NP       | 0,46       | $p < 0,95$        |
|             | AUG-1   | NP       | -0,38      | $p < 0,90$        |
|             | OKT-1   | NP       | -0,56      | $p < 0,95$        |
|             | OKT-1   | PNA      | 0,42       | $p < 0,95$        |
|             | FEB-JÚN | NTA      | 0,36-0,42  | $p < 0,90 - 0,95$ |
|             | FEB-JÚN | AMM      | 0,36-0,42  | $p < 0,90 - 0,95$ |
|             | MÁJ     | AMO      | 0,38       | $p < 0,90$        |
|             | AUG     | EA       | 0,43       | $p < 0,95$        |
|             | AUG     | NAO      | -0,57      | $p < 0,95$        |
|             | AUG     | NP       | 0,43       | $p < 0,95$        |
|             | SZEP    | WP       | -0,37      | $p < 0,90$        |
| Bn          | OKT     | NAO      | -0,40      | $p < 0,90$        |
|             | JÚL-1   | NP       | 0,40       | $p < 0,90$        |
|             | AUG-1   | NP       | -0,70      | $p < 0,95$        |
|             | NOV-1   | NP       | 0,37       | $p < 0,90$        |
|             | NOV-1   | EA       | -0,43      | $p < 0,95$        |
|             | JAN     | PNA      | -0,37      | $p < 0,90$        |
|             | JÚN     | AO       | 0,40       | $p < 0,90$        |
|             | JÚN     | NP       | 0,38       | $p < 0,90$        |
| NOV         | EA      | 0,38     | $p < 0,90$ |                   |

korrelációkat a decemberi WP-vel ( $r = -0,51$ ) és a márciusi AO-val ( $r = 0,56$ ) kapjuk. Az őszi-téli időszakban jellemzően az északi hemiszféra északi térségében definiált akciócentrumokkal rendelkező AO, NAO, NP és WP mutat kapcsolatot a Bw-vel, amit egyrészt ezen távhatású jelenségek téli félévben való markánsabb megjelenése, másrészt a Sarki-Urál földrajzi elhelyezkedése is indokol. Továbbá érdemes megemlíteni, hogy – hasonlóan a Kaukázusnál tapasztaltakhoz – még az akkumulációs időszak lezárultát követően is az atlanti térségben meghatározó SST módusok, az AMO, az AMM és az NTA szignifikáns összefüggést mutatnak a Bw-vel. Ezek az összefüggések februártól egészen júliusig változó erősséggel, de mindvégig fennállnak. Ennek oka hasonló lehet, mint a Kaukázusnál, vagyis ezen atlanti indexekben a PDO közvetett hatása nyilvánulhat meg, ami közvetve hat a Bw-re is. (A PDO júniusi értéke közvetlenül is korrelál az előző téli anyagmérleggel.)

A nyári mérleggel az előző év októberi NP ( $r = -0,56$ ) és az aktuális nyár augusztusának NAO index értéke ( $r = -0,57$ ) mutat szorosabb kapcsolatot. Az AMM index és az AMO index idősorai februártól júniusig a Bs-sel is jól korrelálnak, ezzel is erősítve a feltételezést, hogy itt valójában egy harmadik éves szinten fennálló jelenség állhat a háttérben, amely az anyagmérlegek és az atlanti SST változékonyságát egyaránt befolyásolja.

Az éves anyagmérleg szignifikáns összefüggést mutat az előző év novemberi EA-val ( $r = -0,43$ ), és kiemelkedően erős kapcsolat jelez az előző év augusztusi NP-vel ( $r = -0,70$ ). Figyelemre méltó még, hogy az NP index szignifikáns hatása gyakran feltűnik az év során mind a Bs-re, mind a Bn-re vonatkozóan (Bs: JÚL-1, AUG-1, OKT-1, AUG; Bn: JÚL-1, AUG-1, NOV-1, JÚN; 5. táblázatban kézzel színezve), ami arra enged következtetni, hogy az NP által jellemzett Aleuti minimum erősödése/gyengülése az év során jelentős befolyással bír a Bs, illetve azon keresztül a Bn alakulására.

A fentebb kijelölt legerősebb kapcsolatot mutató indexek és a T-CS idősorokon végzett TRA segítségével meghatározható, hogy az egyes anyagmérlegek változékonyságát a regionális hőmérséklet-csapadék viszonyokon kívül mely nagyskálájú távhatású jelenségek befolyásolják szignifikánsan. A standardizált regressziós együtthatók (*Beta*) alapján áttekinthető, hogy az egyes magyarázó változók milyen arányban járulnak hozzá az anyagmérleg varianciájához (6. táblázat). Mindhárom anyagmérleg változékonyságára nézve a hőmérséklet kiemelkedő jelentőséggel bír (piros betűkkel az 6. táblázatban). A Bw esetében az egész akkumulációs időszak hőmérsékleti átlaga meghatározó szerepű ( $T_{NDJFM\bar{A}}$ , *Beta* = 0,59), annál is inkább, mivel a csapadékot is

részben ez szabályozza. Mint a 4.2.2. alfejezetben részletesen tárgyaltam, a Sarki-Urálban a téli hőmérséklet alapvető fontosságú a hóhullás szempontjából, ugyanis az átlagosnál zordabb telek alacsony vízgőztartalmú léghő nem kedvez a hóképződésnek, ezzel kevesebb akkumulálódó hó mennyiséget eredményezve. Továbbá a Bw-vel kapcsolatban áll a márciusi AO is, amely jelenség a hideg sarkvidéki légtömegek délebbre/északabra húzódását jellemzi, tehát közvetlen hatása van a régió éghajlatára. A nyári mérlegre a domináns  $T_{AMJJA}$  ( $Beta = -0,62$ ) mellett az augusztusi csapadék és az augusztusi NAO is befolyással van. Az éves anyagmérleg varianciájáért a nyári anyagmérleget meghatározó nyári hőmérsékleti viszonyok felelősek elsősorban ( $T_{JJ}$ ,  $Beta = -0,47$ ), ami alapján a Sarki-Urál gleccsereit is – miként a Kaukázusnál indokoltam – inkább a belső kontinentális típusú gleccserek közé sorolhatjuk. Továbbá a márciusi csapadékösszeg mellett két távhatású jelenség is, az előző év augusztusi NP és előző év novemberi EA is meghatározónak bizonyul. Előbbi az Aleuti minimum erősségét jellemzi, utóbbi szélső fázisai pedig az egész eurázsiai térség hőmérséklet-csapadék viszonyait módosítják.

6. táblázat. A Sarki-Urál térségének téli (Bw), nyári (Bs) és éves (Bn) anyagmérlegekben kimutatható klimatikus jel felbontása többváltozós lineáris regresszió analízis alkalmazásával ( $p < 0,05$ ). Jelmagyarázat:  $Beta$  = standardizált regressziós együttható;  $r_p$  = parciális korrelációs együttható;  $R^2$  = determinációs együttható; '-1' = előző év.

| Anyagmérleg | Magyarázó változó              | $Beta$       | $r_p$ | $R^2$ |
|-------------|--------------------------------|--------------|-------|-------|
| Bw          | <b><math>T_{NDJFMÁ}</math></b> | <b>0,59</b>  | 0,63  | 0,59  |
|             | AO MÁR                         | 0,28         | 0,36  |       |
| Bs          | <b><math>T_{AMJJA}</math></b>  | <b>-0,62</b> | -0,77 | 0,76  |
|             | CS AUG                         | 0,28         | 0,48  |       |
|             | NAO AUG                        | -0,35        | -0,56 |       |
| Bn          | <b><math>T_{JJ}</math></b>     | <b>-0,47</b> | -0,70 | 0,82  |
|             | CS MÁR                         | 0,25         | 0,49  |       |
|             | NP AUG-1                       | -0,37        | -0,60 |       |
|             | EA NOV-1                       | -0,27        | -0,53 |       |

A fentiek alapján a Sarki-Urál anyagmérleg komponenseire is felírhatjuk a megfelelő magyarázó változókkal a többváltozós regressziós egyenleteket (5-7), amelyek segítségével az anyagmérleget becsülhetjük majd.

$$Bw = 5,67 + 0,26 T_{NDJFMÁ} + 0,21 AO_{MÁR} \quad (5)$$

$$Bs = -0,59 - 0,37 T_{AMJJA} + 0,01 CS_{AUG} - 0,22 NAO_{AUG} \quad (6)$$

$$Bn = 310,36 - 0,32 T_{JJ} + 0,03 CS_{MÁR} - 0,30 NP_{AUG-1} - 0,21 EA_{NOV-1} \quad (7)$$

A felírt regressziós modellek jóságát a determinációs koeficiensek ( $R^2 = 0,59-0,82$ ) (6. táblázat) alapján közepes és magas szintűnek értékelhetjük.

### 4.3.3. Spitzbergák

A 7. táblázatot tekintve szembetűnő, hogy a legtöbb 95%-os szinten szignifikáns összefüggést a téli (Bw), nyári (Bs), valamint éves (Bn) anyagmérleg indexek és a cirkulációs indexek között a három régió közül a Spitzbergák esetében találjuk. Ezek közül csak néhányról szólnék részletesebben, illetve mutatnék rá néhány megfigyelhető jellegzetességre. Megállapítható, hogy a sarki sziget gleccsereire mind az atlanti, mind a csendes-óceáni bázisú távhatású jelenségek egyenlő arányban hatnak, vagyis mind a 11 általunk vizsgált távhatású jelenséget jellemző index valamely havi értékével kimutatható szignifikáns kapcsolat. A Bw esetében a legerősebb korrelációt az előző év áprilisi AMO-val kapjuk ( $r = -0,46$ ), továbbá valamivel gyengébb, de szignifikáns összefüggést látunk az akkumulációs időszak októberének NAO és PNA index értékével is (a korrelációk rendre:  $r = 0,38$ ;  $r = -0,37$ ). Továbbá – miként az előző két régióban is tapasztaltuk – az AMO, AMM és NTA indexek az akkumulációs időszak végétől egészen nyár elejéig szignifikáns kapcsolatot jeleznek a Bw-vel. A Spitzbergák esetében ezek a kapcsolatok nemcsak az aktuális év említett időszakában, hanem az előző év adott időszakában is megjelennek, ami minden bizonnyal a Bw idősorok enyhe évek közötti autokorrelációjából ( $r_a = 0,32$ ) fakad. Érdekességként még megjegyezném, hogy a sziget földrajzi adottságainál fogva a téli félévben az AO és a NAO domináns szerepét várnánk a Bw alakulásában, azonban ez nem jellemző. Az AMO, AMM, NTA, NP, WP, PNA, NCP mind hasonló nagyságrendű korrelációkat mutatnak, valamint a márciusi AO és NAO korrelációkhoz képest egyértelműen erősebbek is előbbieik.

Eredményeinket összevetve Washington et al. (2000) az Austre Broeggerbreen és Midre Lovenbreen gleccsereken 1966-1997 időszakra végzett elemzéseivel, azok összhangban vannak. Az említett vizsgálat a két gleccser téli anyagmérlegeiből képzett index és különböző – nagyrészt a jelen dolgozatban felhasználtakkal azonos – távhatású jelenségeket jellemző indexek többhavi átlagértékei között keresett kapcsolatokat. Szignifikáns összefüggésre mutatott rá a Bw index és a PNA index valamint a NAO index előző évi SON-i átlagértékei között, továbbá a Bw és az EA index adott évi SON átlaga között, melyek esetében a korrelációs együtthatók rendre:  $-0,54$ ;  $0,34$  és  $0,51$  voltak. E kapcsolatok jelen vizsgálatban is azonosíthatók a következő formában:  $PNA_{OKT-1}$ ,  $r = -0,37$ ;  $NAO_{OKT-1}$ ,  $r = 0,38$ ;  $EA_{SZEP}$ ,  $r = 0,37$ .

7. táblázat. A Spitzbergák téli (Bw), nyári (Bs), valamint éves (Bn) anyagmérlege és az aktuális évi, valamint az előző évi havi távhatású jelenséget jellemző indexek (TJ index) közötti CCF alkalmazásával kapott szignifikáns összefüggések. Jelmagyarázat:  $r$  = korrelációs együttható;  $p$  = szignifikancia szint; piros betűk:  $p < 0,95$ ; narancssárga betűk:  $p < 0,90$ ; sárga színezés = a TRA-hoz kiválasztott legerősebb összefüggések; zöld, kék és lila színezés = TJ index, ami szezonális és éves szinten is meghatározó (ld. szöveg); '-1' = előző év; TJ indexek nevei az 2. táblázatban.

| Anyagmérleg | Időszak     | TJ index | $r$        | $p$        |
|-------------|-------------|----------|------------|------------|
| Bw          | JAN-1       | EA       | -0,31      | $p < 0,95$ |
|             | JAN-1-MÁJ-1 | AMO      | -0,35-0,46 | $p < 0,95$ |
|             | FEB-1       | NP       | 0,36       | $p < 0,95$ |
|             | FEB-1-MÁJ-1 | AMM      | -0,32-0,42 | $p < 0,95$ |
|             | FEB-1-JÚN-1 | NTA      | -0,33-0,39 | $p < 0,95$ |
|             | MÁR         | WP       | -0,30      | $p < 0,90$ |
|             | SZEP-1      | NCP      | -0,34      | $p < 0,95$ |
|             | OKT-1       | NAO      | 0,38       | $p < 0,95$ |
|             | OKT-1       | NP       | 0,34       | $p < 0,95$ |
|             | OKT-1       | PNA      | -0,37      | $p < 0,95$ |
|             | FEB-JÚN     | AMO      | -0,31-0,41 | $p < 0,95$ |
|             | FEB-AUG     | AMM      | -0,35-0,48 | $p < 0,95$ |
|             | FEB-AUG     | NTA      | -0,31-0,46 | $p < 0,95$ |
|             | MÁR         | AO       | 0,29       | $p < 0,90$ |
|             | MÁR         | NAO      | 0,27       | $p < 0,90$ |
|             | MÁR         | PNA      | -0,30      | $p < 0,90$ |
|             | SZEP        | EA       | 0,37       | $p < 0,95$ |
|             | NOV         | NAO      | 0,31       | $p < 0,95$ |
|             | DEC         | NCP      | 0,34       | $p < 0,95$ |
|             | DEC         | EA       | 0,31       | $p < 0,95$ |
| DEC         | AMM         | -0,43    | $p < 0,95$ |            |
| DEC         | NTA         | -0,34    | $p < 0,95$ |            |
| Bs          | ÁPR-1       | AO       | 0,41       | $p < 0,95$ |
|             | AUG-1       | EA       | -0,31      | $p < 0,95$ |
|             | OKT-1       | EA       | -0,32      | $p < 0,95$ |
|             | DEC-1       | NCP      | -0,31      | $p < 0,95$ |
|             | FEB         | NP       | -0,28      | $p < 0,90$ |
|             | FEB         | PNA      | 0,27       | $p < 0,90$ |
|             | SZEP        | NCP      | 0,35       | $p < 0,95$ |
|             | SZEP        | PNA      | -0,33      | $p < 0,95$ |
|             | OKT         | NP       | 0,31       | $p < 0,95$ |
| Bn          | JAN-1       | NCP      | -0,32      | $p < 0,95$ |
|             | JAN-1       | EA       | -0,30      | $p < 0,90$ |
|             | FEB-1       | PNA      | -0,35      | $p < 0,95$ |
|             | MÁR-1       | PDO      | -0,30      | $p < 0,95$ |
|             | SZEP-1      | NP       | -0,37      | $p < 0,95$ |
|             | SZEP-1      | EA       | 0,25       | $p < 0,90$ |
|             | OKT-1       | NAO      | 0,40       | $p < 0,95$ |
|             | NOV-1       | EA       | -0,41      | $p < 0,95$ |
|             | DEC-1       | NCP      | -0,28      | $p < 0,90$ |
|             | ÁPR         | EA       | -0,28      | $p < 0,90$ |
|             | ÁPR         | NP       | 0,35       | $p < 0,95$ |
|             | ÁPR         | PNA      | -0,28      | $p < 0,90$ |
|             | JÚN         | PDO      | -0,33      | $p < 0,95$ |
|             | SZEP        | EA       | 0,31       | $p < 0,95$ |
|             | SZEP        | PNA      | -0,33      | $p < 0,95$ |
|             | OKT         | NTA      | -0,29      | $p < 0,90$ |

A nyári anyagmérleggel a legerősebb kapcsolatokat az előző év áprilisi AO ( $r = 0,41$ ) és az olvadási időszakot lezáró szeptemberi NCP ( $r = 0,35$ ) és PNA ( $r = -0,33$ ) mutatja. Az NCP meghatározó szerepe a ciklon-pályák befolyásolásán keresztül a Spitzbergákat elérő meleg légtömegek alakításában lehet, ugyanis a sziget sarkvidéki (tundra) éghajlatát gyakran a Skandináv-félsziget felől érkező melegebb légtömegek enyhítik (Maturilli et al., 2013). Továbbá az előző év októberi EA is jelentős ( $r = -0,32$ ) kapcsolatot mutat a Bs-sel, amit Washington et al. (2000) is alátámaszt (SON-1;  $r = -0,38$ ).

Az éves anyagmérleggel kapcsolatban álló távhatású jelenségek már egyfajta összegzése a téli és nyári anyagmérlegekre ható jelenségeknek, másrészt azok egy szűkebb körű interpretációját is jelenti a Bw-vel való szoros kapcsolat (hisz a Bw az egész glaciológiai évet jellemzi, míg a távhatású jelenséget leíró indexek csak egy-egy hónap jellemző óceáni-légköri állapotát reprezentálják). A Bn-nel erős összefüggést mutat a téli anyagmérleget jelentősen befolyásoló előző év októberi NAO ( $r = 0,40$ ; 7. táblázat zölddel színezve). Továbbá ugyanezen őszi időszakban az EA-ra vonatkozó korrelációs együttható értéke is magasabb, amit a nyári mérlegben láttunk tükröződni (7. táblázat késsel színezve). Hasonlóan, az ablációs időszakot lezáró szeptemberi PNA is szignifikáns kapcsolatot mutat a Bn-nel, amit szintén a nyári anyagmérleggel való összefüggés indokol (7. táblázat lilával színezve). Kiemelném még a PDO-t, ami esetében a CCF-ek sem a téli, sem a nyári anyagmérleggel nem adtak szignifikáns korrelációs értékeket, ellenben az éves anyagmérleg skáláján már két hónapban is megjelenik szignifikáns kapcsolata (MÁR-1,  $r = -0,30$ ; JÚN,  $r = -0,33$ ). Ugyanakkor a Bw-vel és Bs-sel szignifikáns összefüggést mutató AMO, AMM és NTA indexek jele teljesen eltűnik a Bn-ből. Ez arra enged következtetni, hogy a PDO, mint évtizedes skálájú távhatású jelenség klimatikus jele csak nagyobb időskálán rajzolódik ki határozottan, s rövidebb időskálán nézve hatását az éven belül is erősen változó távhatású jelenségek által fejt ki, közvetetten.

A TRA eredményeinek összegzéséhez tekintsük az 8. táblázatot! A TRA-hoz kiválasztott cirkulációs indexek sárgával színezve szerepelnek az 7. táblázatban, a hőmérsékleti átlagokat és csapadékösszegeket pedig az 4.2.3. fejezetben bemutatott elemzések során nyertük. A téli anyagmérleget tekintve – az összes eddigi Bw, Bs, Bn eredménytől eltérően – a Bw változékonyságához legnagyobb részt az akkumulációs időszakot megelőző áprilisi AMO index járul hozzá. (Habár megjegyzendő, hogy a Bw idősor autókorrelációja miatt ezt a hatást nem különíthetjük el egyértelműen a következő év áprilisi hatástól.) A második legnagyobb tényező az akkumulációs időszak átlaghőmérséklete ( $Beta = 0,38$ ), aminek hó-képződést befolyásoló hatását a Sarki-Urálnál

(4.3.2. fejezet) részletesebben indokoltam. A Bw alakításában még jelentős tényező az akkumulációs időszak csapadéka ( $CS_{ONDJFM}$ ) is és az ezt befolyásoló októberi NAO.

A nyári anyagmérleg varianciáját hasonlóan az előzőekben tárgyalt két régióhoz a nyári hőmérsékletek vezérlik. Jelen esetben a  $T_{JUL}$  ( $Beta = -0,50$ ) mellett még az előző év áprilisi AO ( $Beta = 0,36$ ) és a szeptemberi NCP ( $Beta = 0,30$ ), valamint PNA ( $Beta = -0,30$ ) is jelentősen hozzájárul a Bs változékonyságához. E három távhatású jelenség nagyvonalakban nézve épp egy háromszöget formál a sziget körül, azaz a sarkvidéki illetőségű AO, az európai NCP és az észak-amerikai – csendes-óceáni PNA mintegy körülölelve a Spitzbergák térségét befolyásolják annak éghajlati változékonyságát, ami a Bw-ben is tükröződik.

8. táblázat. A Spitzbergák térségének téli (Bw), nyári (Bs) és éves (Bn) anyagmérlegekben kimutatható klimatikus jel felbontása többváltozós lineáris regresszió analízis alkalmazásával ( $p < 0,05$ ). Jelmagyarázat:  $Beta$  = standardizált regressziós együttható;  $r_p$  = parciális korrelációs együttható;  $R^2$  = determinációs koefficiens; '-1' = előző év.

| Anyagmérleg | Magyarázó változó | Beta         | $r_p$ | $R^2$ |
|-------------|-------------------|--------------|-------|-------|
| Bw          | T DJFMÁ           | 0,38         | 0,49  | 0,59  |
|             | CS ONDJFM         | 0,35         | 0,47  |       |
|             | <b>AMO APR-1</b>  | <b>-0,41</b> | -0,50 |       |
|             | NAO OKT-1         | 0,23         | 0,33  |       |
| Bs          | <b>T JÚL</b>      | <b>-0,50</b> | -0,70 | 0,79  |
|             | CS FMÁMJ          | -0,20        | -0,38 |       |
|             | AO APR-1          | 0,36         | 0,61  |       |
|             | NCP SZEP          | 0,30         | 0,52  |       |
|             | PNA SZEP          | -0,30        | -0,52 |       |
| Bn          | <b>T JÚL</b>      | <b>-0,52</b> | -0,56 | 0,50  |
|             | NAO OKT-1         | 0,20         | 0,25  |       |
|             | EA NOV-1          | -0,22        | -0,28 |       |

Az éves anyagmérleg varianciájáért a nyári anyagmérleget meghatározó nyári hőmérsékleti viszonyok felelősek döntően ( $T_{JUL}$ ,  $Beta = -0,52$ ). Ezenkívül az atlanti térség légtömegeinek meridionális oszcillációját jellemző NAO index előző év októberi értéke és az eurázsiai térség éghajlati mintázatát domináló EA index előző év novemberi értéke is jelentős mértékben hozzájárul a Bn változékonyságához. Érdekes módon a megfigyelés, miszerint a nyári hőmérséklet a nyári, s ezáltal az éves anyagmérlegben is meghatározó jelentőségű, a Spitzbergák vizsgált gleccsereit hasonlatosabbá teszi a belső kontinentális típusú gleccserekhez, mint a partvidékiekhez. Tehát annak ellenére, hogy szigetről van szó, a térség gleccserei e tekintetben igen hasonlóan viselkednek a Kaukázus és a Sarki-Urál



térségéhez. (A  $B_n$ -re felírható regressziós modellben a csapadék tényező teljes hiánya valószínűleg a sarkvidéki száraz éghajlati körülményekkel indokolható.)

A TRA eredményei szerint a Spitzbergák anyagmérleg komponenseire a következő többváltozós regressziós egyenleteket (8-10) írhatjuk fel:

$$B_w = -0,04 + 0,15 T_{DJFM\hat{A}} + 0,01 CS_{ONDJFM} - 1,95 AMO_{\hat{A}PR-1} + 0,20 NAO_{OKT-1} \quad (8)$$

$$B_s = 2,67 - 0,62 T_{J\hat{U}L} - 0,01 CS_{FM\hat{A}MJ} + 0,42 AO_{\hat{A}PR-1} + 0,39 NCP_{SZEP} - 0,34 PNA_{SZEP} \quad (9)$$

$$B_n = 2,06 - 0,64 T_{J\hat{U}L} + 0,18 NAO_{OKT-1} - 0,19 EA_{NOV-1} \quad (10)$$

A felírt regressziós modellek jóságát a determinációs koefficiensek ( $R^2 = 0,50-0,79$ ) (8. táblázat) alapján közepes és magas szintűnek értékelhetjük. Így alkalmazásukkal az anyagmérleg komponensek egy jó becslését adhatjuk. A becslések értékelését a következő fejezetben mutatom be.

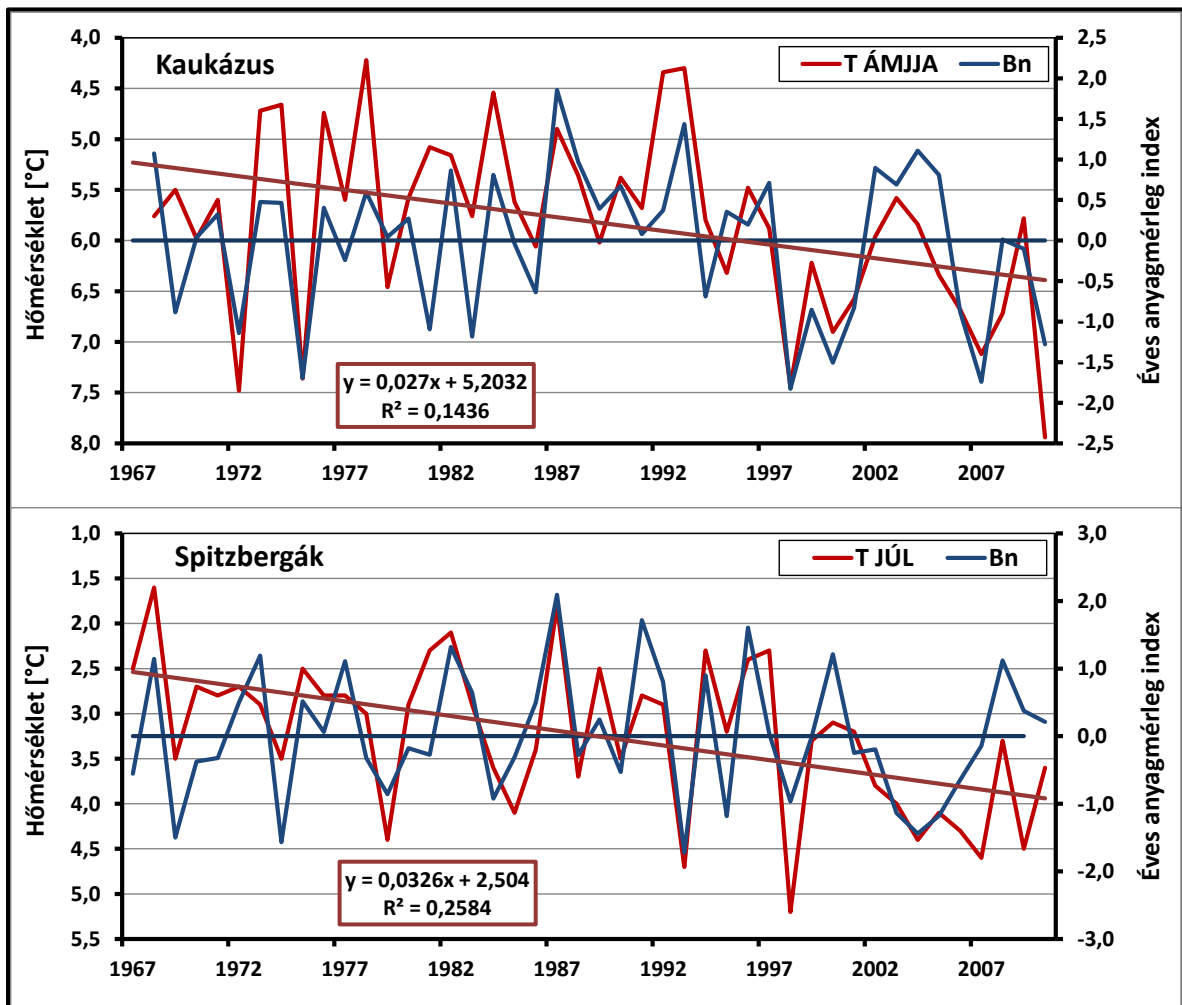
#### ***4.3.4. Az kumulatív éves anyagmérleg idősorok hosszú távú trendjének diszkussziója és a regressziós becslések értékelése a Kaukázus és a Spitzbergák régiójában***

Az előző alfejezetekben (4.3.1., 4.3.2., 4.3.3.) többváltozós lineáris regresszió analízis (TRA) segítségével meghatároztam minden régióban a téli, nyári és éves anyagmérlegre ható különböző klimatikus változókat (hőmérséklet, csapadék, távhatású jelenség), azaz az anyagmérleg idősorokban kimutatható klimatikus jelet hatókomponensekre bontottam. Ezután a hatókomponensek idősorain alkalmazott lineáris trendanalízis végeztem, hogy az anyagmérleget befolyásoló klimatikus változó esetleges hosszútávú változásait felfedjük. A Sarki-Urálnál egyetlen hatókomponens esetében sem mutatkozik időbeli trend, azonban ez nem meglepő, hisz a havi idősorokban sem volt szignifikáns trend (4.1.2. alfejezet). Ellenben mind a Kaukázus, mind a Spitzbergák esetében a hőmérsékleti hatókomponensekben minden anyagmérleg karakterisztika esetében szignifikáns emelkedő trend figyelhető meg. Mindemellett a hatókomponensnek jelölt csapadék és cirkulációs index idősorokban szignifikáns lineáris trend nem mutatható ki egyik régióban sem.

A következőekben terjedelmi korlátok miatt csak a két leghosszabb idősorral rendelkező régió (Kaukázus és Spitzbergák) éves anyagmérlegre vonatkozó eredményeit mutatom be. Majd ugyanezen két esetben illusztrálom a felállított regressziós modellek becslési pontosságát, és megvilágítom a diszkrepanciák lehetséges okát.

Mivel a TRA szerint a Kaukázus és a Spitzbergák esetében is az éves anyagmérleg változékonyságáért legalább felerészt a nyári hőmérséklet a felelős és csak ezekben a

hatóváltozóknak figyelhető meg szignifikáns trend, ezért érdemes ezen hatóváltozók és az anyagmérleg szorosabb kapcsolatát megvilágítani. A Kaukázus térségében a Bn változékonyságát  $T_{\text{ÁMJJJA}}$  vezérli ( $Beta = -0,50$ ) a  $CS_{\text{ONDJF}}$  ( $Beta = 0,25$ ) és a szeptemberi PDO ( $Beta = 0,28$ ) mellett. A 13. ábrán a Bn és a  $T_{\text{ÁMJJJA}}$  szignifikáns szinkron ingadozását figyelhetjük meg, amit a két változó közötti parciális korrelációs együttható  $r_p = -0,56$  értéke is megerősít (a kapcsolat ellentétes előjele miatt a hőmérsékletet fordított értéktengelyen ábrázoltam). A Spitzbergák térségében a Bn változékonyságában domináns tényező a  $T_{\text{JÚL}}$  ( $Beta = -0,52$ ), mellette kisebb mértékben az akkumulációs időszak októberi NAO ( $Beta = 0,20$ ) és novemberi EA ( $Beta = -0,22$ ) hatása is hozzájárul a Bn-t befolyásoló klimatikus összhatáshoz. A vezérlő hatókomponens, a  $T_{\text{JÚL}}$  és a Bn szinkron fluktuációja nyilvánvaló (13. ábra), amit  $T_{\text{JÚL}}$  parciális korrelációs együtthatója is alátámaszt ( $r_p = -0,56$ ).



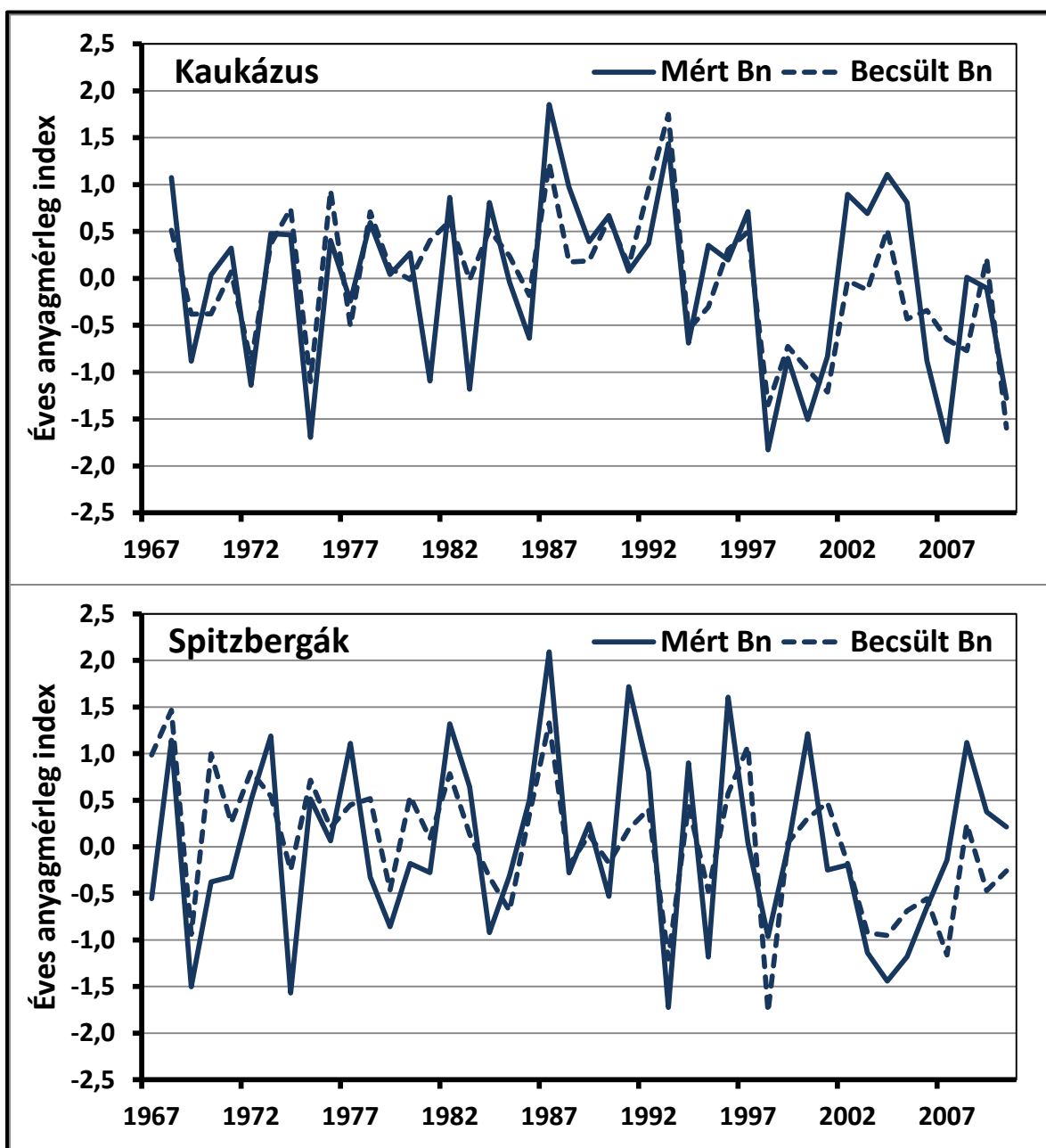
13. ábra. Az éves anyagmérleg (Bn) és az azt vezérlő nyári átlaghőmérséklet ( $T_{\text{ÁMJJJA}}/T_{\text{JÚL}}$ ) idősorai a Kaukázus (1968-2010) és a Spitzbergák (1967-2010) régiójában.

Tehát mindkét régióban az átlagosnál magasabb nyári hőmérsékletek az átlagosnál alacsonyabb Bn-t eredményeznek. Ugyanakkor az is világossá válik, hogy a nyári hőmérsékletekben megfigyelhető szignifikáns emelkedő trend (Kaukázus,  $T_{\text{AMJJA}}$ : 0,27 °C/dekád; Spitzbergák,  $T_{\text{JUL}}$ : 0,33 °C/dekád) a Bn idősorok '90-es évek végétől gyakoribbá váló negatív értékeiben (4.1.1. és 4.1.3. alfejezetek), a kumulált Bn idősorok markáns csökkenő trendjében (5. ábra) és az ezek által jelzett nettó tömegveszteségekben (4.1.1. és 4.1.3. alfejezetek) tükröződik. Következésképp, habár e két régióban a gleccserek különböző eljegesedett makro-régiókba tartoznak, valamint más domborzati és mikroklimatológiai körülmények között fejlődnek, a hasonló tömegveszteségi ráták ugyanarra az éghajlati kényszerre, azaz az anyagmérleget döntően befolyásoló nyári átlaghőmérsékletek emelkedésére mutatnak. Shahgedanova et al. (2012) a Sarki-Urál kis gleccserein végzett vizsgálata szintén erre a jelenségre reflektál, és hangsúlyozza, hogy az 1984-1995 időszakban a pozitív előjelű nyári hőmérsékleti trendek mellett az akkumulációs időszak csapadékának negatív anomáliái elősegítették a gleccserek zsugorodását. Eredményeink összhangban vannak Shahgedanova et al. (2005) Kaukázusra (1968-2001), Washington et al. (2000) Spitzbergákra (1967-1997) és Shahgedanova et al. (2012) Sarki-Urálra (1950-2008) vonatkozó részletes elemzéseivel, továbbá kiegészítik azokat.

Végezetül tekintsük az 14. ábrán a Kaukázus és Spitzbergák éves anyagmérlegére vonatkozó becslések eredményét! Mivel a vizsgált régiókban az elemzéseinkben fel nem használt további viszonylag hosszú gleccser adatsorok nem állnak rendelkezésünkre, így becslésünk pontosságának illusztrálására és az esetleges diszkrepanciák felderítésére a vizsgált időszak mért értékeit vetjük össze a modell által ugyanazon időszakra becsült értékekkel. A Kaukázus esetében a háromváltozós ( $T_{\text{AMJJA}}$ ,  $CS_{\text{ONDJF}}$  és  $PDO_{\text{SZEP}}$ ) lineáris regressziós modell a Bn varianciájának 60%-át magyarázza (4.3.1. alfejezet). Így a becsült Bn megfigyelt Bn-től való átlagos abszolút eltérésére  $0,47 \pm 0,34$  intervallumot kapunk. Az becsült és mért idősorok menetét összehasonlítva az 1981-1983 időszakban vehetünk észre nagyobb eltéréseket. Ez a régióban rendelkezésre álló adatok előnytelen szerkezetéből adódik, ugyanis épp ezen három évben a három vizsgált gleccser közül csak a Djankuat esetében vannak Bn megfigyelések. Ezek kihagyása csekély mértékben módosíthatják, javíthatják a regressziós modellt.

A Spitzbergákat tekintve szintén háromváltozós ( $T_{\text{JUL}}$ ,  $NAO_{\text{OKT-1}}$  és  $EA_{\text{NOV-1}}$ ) lineáris regressziós modellt állítottam fel, ami a Bn varianciájának 50%-át magyarázza (4.3.3. alfejezet). Ennek alkalmazásával becslésünk pontossága, azaz a becsült és a mért

Bn átlagos abszolút eltérése:  $0,59 \pm 0,39$ . Az itt tapasztalható diszkrepanciák a modell közepes szintű magyarázó erejéből adódnak. Tehát a felállított többváltozós regressziós modellek segítségével első közelítésében jó becslése adható az anyagmérlegnek. A magyarázó változók jövőre, illetve múltja vonatkozó értékeit ismerve a felépített statisztikai modellek – megfelelő validálás után – alkalmasak lehetnek az anyagmérleg jövőbeli értékének becslésére (pl. Shahgedanova et al., 2009; Hagg et al., 2010), vagy múltbéli értékének rekonstruálására (pl. Lefauconnier és Hagen, 1990; Oerlemans, 1994; Nussbaumer et al., 2007).



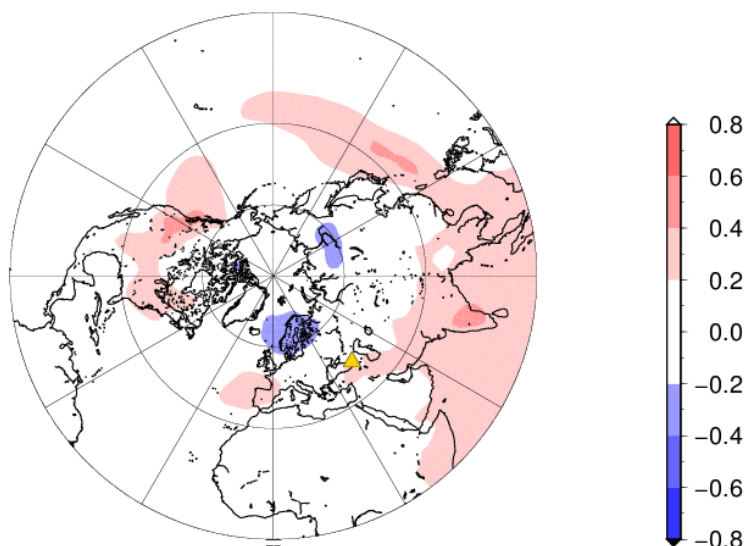
14. ábra. A regressziós modellek alapján becsült, valamint a mért éves anyagmérleg (Bn) idősorok összehasonlítása a Kaukázus (1968-2010) és a Spitzbergák (1967-2010) régiójában.

#### 4.4. A távhatások vizsgálata hemiszférikus légnyomási térképekkel

Ebben a fejezetben a feltárt távhatású kapcsolatok térképes megjelenítését mutatom be. A régiók anyagmérleg adatai és az északi félgömb adott évi (és az előző évi) havi felbontású légnyomási idősorai közötti CCF-ek eredményeként mindhárom régióra, mindhárom anyagmérlegre havi felbontású korrelációs térképeket kaptam. Majd a két leghosszabb idősorral rendelkező régiót tekintve (Kaukázus és Spitzbergák) a 3.3. alfejezetben leírt módon vizsgálom a hemiszférikus nyomásmezőben felfedezhető mintázatokat. Terjedelmi korlátok miatt a dolgozatban csak két esetet (Kaukázus: Bw – februári nyomási mező; Spitzbergák: Bs – szeptemberi nyomási mező) mutatok be részletesebben a korrelációs, az átlagos nyomási és a nyomási anomália térképek segítségével.

##### 4.4.1. Kaukázus

A Kaukázus esetében a téli anyagmérleggel februárban szignifikáns kapcsolatot mutató távhatású jelenségek hemiszférikus tengerszinti légnyomási mezőben való megjelenését értékelem. Az 15. ábrán a Bw idősor és az északi hemiszférára kiterjedő nyomási mező februári átlagos idősora közötti korrelációs együtthatók szerepelnek az együttható előjele szerinti színkódolással (piros: pozitív; kék: negatív).

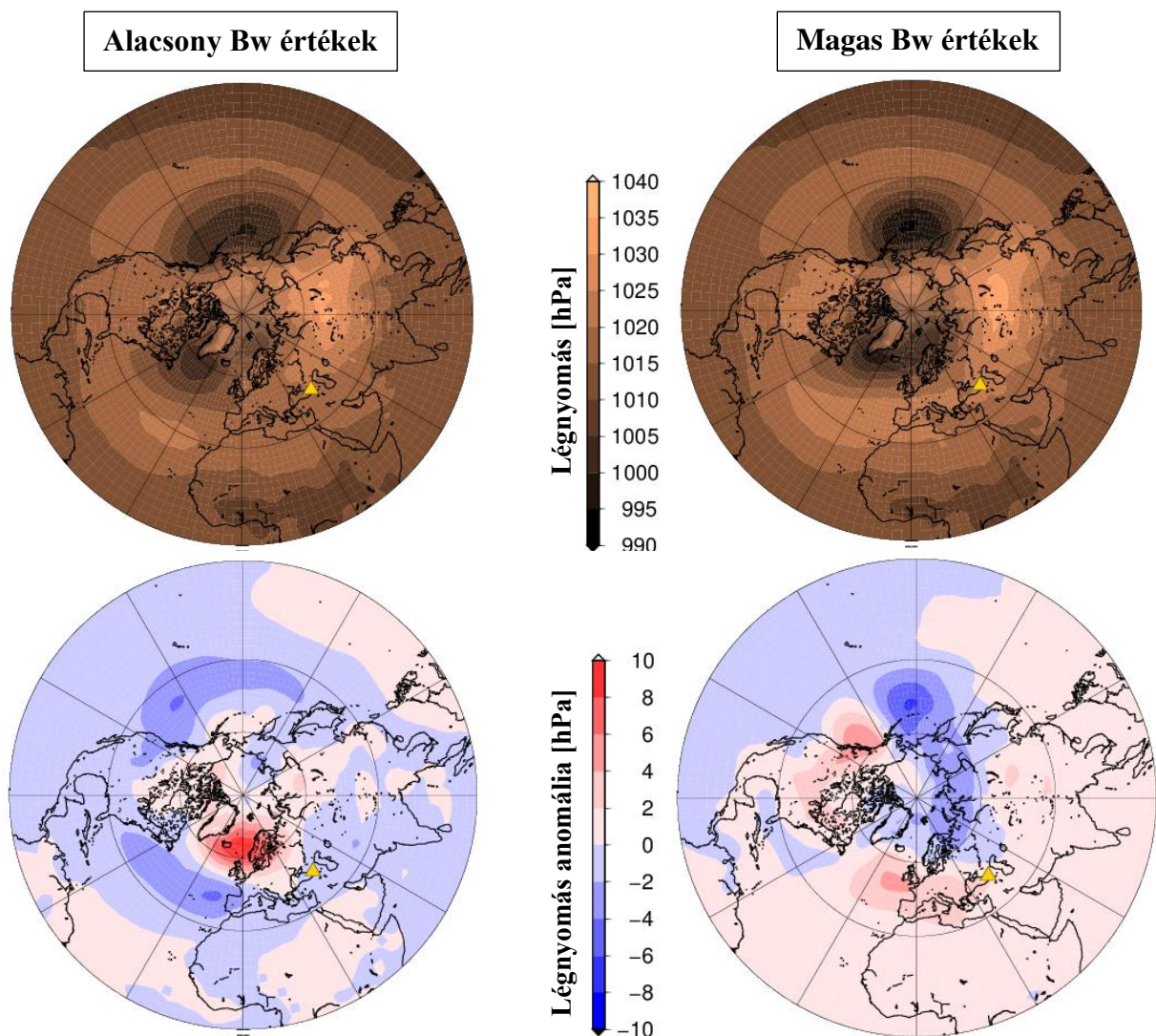


15. ábra. A Kaukázus (sárga háromszög) téli anyagmérlege és az északi hemiszféra februári átlagos nyomási mezeje közötti korrelációs térkép az 1968-2010 időszaki idősorai alapján.

A korrelációs térkép az északi félgömb egymástól távoli pontjait jelöli ki, melyeket az északi hemiszféra éghajlati változékonyságát vezérlő ugyanazon, vagy egymással is összefüggő távhatású jelenségei befolyásolnak. Ezek közül az észak-atlanti térségben

megjelenő két ellentétes előjelű központra és a délkelet-ázsiai kiterjedt pozitív előjellel kiemelt térségre fókuszáló, ugyanis a 4.3.1. alfejezet eredményei ezen térségek távhatású jelenségeit, nevezetesen a NAO-t és a WP-t emelték ki a februári távhatású tényezők közül a kaukázusi Bw-t szignifikánsan befolyásoló hatásként.

A pontosabb azonosítás érdekében tekintsük a Bw alsó (16. ábra bal oldali térképei) és felső (16. ábra jobb oldali térképei) kvartilisei által kijelölt éveket átlagoló februári nyomási mezőket (16. ábra felső térképei) és februári nyomási anomália mezőket (16. ábra alsó térképei)! Az alsó/felső kvartilishez tartozó nyomási térképek az átlagnál alacsonyabb/magasabb Bw értékekhez kötődő jellemző légköri dinamikára utalnak. (A magas Bw értékek intenzív téli akkumulációt jeleznek.)



16. ábra. A Kaukázus (sárga háromszög) téli anyagmérlegének alacsony (bal oldalon) és magas (jobb oldalon) értékei által kijelölt éveket átlagoló februári nyomási mezők (felül) és nyomási anomália mezők (alul) térképei.



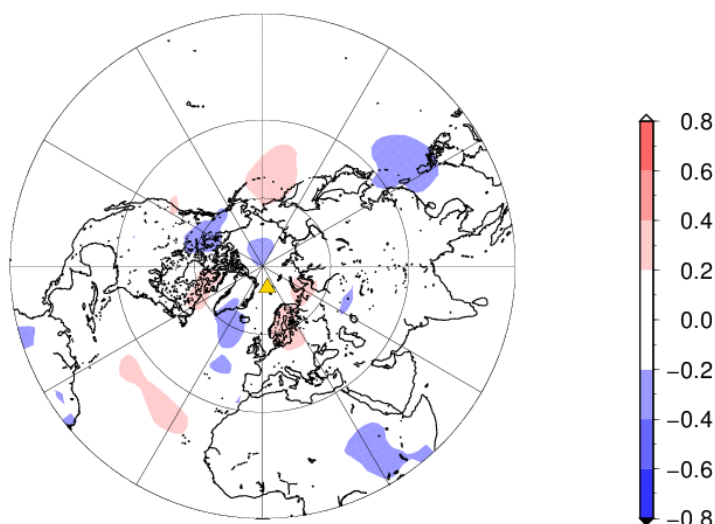
Az alsó és felső kvartilisek által kijelölt évekhez tartozó februári átlagos nyomási térképek igen hasonló szerkezetűek, azaz markánsan kirajzolódik az észak-atlanti térségben a NAO centrumokként definiált Azori maximum és Izlandi minimum, Észak-Ázsia felett a Szibériai maximum, valamint az észak-csendes-óceáni térségben az Aleuti minimum. Mindezek a felső kvartilis térképén valamelyest kontrasztosabban jelennek meg, ami ezen légnyomási központok nagyobb intenzitására utal. Ezen két állapot átlagostól való eltéréseinek érzékeltetésére a nyomás anomália térképek szolgálnak. Az 16. ábra bal alsó térképe szerint alacsony Bw értékek akkor fordulnak elő, amikor az Izlandi minimum nyomási értékei kevésbé alacsonyak és az Azori maximum nyomási értékei kevésbé magasak. E konfiguráció – azaz gyengébb akciócentrumok – a NAO negatív fázisát jellemzi. Ez a nyugati szelek gyengüléséhez, ezáltal csökkenő Ny-K irányú hő- és nedvességtranszportoz vezet (Trigo et al., 2002). Ennek köszönhetően anomálsan alacsony csapadékmennyiség a jellemző, hisz a téli csapadék elsősorban az atlanti térségből érkező ciklonokhoz, illetve a Földközi-tenger felől keletre haladó, majd a Fekete-tenger felett újból megerősödő ciklonokhoz kötődik (Shahgedanova, 2002). Mindezek az átlagosnál alacsonyabb akkumulációs rátához vezetnek.

Az átlagosnál magasabb Bw értékek esetén a NAO akciócentrumainak kismértékű erősödése figyelhető meg (16. ábra jobb alsó térképe) az átlagos állapothoz képest, ami az előbbieken feltárt légköri dinamika ellentétes folyamatait feltételezi. Vagyis az intenzívebbé váló akciócentrumok (pozitív NAO fázis) a nyugati szelek erősödéséhez vezet, ezzel hatékonyabbá téve Ny-K irányú hő- és nedvességtranszportot. Ez tükröződik a magasabb Bw értékekben is. Továbbá figyelemre méltó még az Aleuti minimum kimélyülése is, ami összefüggésben lehet a Bw-vel szignifikáns kapcsolatot mutató WP-vel. Habár a WP két fő akciócentruma egyértelműen nem rajzolódik ki a tengerszinti légnyomás mezőben (a WP a 700 hPa-os geopotenciális szint magasságán definiálható a legjobban), a területileg közel eső Aleuti minimum mindenképp hatással lehet rájuk. Ugyanakkor a WP harmadik – a szakirodalom szerint leggyakrabban ősszel és nyáron megjelenő – akciócentruma azonosítható Alaszka térségében, ellentétes előjellel a Kamcsatka-félszigeti centrumhoz képest (Washington et al., 2000). A WP az ázsiai jet helyzetének és intenzitásának meridionális és horizontális változékonyságát jellemzi (Wallace és Gutzler, 1981; Barnston és Livezey, 1987), aminek közvetett hatása tehát kimutatható a Kaukázus térségében is.

#### 4.4.2. Spitzbergák

A Spitzbergák esetében a nyári anyagmérleggel szeptemberben szignifikáns kapcsolatot mutató távhatású jelenségek hemiszférikus tengerszinti légnyomási mezőben való megjelenését értékelem. Az 17. ábrán a Bs idősorok és az északi hemiszférára kiterjedő nyomási mező szeptemberi átlagos idősorai közötti korrelációs együtthatók szerepelnek az együttható előjele szerinti színkódolással, azonos skálán a 4.4.1. alfejezet 15. ábrájával.

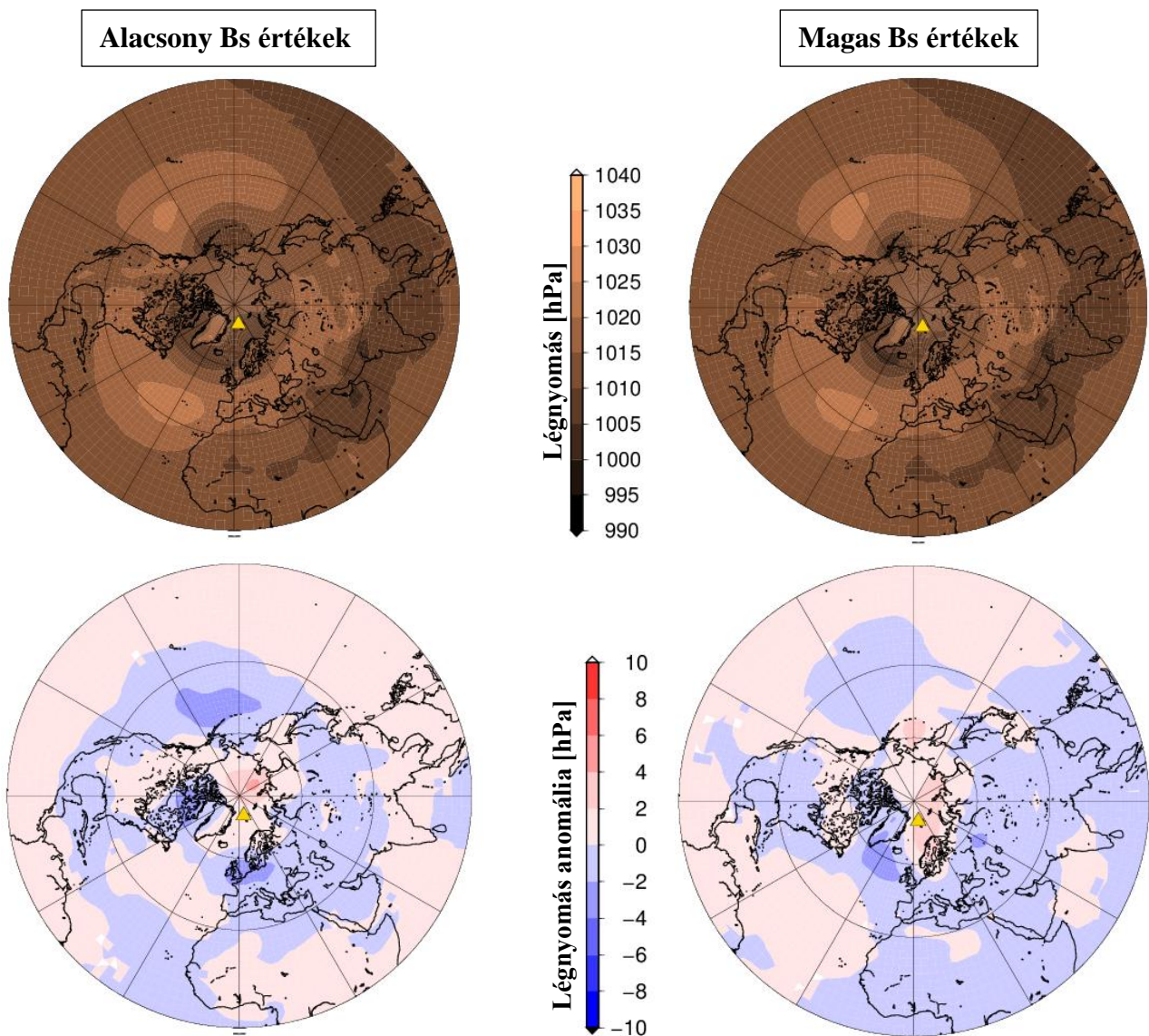
Miként a Kaukázusnál is tapasztaltuk, a korrelációs térkép az északi félgömb egymástól igen távoli pontjait jelöli ki. Ezek közül az eurázsiai térségben – Skandinávia felett és a Kaszpi-tengertől kissé északra – megjelenő két ellentétes előjelű központra, valamint Észak-Amerika és a Csendes-óceán északi részén lévő szintén két ellentétes előjellel kiemelt centrumra fókuszálók, ugyanis a 4.3.3. alfejezet eredményei szerint ezen térségek távhatású jelenségei, azaz az NCP és a PNA bizonyult szignifikánsan befolyásoló tényezőnek a Bs-re nézve a szeptemberi távhatások közül a sarkvidéki szigeten.



17. ábra. A Spitzbergák (sárga háromszög) nyári anyagmérlege és az északi hemiszféra szeptemberi átlagos nyomás mezeje közötti korrelációs térkép az 1968-2010 időszak idősorai alapján.

A Kaukázusnál leírtakkal azonos módon és azonos ábra szerkezettel vizsgálom a Bs alsó (18. ábra bal oldali térképei) és felső (18. ábra jobb oldali térképei) kvartilisei által kijelölt éveket átlagoló szeptemberi nyomási mezőket (18. ábra felső térképei) és nyomási anomália mezőket (18. ábra alsó térképei). Az alsó/felső kvartilishez tartozó nyomási térképek az átlagosnál alacsonyabb/magasabb Bs értékekhez kötődő jellemző légköri dinamikára utalnak. (Az alacsony Bs értékek erős nyári olvadást jeleznek.)





18. ábra. A Spitzbergák (sárga háromszög) nyári anyagmérlegének alacsony (bal oldalon) és magas (jobb oldalon) értékei által kijelölt éveket átlagoló szeptemberi nyomási mezők (felül) és nyomási anomália mezők (alul) térképei.

Az alsó és felső kvartilisek által kijelölt évekhez tartozó szeptemberi átlagos nyomási térképek szinte azonosak, ám a februári jellemző légnyomási képpel ellentétben, szeptemberben kevésbé markánsan rajzolódnak ki az északi hemiszféra viszonylag állandó alacsony és magas nyomású központjai, illetve mások válnak hangsúlyosabbá. Az Azori maximum és Izlandi minimum gyengén körvonalazható, a Szibériai maximum és az Aleuti minimum szinte alig észrevehető, ugyanakkor a Csendes-óceán északkeleti nagymedencéje felett megjelenik egy enyhe, alacsony légnyomású központ.

Az alacsony és magas Bs értékekhez tartozó két jellemző léghőmérsékleti állapot átlagostól való eltéréseinek érzékeltetésére a nyomás anomália térképek szolgálnak. Az 18. ábra bal alsó térképe szerint alacsony Bs értékek akkor fordulnak elő, amikor a PNA-t meghatározó

két északi centrum – Kanada belső területei és az Aleuti-szigetektől délre lévő térség – átlagosnál alacsonyabb légnyomási értékekkel jellemezhető. A PNA másik centruma (Észak-Amerika délkeleti részén és a Hawaii-szigetek környékén) nem azonosítható egyértelműen a tengerszinti nyomási térképeken. Ennek egyik oka lehet, hogy a jelenséget a 700 hPa-os geopotenciális magasságon definiálják, így az kevésbé kifejezett a tengerszinti nyomási mezőben. A PNA az ázsiai jet intenzitását és helyzetét jellemzi, továbbá kapcsolatba hozható a változó erősségű nyugati szelek által hajtott Rossby-hullámsorozatokkal (*'Rossby-wavetrains'*) (Barnston és Livezey, 1987), valamint az ENSO-val is (Trenberth és Hurrell, 1994). Mindezek azt sugallják, hogy a nyári anyagmérleg negatív anomáliáihoz – azaz átlagosnál nagyobb mértékű nyári olvadási rátáihoz – közvetetten hozzájárulhatnak a trópusi csendes-óceáni térség folyamatai is.

A Bs átlagosnál nagyobb értékeihez – tehát kisebb olvadási rátákhoz – Skandinávia felett és a Kaszpi-tengertől északra lévő térségben átlagosnál gyengébb nyomási akciócentrumok társulnak (18. ábra jobb alsó térképe). Ezek a központok az NCP erősségét jellemzik (negatív fázis), habár a tengerszinti nyomási térképeken kevésbé markánsan rajzolódnak ki (az NCP-t 500 hPa-os geopotenciális magasságon definiálják). Az NCP negatív fázisában az átlagosnál magasabb hőmérsékletek és kevesebb csapadék jellemző a Közép-Keleten, ugyanakkor a Kaukázus térségét befolyásoló hatásmechanizmusok feltárására további elemzések szükségesek.

## 5. ÖSSZEFOGLALÁS ÉS KONKLÚZIÓK

A dolgozatban három Európa peremén lévő régió (Kaukázus, Sarki-Urál és Spitzbergák) gleccsereinek klímaérzékenységet vizsgáltam a 20-21. századból rendelkezésre álló hosszútávú téli, nyári és éves anyagmérleg, regionális hőmérséklet és csapadék, valamint az északi hemiszféra éghajlati változékonyságáért felelős domináns távhatású jelenségeket jellemző indexek idősorai segítségével. Habár születtek már részletesebb tanulmányok a vizsgált régiók egyes gleccsereiről, az idősorok azóta kiegészültek legalább egy dekáddal. A dolgozatban bemutatott komplex regionális szintű glacio-klimatológiai elemzési módszer és a különböző glaciológiai makro-régiókhoz tartozó térségek összehasonlító vizsgálata a szakirodalomban található eddigi ismereteket kiegészíti és új kutatási eredményekhez vezetett.

A regionális anyagmérleg idősorokban integrált klimatikus jel komponensekre bontása során először a regionális hőmérséklet és a csapadék hatását azonosítottam minden régióban. Majd a távhatású jelenségeket is az elemzésekbe vonva és a hatótényezőket számszerűsítve a regionális anyagmérleg becslésére többváltozós lineáris regressziós modellt állítottam fel. Ezután a két leghosszabb idősorral rendelkező régió (Kaukázus és Spitzbergák) éves anyagmérlegre vonatkozó eredményeit tárgyaltam részletesebben, különös tekintettel a kumulatív éves anyagmérleg idősorokban megfigyelhető markáns csökkenő trendre. Ugyanezen két esetben röviden értékeltem a felállított regressziós modellek becslési pontosságát is. Végezetül az anyagmérlegekkel összefüggést mutató távhatású jelenségeket térképes formában ábrázoltam.

Az eredmények összefoglalása és azok konklúziói:

- (i) Az integrált klimatikus jel regionális és nagyskálájú hatókomponensei segítségével felépített többváltozós lineáris regressziós modellek az anyagmérleg változékonyságát közepes-magas szinten becsülik. A nyári és az éves anyagmérleg változékonyságát mindhárom régióban a nyári átlaghőmérséklet vezérli, a Sarki-Urál esetében a téli anyagmérlegben is a téli félév átlaghőmérséklete a dominánsabb. A legmagasabb magyarázó erővel rendelkező modellt a Sarki-Urál éves anyagmérlegére kaptuk ( $R^2 = 0,82$ ) négy magyarázó változóval ( $T_{JJ}$ ,  $PR_{MÁR}$ ,  $NP_{AUG-1}$ ,  $EA_{NOV-1}$ ).
- (ii) Habár a Kaukázus és a Spitzbergák gleccserei különböző eljegesedett makro-régiókba tartoznak, valamint más domborzati és mikroklimatológiai körülmények között fejlődnek, a kumulatív éves anyagmérleg idősorokban az elmúlt négy évtizedben

megfigyelhető markáns csökkenő trend, illetve a tömegveszteségi ráták ugyanarra az éghajlati kényszerre, azaz az anyagmérleget döntően befolyásoló nyári átlaghőmérsékletek emelkedésére mutatnak.

- (iii) Az anyagmérlegekkel kapcsolatban álló bizonyos távhatású jelenségek jól azonosíthatók az északi hemiszféra tengerszinti légnyomási mezejében, azonban a geopotenciális magassági mező más szintjein, vagy a tengerfelszín hőmérséklet alapján definiált indexek esetében a feladat más adatokat is igényel.

A fenti eredmények és konklúziók további lehetséges kutatási irányokat jelölnek ki. Az éghajlati jel hatókomponensekre bontása és a felépített regressziós modellek segítségével, továbbá a 2.2. fejezetben bemutatott modellezési séma alapján a klimatikus változók ismeretében becslés adható a regionális anyagmérlegre – akár a jövőben, akár a múltban, illetve az inverz útvonal szerint az anyagmérleget éghajlati proxy-ként használhatjuk. Az (i) szerint az éves anyagmérleg becslése kivételesen ígéretes volna a Sarki-Urál esetében, továbbá az elmúlt két évtized hiányzó megfigyelései is azok rekonstruálására sarkallnak. A regressziós modellek esetlegesen tovább javíthatók a távhatású jelenségeket jellemző indexek szezonális átlagainak képzésével, valamint további magyarázó változók (pl. a Spitzbergák esetében a környező tengerfelszín hőmérséklete) bevonásával. Az (iii) eredmények javításához a kapcsolatokat további változók (pl. 500 hPa-os, 700 hPa-os geopotenciális szint magassága, tengerfelszín hőmérséklet) hemiszférikus mezőiben is érdemes lenne megvizsgálni. Végezetül az anyagmérleg idősorok extrém eseményeit is érdekes volna sokrétűbb kontextusba helyezni (pl. vulkán-tevékenység hatása) és esettanulmányként megvizsgálni azokat.

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt köszönettel tartozom témavezetőimnek, Dr. Pongrácz Ritának (ELTE Meteorológiai Tanszék) és Dr. Kern Zoltánnak (MTA Földtani és Geokémiai Intézet) az alapos és folyamatos szakmai irányításért. Valamint hálás vagyok támogatásukért, ami lehetővé tette hazai és külföldi konferenciákon, valamint tanulmányutakon való részvételemet, melyek nagymértékben hozzájárultak szakmai fejlődésemhez.

Ezúton szeretném megköszönni Dr. Breuer Hajnalkának (ELTE Meteorológiai Tanszék) és Dr. Pieczka Ildikónak (ELTE Meteorológiai Tanszék) az adatok feldolgozásánál nyújtott technikai segítségét, továbbá Honza Chylík-nek (UEA School of Environmental Sciences) hozzájárulását a meteorológiai adatbázissal kapcsolatos kérdések megoldásához.

Szeretnék köszönetet nyilvánítani a Campus Hungary ösztöndíjprogramnak (Támop-4.2.4.B/1-11/1-2012-0001), ami lehetővé tette egy rövid külföldi tanulmányút megvalósítását a University Centre in Svalbard (UNIS) nemzetközi intézményben, ahol a sarkvidéki és glaciológiai oktatásba, kutatásba és gyakorlatba nyertem betekintést. E tanulmányút mindenképp hozzájárult a diplomamunkám színvonalasabb elkészítéséhez.

Külön hálával tartozom családomnak önzetlen támogatásukért, és hogy döntéseimben mindvégig mellettem álltak. Továbbá köszönettel tartozom diáktársaimnak, barátaimnak, és mindazon külföldi ösztöndíjas útajaim során szerzett ismerősömnek, akik bátorítottak és inspirálóan hatottak rám. Az említettek nemcsak tanulmányaim sikerességéhez, de személyiségem más oldalainak kibontakoztatásához is hozzájárultak.

## IRODALOMJEGYZÉK

- Alexander, M. A., Penland, C., 1996: Variability in a mixed layer ocean model driven by stochastic atmospheric forcing. *Journal of Climate*, 9 (10), 2424–2442.
- Alexander, M. A., Bladé, I., Newman, M., Lanzante, J. R., Lau, N.-C., Scott, J. D., 2002: The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air–Sea Interaction over the Global Oceans. *J. Climate*, 15, 2205–2231.
- Anonymous, 1969: Mass-balance terms. *J. Glaciol.*, 8 (52), 3–7.
- Ambaum, M. H. P., Hoskins, B. J., Stephenson, D. B., 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?. *J. Climate*, 14, 3495–3507.
- Bartholy J., Pongrácz R., 2006: Regional effects of ENSO in Central/Eastern Europe. *Advances in Geosci.*, 6, 133–137.
- Baraer, M., Mark, B. G., McKenzie, J. M., Condom, T., Bury, J., Huh, K., Portocarrero, C., Gomez, J. Rathay, S., 2012: Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58 (207), 134–150.
- Barnston, A. G., Livezey, R. E., 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Mon. Weather Rev.*, 115, 1083–1126.
- Barnston, A. G., Livezey, R. E., 1991: Statistical prediction of January-February mean northern hemisphere lower tropospheric climate from the 11-year solar cycle and the Southern Oscillation for west and east QBO phases. *J. Climate*, 4, 249–262.
- Benn, D. I., Evans, D. J. A., 1998: *Glaciers and Glaciation*. Arnold. 734 p.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the tropical Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163–172.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kaab, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., Frey, H., Kargel, J. S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., Stoffel, M., 2012: The state and fate of Himalayan Glaciers. *Science*, 336 (6079), 310–314.
- Boyarsky, I. Y. (Ed.), 1978: *Lednik Djankuat (Djankuat Glacier)*, Gidrometeoizdat, Saint Petersburg, 184 p.
- Brock, B. W., Mihalcea, C., Kirkbride, M. P., Diolaiuti, G., Cutler, M. E. J., Smiraglia, C., 2010: Meteorology and surface energy fluxes in the 2005–2007 ablation seasons at the Miage debris covered glacier, Mont Blanc Massif, Italian Alps. *Geophys. Res. Lett.*, D09106.
- Casassa, G., López, P., Pouyaud, B., Escobar, F., 2009: Detection of changes in glacial run-off in alpine basins: examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes. *Hydrological Processes*, 23, 31–41.
- Chiang, J. C. H., Vimont, D. J., 2004: Analogous meridional modes of atmosphere-ocean variability in the tropical Pacific and tropical Atlantic. *J. Climate*, 17 (21), 4143–4158.
- Cogley, J. G., 2010: Mass-balance terms revisited. *Journal of Glaciology*, 56 (200), 997–1001.
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson L., Zemp, M., 2011: *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS, Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, 114 p.
- Collins, D. N., 2008: Climatic warming, glacier recession and runoff from Alpine basins after the Little Ice Age maximum. *Annals of Glaciology*, 48 (1), 119–124.
- Deser, C., Alexander, M. A., Timlin, M. S., 2003: Understanding the Persistence of Sea Surface Temperature Anomalies in Midlatitudes. *Journal of Climate*, 16, 57–72.
- Deser, C., Phillips, A. S., Hurrell, J. W., 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Climate* 17, 3109–24.
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S.-P., Phillips, A. S., 2010: Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2, 115–43.
- Enfield, D. B., Mayer, D. A., 1997: Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 102, 929–945.
- Enfield, D. B., Mestas-Nunez, A. M., Trimble, P. J., 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2077–2080.
- Enfield, D. B.; Cid-Serrano, L., 2010: Secular and multidecadal warmings in the North Atlantic and their relationships with major hurricane activity. *International Journal of Climatology*, 30 (2), 174–184.
- Fleming, K. M., Dowdeswell, J. A., 1997: Modelling the mass balance of northwest Spitsbergen glaciers to climate change. *Annals of Glaciology*, 24, 203–210.
- Francis, R. C., Hare, S. R., Hollowed, A. B., Wooster, W. S., 1998: Effects of interdecadal climate variability on the oceanic ecosystems of the Northeast Pacific. *Fisheries Oceanography*, 7, 1–21.
- Francou, B., Vuille, M., Wagon, P., Mendoza, J., Sicart, J.-E., 2003: Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *J. Geophys. Res.*, 108 (D5), 4154.

- Gardner, A.S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W. T., Kaser, G., Ligtenberg, S. R. M., Bolch, T., Sharp, M. J., Hagen, J. O., van den Broeke, M. R., Paul, F., 2013: A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*, 340 (6134), 852-857.
- GCOS, 2004: Implementation plan for the Global Observing System for Climate in support of the UNFCCC. Report GCOS – 92 (WMO/TD No.1219), 136 p.
- Greatbatch, R. J., 2000: The North Atlantic Oscillation. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, Entretiens Jacques-Cartier, Montreal, 50 p.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., 1995: Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climatechange effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glac.*, 21, 206-212.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., Zemp, M., 2007: Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of Glaciology*, 46, 150-160.
- Haeberli, W., Paul, F., Zemp, M., 2013: Vanishing Glaciers in the European Alps. Fate of Mountain Glaciers in the Anthropocene, Pontifical Academy of Sciences, Scripta Varia, 118, 9 p.
- Hagg, W., Shahgedanova, M., Mayer, C., Lambrecht, A., Popovnin, V., 2010: A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections. *Global and Planetary Change*, 73 (3-4), 161-171.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lo, K., Lea, D. W., Medina-Elizade, M., 2006: Global temperature change. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 103, 14288-14293.
- Hare, S. R., 1996: Low frequency climate variability and salmon production. Ph.D. Dissertation. Univ. of Washington, Seattle, WA, 306 p.
- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., Lister, D. H., 2014: Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset, *Int. J. Climatology*, 34, 623-642.
- Hay, J. E., Fitzharris, B. B., 1988. The synoptic climatology of ablation on a New Zealand glacier. *Journal of Climatology*, 8, 201–215.
- Hodson. A. J., Gurnell, A.M., Washington, R., Clark, M.J., Tranter, M., 1998: Meteorological and runoff time series from a High-Arctic, glaciated basin, Svalbard. *Hydrological Proceedings*, 12 (3), 509–526.
- Hoinkes, H., Rudolph, R., 1962: Variations in the mass balance of Hintereisferner (Oetztal Alps), 1952-61, and their relation to variations of climatic elements. *International Association of Hydrological Sciences*, 58, 16-28.
- Hoinkes, H. C., 1968: Glacier variation and weather. *Journal of Glaciology*, 7 (49), 3-19.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Hurrell, J. W., van Loon, H., 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326.
- Huss, M., 2011: Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resources Research*, 47, W07511.
- IPCC WGI, 2013 Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (published online)
- IPCC WGII, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (published online)
- Ineson, S., Scaife, A. A., 2009: The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geoscience*, 2, 32-36.
- Ishikawa, N., Owens, I. F., Sturman, A. P., 1992: Heat balance characteristics during fine periods on the lower parts of Franz Josef glacier, South Westland, New Zealand. *International Journal of Climatology*, 12, 397-410.
- Jacobsen, D., Milner, A. M., Brown, L. E., Dangles, O., 2012: Biodiversity under threat in glacier-fed river systems. *Nature Climate Change*, 2, 361-364.
- Jóhannesson, T., Aðalgeirsdóttir, G., Ahlström, A., Andreassen, L. M., Beldring, S., Björnsson, H., Crochet, P., Einarsson, B., Elvehøy, H., Guðmundsson, S., Hock, R., Machguth, H., Melvold, K., Pálsson, F., Radić, V., Sigurðsson, O., Thorsteinsson, T., 2012: Hydropower, snow and ice. In: *Climate Change and Energy Systems: Impacts, Risks and Adaptation in the Nordic and Baltic Countries* [Thorsteinsson, T. and H. Björnsson (eds.)]. Nordic Council of Ministers, Copenhagen, 91-111 p.
- Juhász, Á., 2012: Gleccserek a Föld hőmérője. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 116 p.
- Kalnay, E. és 21 munkatársa, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.*, 77 (3), 437-471.
- Kaser, G., 1999: A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Global Planet. Change*, 22, 93-103.
- Kern, Z.; László, P., 2010: Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaciers. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2782-2788.

- Koboltschnig, G.R., Schöner, W., Zappa, M., Holzmann, H., 2007: Contribution of glacier melt to stream runoff: if the climatically extreme summer of 2003 had happened in 1979. *Annals of Glaciology*, 46 (1), 303-308.
- Kossin, J. P., Vimont, D. J., 2007: A more general framework for understanding Atlantic hurricane variability and trends. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1767-1781.
- Kutiel, H., Benaroch, Y., 2002: North Sea Caspian Pattern (NCP) - an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology*, 71, 17-28.
- Latif, M., Grötzner, A., 2000: The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dyn.*, 16, 213-218.
- Leclercq, P. W., Oerlemans, J. 2012: Global and hemispheric temperature reconstruction from glacier length fluctuations. *Climate Dynamics*, 38, 1065-1079.
- Lefauconnier, B., Hagen, J. O., 1990: Glaciers and climate in Svalbard: statistical analysis and reconstruction of the Brøggerbreen mass balance for the last 77 years. *Annals of Glaciology*, 14, 148-152.
- Lehoczky, A., Szabó, B., Pongrácz, R., Szentkirályi, F., 2014: Testing plant phenophase as proxy: sensitivity analysis of first flowering data from the 19th century. (kézirat)
- Levermann, A., Bamber, J., Drijfhout, S., Ganopolski, A., Haerberli, W., Harris, N.R.P., Huss, M., Krüger, K., Lenton, T.M., Lindsay, R.E., Notz, D., Wadhams, P., Weber, S., 2011: Potential climatic transitions with profound impact on Europe – review of the current state of six ‘tipping elements of the climate system’. *Climatic Change*, 110, 845-878.
- Li, J., Xie, S.-P., Cook, E. R., Huang, G., D'Arrigo, R., Liu, F., Ma, J., Zheng, X.-T., 2011: Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium. *Nature Climate Change*, 1 (2), 114-118.
- Lindeman, M., Oerlemans, J., 1987: Northern hemisphere ice sheets and planetary waves: a strong feedback mechanism. *International Journal of Climatology*, 7, 109-117.
- McCabe, G. J., Fountain, A. G., Dyurgerov, M., 2000: Variability in winter mass balance of Northern Hemisphere glaciers and relations with atmospheric circulation. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 32, 64– 72.
- MacDonald, G. M., Case, R. A., 2005: Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08703.
- MacDonald, G. M., Case, R. A., 2006: Pacific Decadal Oscillation Reconstruction for the Past Millennium. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-023. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, Y. M., Francis, R. C., 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1069-1079.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanography*, 58, 35-44. (review)
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., Visbeck, M., 2001: North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *Int. Journal of Climatology*, 21 (15), 1863-1898.
- Maturilli, M., Herber, A., König-Langlo, G., 2013: Climatology and time series of surface meteorology in Ny-Ålesund, Svalbard. *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 155-163.
- Mo, K. C., Livezey, R.E., 1986: Tropical-Extratropical Geopotential Height Teleconnections during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2488–2515.
- Mote, T. L., 1998: Mid-tropospheric circulation and surface melt on the Greenland ice sheet. Part 1: atmospheric teleconnections. *International Journal of Climatology*, 18, 111–130.
- Newman, M., Compo, G. P., Alexander, M. A., 2003: ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate*, 16 (23), 3853-3857.
- Nussbaumer, S. U., Zumbühl, H. J., Steiner, D., 2007: Fluctuations of the ‘Mer de Glace’ (Mont Blanc area, France) AD 1500-2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 40, 175 p.
- Nye, J. F., 1960: The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. *Proceedings of the Royal Society of London, A* (256), 559-584.
- Nye, J. F., 1965: A numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat. *Journal of Glaciology*, 5 (41), 589-607.
- Oerlemans, J., Fortuin, J. P. F., 1992: Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, 258, 115-117.
- Oerlemans, J., 1994: Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science*, 264, 243-245.
- Oerlemans, J., 2001: *Glaciers and Climate Change*. A.A. Balkema Publishers, Lisse. 148 p.
- Oerlemans, J., 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675-677.



- Ostrem, G., Brugman, M., 1991: Glacier mass-balance measurements – A manual for field and office work. National Hydrology Research Institute, Canada, 224 p.
- Paterson, W. S. B., 1994: The physics of glaciers. 3rd edition, Pergamon Press, Oxford, 480 pp.
- Pohjola, V. A., Rogers, J., 1997a: Coupling between the atmospheric circulation and extremes of mass balance of Storglaciären, northern Scandinavia. *Annals of Glaciology*, 24, 229–233.
- Pohjola, V. A., Rogers, J., 1997b: Atmospheric circulation and variations in Scandinavian Glacier Mass Balance. *Quaternary Research*, 47, 29–36.
- Przybylak, R., 2003: The climate of the Arctic. In *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, Vol. 26. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, Netherland; Boston, MA; London, 272 p.
- Przybylak, R., Arazny, A., Nordli, Ø., Finkelnburg, R., Kejna, M., Budzik, T., Migala, K., Sikora, S., Puczko, D., Rymerg, K., Rachlewiczg, G., 2014: Spatial distribution of air temperature on Svalbard during 1 year with campaign measurements. *Int. J. Climatology* (Published online in Wiley Online Library).
- Rabassa, J., 2009: Impact of global climate change on glaciers and permafrost of South America, with emphasis on Patagonia, Tierra del Fuego, and the Antarctic Peninsula. *Developments in Earth Surface Processes*, 13, 415–438.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Caceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J.-E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Menegoz, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M., Wagnon, P., 2013: Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere*, 7 (1), 81–102.
- Roberts, A. M. I., 2010: Smoothing Methods. In *Phenological Research – Methods for Environmental and Climate Analysis*. Springer, London, 521 p.
- Rosenzweig, C., Casassa, G., Karoly, D., J., Imeson, A., Liu, C., Menzel, A., Rawlins, S., Root, T. L., Seguin, B., Tryjanowski, P., 2007: Assessment of observed changes and responses in natural and managed systems. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 79–131.
- Schlesinger, M. E., Ramankutty, N., 1994: An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, 367 (6465), 723–726.
- Shahgedanova, M., 2002: Climate at Present and in the Historical Past. In: *The Physical Geography of Northern Eurasia: Russia and Neighbouring States*. Shahgedanova, M. (Ed). Oxford University Press, 70–102.
- Shahgedanova, M., Stokes, C.R., Gurney, S.D., Popovnin, V., 2005: Interactions between mass balance, atmospheric circulation, and recent climate change on the Djankuat Glacier, Caucasus Mountains, Russia. *J. of Geophysical Research* 110, 14p.
- Shahgedanova, M., Hagg, W., Zacios, M., Popovnin, V., 2009: An Assessment of the Recent Past and Future Climate Change, Glacier Retreat, and Runoff in the Caucasus Region Using Dynamical and Statistical Downscaling and HBV-ETH Hydrological Model. *Regional Aspects of Climate-Terrestrial-Hydrologic Interactions in Non-Boreal Eastern Europe*. pp. 63–72.
- Shahgedanova, M., Nosenko, G., Bushueva, I., Ivanov, M., 2012: Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia, 1950–2008. *J. of Glaciology* 58 (211), 953–964.
- Tangborn, W. V., 1980: Two models for estimating climate-glacier relationships in the North Cascades, Washington, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 25 (91), 3–21.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M., 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9), 1297–1300.
- Trenberth, K. E., Hurrell, J. W., 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, 9, 303–319.
- Trigo, R. M., Osborn, T. J., Corte-Real, J. M., 2002: The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 20, 9–17.
- Tyson, P. D., Sturman, A. P., Fitzharris, B. B., Mason S. J., Owens, I. F., 1997: Circulation changes and teleconnections between glacial advances on the west coast of New Zealand and extended spells of drought years in South Africa. *International Journal of Climatology*, 17 (14), 1499–1512.
- van Oldenborgh, G. J., te Raa, L. A., Dijkstra, H. A., Philip, S. Y., 2009: Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean. *Ocean Sci.*, 5, 293–301.
- Vimont, D. J., Kossin, J. P., 2007: The Atlantic Meridional Mode and hurricane activity. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07709.

- Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G. B., Hamlet, A. F., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M. I., López-Moreno, J. I., Lorentz, S., Schädler, B., Schreier, H., Schwaiger, K., Vuille, M., Woods, R., 2011: Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 471-504.
- Voloshina, A. P., 1988: Some results of glacier mass balance research on the glaciers of the polar Urals. *Polar Geogr. Geol.*, 12 (3), 200-211.
- Walczowski, W., Piechura, J., 2011: Influence of the West Spitsbergen Current on the local climate. *Int. J. Climatol.*, 31, 1088-1093.
- Walker, G. T., Bliss, E. W., 1932: World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4 (36), 53-84.
- Wallace, J. M., Gutzler, D. S., 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109, 784-812.
- Walters, R. A., Meier, M. F., 1989: Variability of glacier mass balances in western North America, in *Aspects of Climate Variability in the Pacific and Western Americas*. *Geophys. Monogr. Ser.*, 55, edited by D. H. Peterson, AGU, Washington, D. C., p. 365- 374.
- Washington, R., Hodson, A., Isaksson, E., MacDonald, O., 2000: Northern Hemisphere teleconnection indices and the mass balance of Svalbard glaciers, *Int. J. Climatol.*, 20, 473- 487.
- WGMS, 2008: *Global Glacier Changes: Facts and Figures* (Zemp, M., Roer, I., Kääb, A., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W. eds.), UNEP, World Glacier Monitoring Service, University of Zurich, 88 p.
- Wilk, B., Shapiro, S., S., 1968: The Joint Assessment of Normality of Several Independent Samples. *Technometrics*, 10 (4), 825-839.
- Xie, S.-P., Carton, J. A., 2004: Tropical Atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts, in "Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Variability", edited by C. Wang, S.-P. Xie, and J. A. Carton, AGU Press, 36 p.
- Xie, Z. C., Wang, X., Feng, Q. H., Kang, E. S., Li, Q. Y., Cheng, L., 2006: Glacial runoff in China: an evaluation and prediction for the future 50 years. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 28 (4), 457-466.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., 2006: Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33, L13504.
- Zemp, M., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2007: Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change*, 56, 83-100.
- Zemp, M., Paul, F., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2008: Glacier fluctuations in the European Alps 1850-2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: Orlove, B., Wiegandt, E. and B.H. Luckman (eds.): *Darkening Peaks – Glacial Retreat, Science and Society*. University of California Press, 152-167 p.
- Zemp, M., Andreassen, L.M., Braun, L.N., Chueca, J., Fischer, A., Hagen, J.O., Hoelzle, M., Jansson, P., Kohler, J., Meneghel, M., Stastny, P., Vincent, C., 2010: Glaciers and Ice Caps. In: T. Voigt, H.- M. Füssel, I. Gärtner-Roer, C. Huggel, C. Marty, M. Zemp (eds.). *Impacts of climate change on snow, ice, and permafrost in Europe: Observed trends, future projections, and socio-economic relevance* (pp. 46-65). European Topic Centre on Air and Climate Change, Technical Paper, 13.
- Zhang, Y., Wallace, J. M., Battisti, D. S., 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, 10, 1004-1020.

#### **Internetes hivatkozások:**

- [1 – NCEP honlap] <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>
- [2 – WGMS honlap] <http://www.wgms.ch/fog.html>
- [3 – NERC honlap] [http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk\\_ATOM\\_ACTIVITY\\_0c08abfc-f2d5-11e2-a948-00163e251233](http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk_ATOM_ACTIVITY_0c08abfc-f2d5-11e2-a948-00163e251233)
- [4 – ESRL honlap] <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>
- [5 – CRU honlap] <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/pci.htm>
- [6 – JISAO honlap] <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>
- [7 – NCDC honlap] <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/pubs/mann2009b/mann2009b.html>
- [8 – Hurrell honlap] <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>
- [9 – StatSoft, Inc., 2013, kézikönyv] <http://www.statsoft.com/textbook/>