

**ÉGHAJLATI ÉS KÖRNYEZETI VÁLTOZÁSOK  
REKONSTRUKCIÓJA FAÉVGYŰRŰK ÉS BARLANGI  
JÉG VIZSGÁLATA ALAPJÁN**

**DOKTORI ÉRTEKEZÉS**

**KERN ZOLTÁN**

FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

VEZETŐ: DR. GÁBRIS GYULA, D.SC. EGYETEMI TANÁR

FÖLDRAJZ-METEOROLÓGIA PROGRAM

VEZETŐ: DR. NEMES-NAGY JÓZSEF, D.SC. EGYETEMI TANÁR

TÉMAVEZETŐK

DR. GÁBRIS GYULA, D.SC. EGYETEMI TANÁR

(TERMÉSZETFÖLDRAJZI TANSZÉK)

DR. KÁZMÉR MIKLÓS, D.SC. TANSZÉKVEZETŐ EGYETEMI DOCENS

(ÖSLÉNYTANI TANSZÉK)

KONZULENS

DR. FÓRIZS ISTVÁN, PH.D. (MTA, GEOKÉMIAI KUTATÓINTÉZET)

ELTE TTK, FFI; MTA GKKI

2010

1. Bevezetés .....	3
1.1. Az éghajlati és környezeti rekonstrukciók jelentősége és forrásai .....	3
1.2. A hazai faévgyűrűvizsgálatok .....	7
1.3. Barlangi jégvizsgálatok .....	7
1.4. A dolgozat szerkezete .....	8
2. A július-augusztusi középhőmérséklet rekonstrukciója 1160-tól napjainkig cirbolyafenyők évgyűrűszélességei alapján a Kelemen-havasokban .....	9
2.1.1. Helyszín .....	9
2.1.2. Kémbányászat a Román-Negojon .....	11
2.2. Módszerek .....	11
2.2.1. Mintagyűjtés, mintaelőkészítés a dendroklimatológiai vizsgálatokhoz .....	11
2.2.2. Mintagyűjtés, mintaelőkészítés a dendrokémiai vizsgálatokhoz .....	11
2.2.3. Mérés, kronológiaépítés .....	12
2.2.5. Standardizálás .....	15
2.2.5.1. Standardizálás a dendroklimatológiai vizsgálatához .....	15
2.2.5.2. Standardizálás a dendrokémiai vizsgálat esetében .....	17
2.2.6. Léghőmérsékleti adatok .....	18
2.2.7. Cirbolyaindex és a hőmérsékleti rekonstrukció .....	19
2.2.7.1. A havi léghőmérséklet és a cirbolyanövekedés .....	19
2.2.7.2. Hőmérsékleti rekonstrukció .....	19
2.3. Eredmények .....	20
2.3.1. Cirbolya növekedés – éghajlat – emberi zavarás .....	20
2.3.1.1. Az évgyűrűszélesség kronológia .....	20
2.3.1.2. A növekedést befolyásoló fő éghajlati tényező .....	22
2.3.1.3. Leromló hőmérsékleti érzékenység és a kémbányászat .....	25
2.3.2. A július-augusztusi középhőmérséklet rekonstrukciója .....	28
2.3.2.1. A kalibráció és ellenőrzése .....	28
2.3.2.2. A rekonstrukció jelentősége .....	31
2.3.2.3. Rekonstruált július-augusztusi középhőmérséklet 1163-tól .....	33
3. A lucfenő faanyagának sűrűsége és a június-szeptemberi középhőmérséklet rekonstrukciója maximum és minimum sűrűség adatok kombinált alkalmazásával .....	37
3.1. Bevezető .....	37
3.2. Anyag és módszerek .....	38
3.2.1. Röntgenes sűrűségadatok .....	38
3.2.2. Standardizáció, index számítás .....	39
3.2.3. Léghőmérsékleti adatok .....	39
3.2.4. Az éghajlati jel vizsgálata .....	40
3.2.5. Rekonstrukciós kísérletek .....	41
3.3. Eredmények, Következtetések .....	42
3.3.1. Novaci-i lucok MXD és MND adatai .....	42
3.3.2. A hőmérséklet és a luc faanyag sűrűsége közti kapcsolat .....	45
3.3.3. A kalibrációs kísérletek összehasonlítása .....	46
3.3.4. A június-szeptemberi középhőmérséklet rekonstrukciója 1821-ig maximum és minimum sűrűség adatok kombinált alkalmazásával .....	49
4. Éghajlati változások rekonstrukciója az elmúlt kétezer esztendőben barlangi jegek vizsgálata alapján, és néhány további kapcsolódó eredmény .....	53
4.1. A barlangok bemutatása .....	53
4.1.1. Az Eszkimó-jégbarlang .....	54
4.1.2. A Porcika-hóakna .....	54

4.2. Vizsgálati anyag és módszerek.....	56
4.2.1. A helyi csapadékvíz gyűjtése .....	56
4.2.2. Jégfúrások.....	56
4.2.2.1. Az Eszkimó-barlang jégblokkjának fúrása.....	57
4.2.2.2. A Porcika-hóakna jégblokkjának fúrása.....	57
4.2.3. Stabilizotópos mérések.....	57
4.2.3.1. Az Eszkimó-barlangi jégfurat mintáinak stabil oxigénizotópos mérése .....	58
4.2.3.2. A csapadékvíz minták stabilizotópos mérése .....	58
4.2.4. Kormeghatározás porcikai famintákon.....	59
4.2.5. Trícium koncentráció meghatározása a BA és BB furatok mintáiban .....	60
4.2.6. A csapadék trícium tartalmának múltbéli értékeire vonatkozó becslés a környező GNIP/ISOHIS állomások adatai alapján .....	60
4.2.7. Felszíni hőmérséklet adatok .....	61
4.2.9. Az ESK furat mintáihoz használt kor-mélység modell .....	63
4.3. Eredmények.....	65
4.3.1. A bihari csapadékvíz jellemzői .....	65
4.3.1.1. A bihari csapadékvíz stabilizotópos összetétele és a helyi csapadékvízvonal ....	65
4.3.1.2. A csapadékvíz stabilizotópos összetétele és a léghőmérséklet közti összefüggés .....	67
4.3.2. Trícium tartalom a Porcika-barlang jégfurataiban.....	71
4.3.3. A Porcika-hóakna famaradványain végzett kormeghatározások eredményei .....	72
4.3.4. Az Eszkimó-barlang jegének stabil oxigénizotópos adatai .....	73
4.3.5. Az ESK furat kor-mélység modellje .....	75
4.4. Következtetések.....	75
4.4.1. A BB furat trícium adatainak megfeleltetése a múltbéli csapadék trícium tartalmára készített becslés adataival, a kor-mélység összefüggés és a levonható következtetések ....	75
4.4.3. Az ESK furat stabil oxigénizotópos adatainak időbeli változása és a levezethető hőmérsékleti rekonstrukció.....	80
5. A előző fejezetekben bemutatott három rekonstrukció térbeli érvényessége.....	88
6. Összehasonlítás más rekonstrukciókkal, és a Kárpát-medencére vonatkozó néhány megállapítás az elmúlt évezred téli–nyári középhőmérsékletének változásával kapcsolatosan .....	95
7. Összegzés .....	100
Irodalomjegyzék .....	103

## 1. BEVEZETÉS

### 1.1. Az éghajlati és környezeti rekonstrukciók jelentősége és forrásai

Egy területet benépesítő embercsoport, társadalom életfeltételeit nagyban meghatározza a területre jellemző éghajlat. Az éghajlat társadalomalakító hatása hagyományosan az élelemszükséglet előteremtésének a feltételeit befolyásolja, de fontos hatása van az építkezési megoldások alakulására, vagy a szállítás, közlekedés lehetőségeire is. Az egészségi állapot szintén szoros összefüggésben van a környezet alakulásával.

A Középkorban még súlyos társadalmi gondokat, éhínséget, elvándorlást okozott néhány gyenge termésű esztendő (pl. PFISTER & BRÁZDIL 2006, RÁCZ 2008). A nagy népességű, fejletlen gazdaságú országokban a közeljövőben is komoly élelemhiányt okozhatnak a szélsőséges időjárású évek.

Bár a világméretű kereskedelem erősödésével a fejlett országokban az élelmezés kevésbé érzékeny a kedvezőtlen időjárású évekre, ezeken a területeken is jelentős változásokat, szociális gondokat indukálnak a közelmúlt időjárási szélsőségei. A társadalom számára talán legérzékenyebb terület az egészségügy. Példának okáért a gyakoribbá váló hőhullámok, hőségnapok (SCHÄR et al. 2004, DELLA-MARTA et al. 2007) idején a halálesetek számának szignifikáns emelkedését regisztrálják (GRIZE et al. 2005, NOGEIRA et al. 2005, CHUNG et al. 2009) és kiemelten veszélyeztetettek a szív- és érrendszeri megbetegedésben szenvedők. Bizonyos járványos megbetegedések (VALLERON & BOUMENDIL 2004, STENSETH et al. 2006) gyakoriságának alakulása igazoltan összefügg az éghajlat alakulásával. Ugyancsak kapcsolatba hozhatók a napjainkban zajló éghajlati változások és egyes rovarok által terjesztett fertőző betegségek (pl. malária, Lyme-kór) gyakoribb előfordulása (TAKKEN et al. 1995, PÁLDY et al. 2004).

Ha meg kívánjuk ítélni, hogy az utóbbi években tapasztalt éghajlati események, amelyekkel a fenti egészségügyi jelenségeket is kapcsolatba hozzák, valóban rendkívülinek tekinthetők-e, kézenfekvő, hogy a meteorológiai adatok idősorait vizsgáljuk. De műszeres észlelésből származó meteorológiai adatok csupán néhány kivételes helyen állnak pár száz évre rendelkezésre.

A leghosszabb műszeres mérésből származó hőmérsékleti idősor a Közép-angliai Középhőmérséklet, mely 1659-től kezdődik (MANLEY 1974). A Kárpát-medencében a budai királyi Csillagdában 1780-tól jegyezték a napi hőmérséklet alakulását (RÉTHLY 1914). A másik fontos meteorológiai elem a csapadék. A leghosszabb ismert csapadékidőssorral az angliai Kew rendelkezik, ahol 1697-től jegyezték a csapadék alakulását (WALES-SMITH

1971). A Kárpát-medencében Buda (1782) és Kolozsvár (1833) mondhatja magáénak a legrégebb csapadékmérési idősorokat (HEGYFOKY 1910), a leghosszabb, többé-kevésbé folytonos, csapadékszélés alapján rögzített idősorokat Buda (1841) és Nagyszében (1851) észlelőhelyekről jegyzik.

A kezdetben egyedi mérőhelyekre korlátozódó észlelésekből Nyugat-Európában csak a XIX. század közepére kezdett valódi észlelőhálózat kialakulni. A Kárpát-medencében az 1850-es évektől folynak dokumentáltan, észlelőhálózatban folytatott megfigyelések. A Meteorológiai Központi Intézet 1870-es megalakulását követően az észlelések rendezett formában dokumentálásra kerültek és 1871-től évkönyv formájában meg is jelentek (SCHENZL 1873).

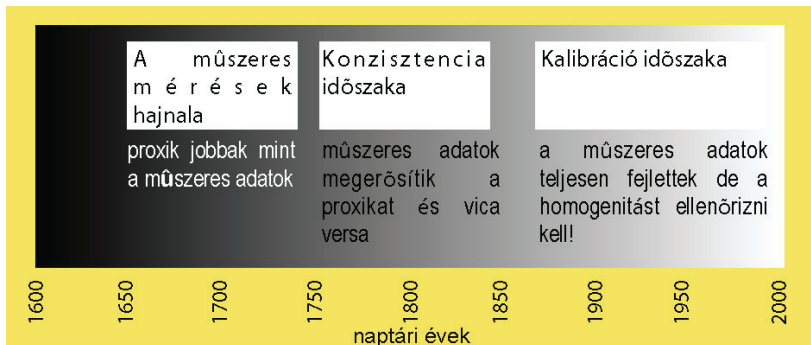
Tehát, ha az éghajlat ingadozásait kívánjuk tanulmányozni meg kell állapítanunk, hogy műszeres meteorológiai észlelésekből származó adatok viszonylag rövid időre állnak rendelkezésünkre. Kiemelten igaz ez a megállapítás, ha arra a kérdésre keressük a választ, hogy az elmúlt évszázad utolsó negyedétől tapasztalt változások mértéke, időtartama, sebessége rendkívülinek nevezhető-e, azaz valóban olyan éghajlati stressz helyzettel kell szembenéznünk, amelyhez mérhető az elmúlt pár évezredben még sohasem tapasztaltunk. A válaszhoz olyan, hosszabb idősorokat kell előállítanunk, amelyek segítségével megítélhetjük, hogy milyen volt az éghajlat természetes változékonysága az antropogén éghajlati kényszerek (emberi tevékenységhez köthető hatások, amelyek változást eredményeznek az éghajlati rendszer működésének alapvető határfeltételeiben) jelentőssé válása előtti időszakban (CROWLEY & LOWERY 2000, MIKA et al. 2000, BRADLEY et al. 2003). Ha képet akarunk nyerni arról, hogy a műszeres méréseket megelőző időszakban milyen átlagértékek és ingadozások jellemezték az éghajlati rendszert, akkor olyan adatokat, forrásokat kell keresnünk, amelyek szoros és stabil fizikai, logikai kapcsolatban vannak valamely éghajlati elem váltakozásával.

Ezeket, a műszeres méréseket helyettesítő, közelítő adatokat az angolból átvett kifejezéssel éghajlati proxy-nak nevezzük. A proxy-k alkalmazásával lehetséges bizonyos éghajlati karakterisztikák elfogadható pontosságú jellemzése a műszeres méréseket megelőző időszakra is.

A rekonstruált éghajlati idősorok alapján meghatározott globális, vagy félgömbi idősorok alapvető fontosságúak a modellek által szolgáltatott eredmények pontosságának értékelésekor (CROWLEY 2000, ANDRONOVA et al. 2004). Az általános cirkulációs modellek regionalizálásakor pedig a beágyazott modellekkel történő leskárázásnál a peremfeltételek, alapbeállítások meghatározásában játszhatnak fontos szerepet (BENISTON 2002). A

rekonstrukcióval nyert paleo-adatok alapján a modellek közül kiszűrhetjük azokat, melyek érzékenysége kívül esik a valóságosnak tekinthető tartományon (túl érzékeny, vagy nem eléggé érzékeny) (IPCC 2007, SCHNEIDER VON DEIMLING et al. 2008). Részben ennek köszönhető, hogy friss modelleredmények egyértelmű bizonyítékát adták, hogy a proxy adatok felhasználásával a modellbecslések bizonytalansága számottevően csökkenthető (YAMAKAZI et al. 2008)

BÖHM (2003) szerint a műszeres észlelések pontossága csak a 19. sz végétől megfelelő az éghajlati változások elemzésére (kalibráció időszaka), ám a homogenitás vizsgálata ebben az időszakban is elengedhetetlen. A megelőző kb. 150 évben (konzisztencia időszaka) a proxy adatok és a korai műszeres adatok megerősíthetik egymást. A még korábbi időszakban (műszeres időszak hajnala) a proxy adatok már egyértelműen megbízhatóbbak a műszeres adatoknál (1.1. ábra).



1.1. ábra. A műszeres meteorológiai észlelések fejlődésének minőségi szakaszai. (BÖHM 2003 alapján)

A műszeres észleléseket megelőző korok éghajlati viszonyainak rekonstruálására számos forrás kínálkozik. A forrásoknak két lényegesen különböző típusát különböztethetjük meg az emberi tevékenység nyomán fennmaradt történeti, és a természeti folyamatok eredményeként keletkezett természettudományos forrásokat (1.1. táblázat).

Hazánkban az írott források feldolgozása (KISS 1999, 2009, RÁ CZ 1999, 2001, 2008, BRÁZDIL & KISS 2001, BARTHOLY et al. 2004, KISS et al. 2006, VADAS 2008, VADAS & KISS 2009) mellett a növény fenológiai adatokból (PÉ CZELY 1982, STREŠTÍ K & VERŐ 2000) is született már rekonstrukció. A természettudományos módszerek közül a fűrőlyuk

hőmérsékletek (BODRI & DÖVÉNYI 2004, BODRI et al. 2009), a barlangi karbonátos üledékek stabilizotópos és nyomelem vizsgálata (SIKLÓSY et al. 2005, 2006, 2009a, b) és a dendroklimatológia témaköréből (KERN 2007, KERN et al. 2009a) a közelmúltban jelentek meg az első tanulmányok.

*1.1. táblázat. Múltbéli időjárás és éghajlat rekonstrukciójára alkalmas források áttekintése. (Pfister 1995, 1999 alapján)*

	Természettudományos		Történeti	
			Mérés	Megfigyelés
Direkt megfigyelés és műszeres mérés			Korai műszeres észlelések (légnomás, hőmérséklet, csapadék)	Napi időjárási feljegyzések, Időjárási eseményhez köthető katasztrófák leírása (árvíz, szélvihar, szárazság stb.)
Indirekt (proxi)	<u>Szerves</u> <b>Faévgvűrű</b> -szélesség -sűrűség ----- Faanyag stabilizotópos összetétele ----- <b>Növényi mikrofosziliák</b> -virágpor szemek -spóra -növényi opálszemcsék -diatoma <b>Növényi és állati makrofosziliák</b>	<u>Nem szerves</u> <b>Geokémia</b> -jégfuratok -korallok ----- -barlangi karbonátok stb. <b>Geológia:</b> -varvok -mélytengeri üledékek stb. <b>Geofizika</b> -fűrőlyuk hőmérséklet <b>Geomorfológiai</b> -morénák -tavi színlők -fagyékek stb.		
			<b>Képi dok.</b>	Festmények, fényképek
			<b>Tárgyi dokumentum</b>	Régészeti leletek

A közvetett éghajlati idősorok létrehozásában a természettudományos módszerek között kiemelkedő jelentőséggel bírnak a rétegzett anyagok. Esetükben ugyanis a rétegzettség egyrészt fontos környezeti információt hordozhat (pl. szemcseméret változás), másrészt a

változások korolásában is meghatározó szerephez juthat a rétegzett jelleg (pl faévgyűrűk, varvok) ahol a rétegek éves ill. évszakos időszakokat jelölnek.

### **1.2.A hazai faévgyűrűvizsgálatok**

Magyarországon a tudományos igényű évgyűrűvizsgálatok a 70-es években vették kezdetüket, azonban az első munkák jellemzően egyedi minták elemzésére korlátozódtak (MAJER 1972, HORVÁTH 1974, PAPP 1984, 1986).

A régészeti faanyagok datálása iránti igény indította útjára hazánkban is a szisztematikus dendrokronológiai vizsgálatokat, de ezek, régészeti jelentőségük okán, kizárólag a tölgyekre összpontosítottak (GRYNAEUS 1995).

A hazai régészeti feltárásokon előkerült fa leleteken már több sikeres dendrokronológiai kormeghatározás történt (pl.: ILON et al. 2001; KERTÉSZ et al. 2005, GRYNAEUS 2006, GRYNAEUS & SARKADI 2007). Emelett említést érdemelnek az erdőszeti (MAJER 1972, SZABADOS 2006, 2007), hidrológiai (HORVÁTH 2004) és a restaurátori (MORGÓS 2002, 2007) szempontú alkalmazások. Azonban az évgyűrűszélességek és az éghajlati elemek kapcsolata hazánkban mindmáig kevésbé vizsgált kérdéskörnek számít (BABOS 1984, 1986, SZABADOS 2006, 2007). Szigorú értelemben vett évgyűrű alapú éghajlati rekonstrukció pedig a közelmúltig egyáltalán nem készült. A hazai dendrokronológiai kutatások részletesebb története GRYNAEUS (2009) tanulmányából részletesen megismerhető.

### **1.3. Barlangi jégvizsgálatok**

A barlangi jégüledékek geokémiai szempontú vizsgálata, a kinyerhető glaciokémiai információk alkalmazása éghajlati és környezeti rekonstrukciókban még nemzetközi viszonylatban is új kutatási iránynak számít. Az első néhány részeredményt követően körvonalazták a barlangi jégvizsgálatokban rejlő éghajlati és környezetrekonstrukciós lehetőségeket (CITTERIO et al. 2004, HOLMLUND et al. 2005, LUETSCHER 2005, YONGE & MACDONALD 1999). Az úttörő munkák közül a Jura-hegység (LUESCHER et al 2007, STOFFEL et al. 2009) és a Bihar (FŐRIZS et al. 2004, KERN et al. 2003, PERŞOIU et al. 2007a,b) jegesbarlangjaiban végzett vizsgálatok már valódi, éghajlati rekonstrukciók irányába mutató igéretes eredményeket is hoztak. De kvantitativ éghajlati rekonstrukció barlangi jég kémiai paraméterei alapján korábban még a világ egyetlen barlangjában sem készült.



#### 1.4. A dolgozat szerkezete

A disszertáció keretei között, három esettanulmány kerül bemutatásra, melyek rétegzett anyagokból nyert proxy adatok alapján múltbéli környezeti események, illetve éghajlati elemek múltbéli változásának rekonstrukciójára szolgálnak példák. Az első két példa olyan eseteket dolgoz fel, amikor a fa, mint rétegzett biológiai adatörző, a vizsgált proxy, így a rétegzett anyag rétegei éves rétegzettséget mutatnak. Az első esettanulmányban a Kelemen-havasok felső erdőhatáráról származó, részben saját gyűjtésű cirbolyafenyő minták évgyűrűszélességének változásából levezetett július-augusztusi hőmérsékletváltozás rekonstrukciójáról lehet olvasni. A második esettanulmányban nemzetközi elektronikus adatbázisból származó, lucfenyők röntgenes sűrűség adatai és a levezethető nyári középhőmérséklet-rekonstrukció kerül tárgyalásra. A harmadik esettanulmányban két rétegzett jégüledéket őrző barlang (Eszkimó-jégbarlang, Porcika-hóakna) padozati jegének tanulmányozása során gyűjtött tapasztalatok kerülnek bemutatásra. Ebben az esetben a barlangi jégből kiemelt jégfuratok stabil oxigénizotópos adatai szolgálnak hőmérsékleti proxiként a felszíni léghőmérséklet múltbéli ingadozásainak nyomozásához. A barlangi jég, mint rétegzett üledékföldtani adatörző, esetében a rétegek nem feltétlenül jeleznek éves egységeket, illetve több rétegtípus is megjelenhet, melyek eredete is lényegesen különböző.

A három rekonstrukció térbeli érvényességi tartományát a 20. sz-i műszeres adatokkal (állomásmérési ill. területileg átlagolt adatok) számított térbeli korrelációs vizsgálatokkal igyekszem felderíteni (5. fejezet).

A következő fejezetben (6. fejezet) a különböző módszerekkel nyert rekonstrukciók összevetésére kerül sor. Mivel mindhárom esettanulmány a Kárpát-medence keleti részére szolgált egy-egy rekonstruált hőmérsékleti idősort, így összehasonlításuk rendkívül érdekes, hisz a múltbéli éghajlat-ingadozások térbeli különbségeire tudunk következtetni. Ezen túl a disszertációban bemutatott rekonstrukciókat szomszédos területek rekonstruált éghajlati adataival, korai műszeres mérések idősoraival is összehasonlítom.

A dolgozatot összefoglalás zárja le.

## 2. A JÚLIUS-AUGUSZTUSI KÖZÉPHŐMÉRSÉKLET REKONSTRUKCIÓJA 1160-TÓL NAPJAINKIG CIRBOLYAFENYŐK ÉVGYŰRŰSZÉLESSÉGEI ALAPJÁN A KELEMEN-HAVASOKBAN

### 2.1.1. Helyszín

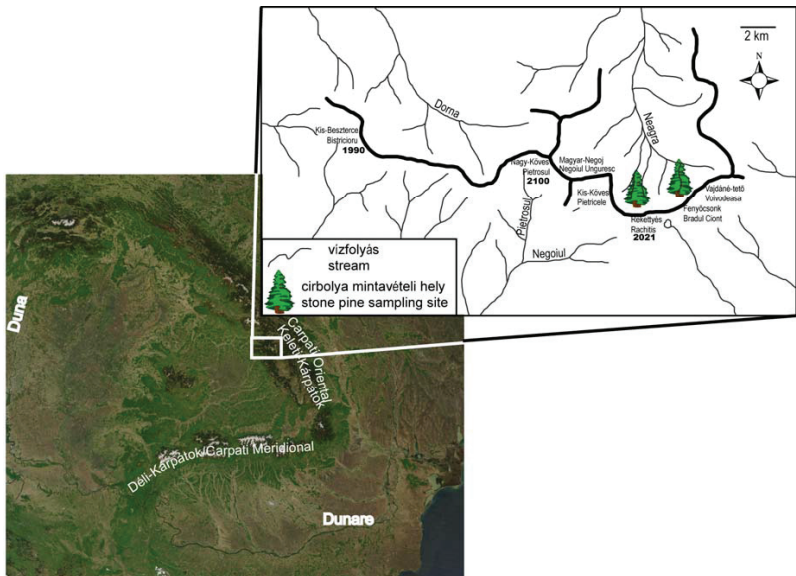
A Kelemen-havasok a Kárpátok vulkáni vonulatának legmagasabb tagja. A hegység központi részén az erdőhatár fölé emelkedik. Szubalpin növényzeti zóna helyezkedik el az erdőhatár felett, míg a legmagasabb csúcson zuzmóval fedett köves tundra foltjai találhatók (NAGY et al. 2006). A természetes felső erdőhatár (~1780 m tszfm) jól megőrződött a meredek északi lejtőkön, ahol az antropogén hatások (pl. legeltetés, fakitermelés) mértéke elhanyagolható. Az erdőhatárt lucfenyő (*Picea abies*) és cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) alkotja.

A terület cirbolyafenyvesei a faj európai elterjedésének keleti peremvidékét képviselik (2.1. ábra). A populáció génállománya, a többi szigetszerű kárpáti előforduláshoz hasonlóan, több egyedi haplotípussal is jellemezhető, ezért a faj genetikai változatosságának szempontjából is védelemre érdemes (HÖHN et al. 2009). A cirbolya a Maros völgye felé ereszkedő déli lejtőkön is megjelenik, de legtömegesebb állományai a Rekettyés-csúcs (Rachitis) és Kis-Köves-tető (Pietricele) északi lejtőin találhatók (HÖHN 2001).

A kutatási terület a Rekettyés-csúcs (Rachitis) és a Fenyőcsokk-csúcs (Bradul Ciont) közti gerincszakasz északi oldalán a felső erdőhatár/fahatár zónájában helyezkedik el (2.2. ábra). Itt 2003 és 2006 között több alkalommal is történt mintagyűjtés élő fákból, és számos erdőben talált, kidőlt fatörzsből.



2.1.ábra. A cirbolyafenyő (*Pinus cembra* L.) elterjedési területe (világoskék). (EUFORGEN 2009)



2.2. ábra. A Kelemen-havasok a Keleti-Kárpátok északi részén helyezkedik el. A rajzos ábra a kutatási terület hegységen belüli helyzetét mutatja be. (a MODIS felvétel a <http://visibleearth.nasa.gov> helyről származik.)



2.3. ábra. A Kelemen-havasok központi területének látképe közepén a felhagyott kénbányával.

## 2.1.2 Kémbányászat a Román-Negojon

A cirbolyaállományokhoz viszonylag közel található a Keleti-Kárpátok legnagyobb külszíni fejtése (2.3. ábra), ahol ként termeltek ki. A bányászat 1965-ben kezdődött a Román Negoj (Negoiu Romanesc) térségében és 1970-től ért el nagyobb mértéket (BRĂDUS & CRISTEA 2004). Az éves termelésről megbízható, számszerű adatok nem lelhetők fel, de a szórványos leíró feljegyzések és a helyiek szóbeli közlése alapján a kénkitermelés 1974 és 1986 között volt a legintenzívebb. Az átlagos éves termelés 1986 után gyors ütemben csökkent, mivel a kitermelés gazdaságtalanná vált. A bánya hivatalosan csak 1992-ben zárt be, de gyakorlatilag 1986 tekinthető a bányászati tevékenység végdátumának. Az évek óta felhagyott bányaterületen 2009-ben kezdődött meg a rekultiváció. A külszíni bányászkodás és a cirbolyafenyők növekedése közti összefüggésekről a 3.1.3 fejezetben esik majd szó.

2.1. táblázat. A kémiai vizsgálatba vont fák jellemző adatai

	Évgyűrűk		Kémiai elemzés	S/G	Á (±sd) (mm)
	A mintában	PO			
STP1	1766-2007	~10	1937-2007	1962-63	0,72±0,27
STP2	1914-2007	~4	1917-2007	1988-89	1,87±0,76
STP3	1884-2007	>50	1915-2007	1979-80	0,66±0,28

PO: a béli hiányzó évgyűrűk becsült száma, S/G: szijács geszt határ, Á: átlagos évgyűrűsűrűség

## 2.2. Módszerek

### 2.2.1. Mintagyűjtés, mintaelőkészítés a dendroklimatológiai vizsgálatokhoz

Az élő fák mintázása a szabványos és egyezményes módszertani elveket (FRITTS 1976, COOK & KAIRIUKSTIS 1990, POPA 2004) követve történt az 1450 és 1850 m tszf közötti magassági zónában. A mintaterületen belül csekély mértékű volt a környezeti tényezők változékonysága. Ez biztosítja, hogy a növekedésre vonatkozó információ ökológiailag homogén halmazból származik.

Az élő fákból növedékfúróval 4 mm átmérőjű növedékcspat vettünk. A holt fákból 8-10 cm vastagságú korongot fűrészeltünk. A minták felszínét szalagcsiszolóval és fokozatosan finomodó csiszolópapírt alkalmazva munkáltam meg, majd políroztam, ezáltal az évgyűrűhatárok fénymikroszkóp alatt tanulmányozhatóvá váltak.

### 2.2.2. Mintagyűjtés, mintaelőkészítés a dendrokémiai vizsgálatokhoz

Három egészséges cirbolya példány került kiválasztásra a Rekettyés-csúcs alatti területen 2007. november 27-én (2.1. táblázat). A mintázás tudatosan esett a téli nyugalmi

időszakra, azért, hogy elkerüljük a nyomelem koncentrációk váltakozásában, a növekedési időszakban tapasztalható bármilyen évszakosság okozta zavaró hatást (HAGEMeyer & SCHÄFER 1995). A felületükön patogén jeleket vagy mechanikai sérüléseket viselő példányokat a mintázás során elkerültem (SMITH & SHORTLE 1996). Példányonként egy furatot vettem egy speciális 1 cm-es átmérőjű növedékcsp kiemelésére alkalmas növedékfúróval. A kéreg külső részét a fúrás előtt egy rozsdamentes acél pengével lehántottam, nehogy a levegőből a kéregre kiülepedett porból (SCHULZ et al. 1999) kerüljön szennyeződés a növedékcsp felületére. A mintákat műanyag csövekbe zártam, és fagyasztvá tároltam a vizsgálatokig, így akadályozva meg az eredeti sugárirányú nyomelemeloszlás gombásodás (SMITH & SHORTLE 1996) vagy a fanedv szivárgása (PEARSON et al. 2006) miatt bekövetkező módosulását.

A furatmintákat 2 cm hosszú szakaszokra daraboltam és a felületükről, a farostokra merőlegesen, teflon bevonatú borotvapengével a legkülső, a fúró belső falával érintkező rész 1-2 mm vastagságú anyag leborotválásával mindkét oldalon eltávolítottam.

Fontos fiziológiai szerepe (SMITH & SHORTLE 1996) miatt a szijács/geszt határ helyzetét feljegyeztem rögtön a minták kiolvadása után, amikor a szijács még nedves volt (2.1. táblázat). Később a kiszáradt mintákon az első vizsgálat eredményeit ellenőriztem a szijács és geszt szinkülönbsége alapján. Az ellenőrző megfigyelés az első megfigyeléssel azonos eredményeket adott.

### **2.2.3. Mérés, kronológiaépítés**

Az évgyűrűszélességeket Lintab mérőasztalhoz csatlakoztatott TSAP 0.53 mérőprogram (RINTECH 2005) segítségével mértem 0,01 mm pontossággal. Az évgyűrűszélesség idősorok grafikus összehasonlításához, és a keresztdataáláshoz (STOKES & SMILEY 1968) ugyancsak a TSAP programot használtam. Az eredmények ellenőrzésére, az esetleges korolási hibák és a hiányzó évgyűrűk kiszűrésére a COFECHA programot (HOLMES 1983, GRISSINO-MAYER 1997) alkalmaztam. Azokat a mintákat, melyekben becsülhetően 10-nél több évgyűrű hiányzott a béli (ú.m. a fa közepéig), illetve amelyek az összes adat átlagaként meghatározott alapkronológiával gyengén korreláltak ( $r < 0,25$ ) kihagytam az éghajlati rekonstrukciót célzó további vizsgálatokból.

A végső adathalmaz 207 fából összesen 410 mérési sort tartalmaz, 65 élő fából származik 345 pedig holt törzsből. A legtöbb évgyűrűt tartalmazó minta holt fából származik, és 701 darab évgyűrű számlálható benne.

Az évgyűrűszélesség adatok jellemzésére alkalmazott sztenderd statisztikai paraméterek (COOK & KAIRIUKSTIS 1990) – mint az átlagos évgyűrűszélesség, átlagos érzékenység, elsörendü autókorreláció, átlagos szegmenshossz – a 2.2. táblázatban olvashatók.

2.2. táblázat. A cirbolyafenyőkből épített évgyűrűszélesség-kronológiát jellemző leíró statisztikai paraméterek. (átlag+standard szórás)

	Élő fák	Holt fák	Összes
Évgyűrűszélesség (mm)	1,49±0,58	0,93±0,41	1,02±0,48
MS	0,19±0,03	0,17±0,03	0,17±0,03
AR1	0,80±0,08	0,85±0,09	0,84±0,09
MSL (év)	247±56	283±38	271±47

MS: átlagos érzékenység, AR1: elsörendü autókorreláció, MSL: átlagos szegmenshossz

#### 2.2.4. Dendrokémiai vizsgálatok

A pengével megtisztított felületü, 2 cm hosszú mintákon az elemanalitikai elemzés lézeralblációs mintabeviteli egységgel (UP-213, New Wave Inc.) kapcsolt induktív csatolású plazma tömegspektrométer (ICP-MS, Element2, Thermo Electron Corp.) alkalmazásával történt az MTA, Izotópkutató Intézetben. Az elpárologtatott anyagot argon vivógáz szállította a plazmába. A mérések vonal mentén az évgyűrűhatárookra merőlegesen, folyamatos abláció közben történtek. Az ablációnál alkalmazott beállítások: pásztázási sebesség: 50 µm/s, frekvencia: 10 Hz, nyalábátmérő: 95 µm, energia: 70% (0,224 mJ). A méréseket megelőzően a mérésre kijelölt felületet szélesebb nyalábbal (300 µm) történő előégetés (preabláció) segítségével tisztítottuk meg az esetleges felületi szennyeződésektől (SHEPPARD & WITTEN 2005). A méréseket közepes felbontásban végeztük. A készülék optimalizálása NIST 612 üveg referenciaanyag alkalmazásával történt.

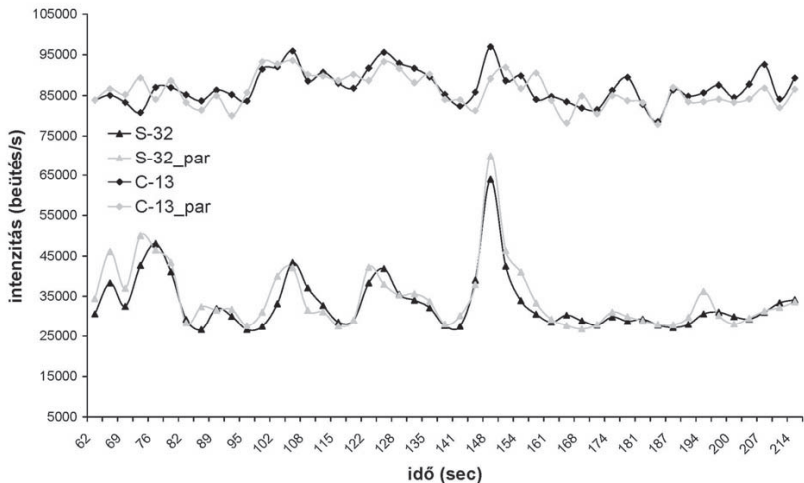
Tizenyolc elem izotópjának a mérése történt egyidejüleg, de a továbbiakban most csak a <sup>13</sup>C és a <sup>32</sup>S izotópkról esik szó.

Az évgyűrűkben a kéntartalom váltakozásának nyomon követésére a <sup>32</sup>S izotóp a legalkalmasabb, mivel sokkal gyakoribb (95,12%) mint a többi természetes kénizotóp (<sup>33</sup>S-0,75%, <sup>34</sup>S-4,21%, <sup>36</sup>S-0,02%) (pl. BOWEN 1988).

A mért intenzitás értékeket a gázháttér beütésszámaival korrigáltam. A háttér meghatározása minden mérés kezdetekor a lézer indítását megelőző ~30 sec mérés alapján történt. Minden mért értéket az ugyanazon a ponthoz tartozó <sup>13</sup>C intenzitással normáltam, azért, hogy az eltérő ablációs hatékonyság és a fa sűrűségbeli különbségeiből adódó zavarást kiküszöböljem (BARRELET et al. 2006). A <sup>13</sup>C mint belső standard alkalmazása, azzal az előnnyel jár, hogy a tömegspektrumon belül hasonló nagyságrendü az intenzitása, mint a

vizsgált elemek izotópjainak (PROHASKA et al. 1998), pl. jelen esetben a  $^{32}\text{S}$ -nek (2.4. ábra). Valódi koncentráció értékeket nem kapunk kalibrációs standardok használatának hiányában, de a relatív intenzitásadatok segítségével lehetőség nyílik az évgyűrűk kén tartalom (pontosabban  $^{32}\text{S}$  izotóp-tartalom) különbségeinek pontos összehasonlítására (PEARSON et al. 2005). A mérések bizonytalansága kb. 10% relatív szórás.

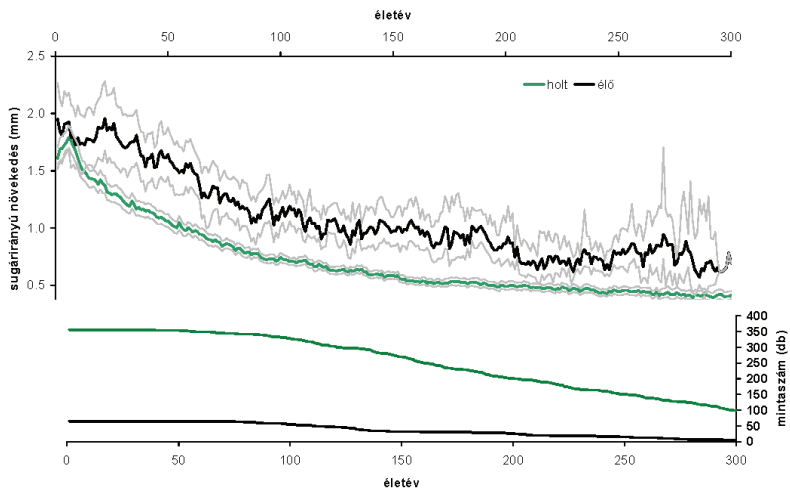
A dendrokémiai adatok reprodukálhatóságának ellenőrzésére megismételtem az elemzést az STP1 minta egy ~7,55 mm hosszú szakaszán. A duplikátumban vizsgált szakasz durván az 1991-es és 2007-es évgyűrűk közti időszakot jelenti. A párhuzamos mérésekkel nyert adatsorok meggyőzően egyező váltakozásokat tükröztek a  $^{13}\text{C}$  és a  $^{32}\text{S}$  izotópokra egyaránt (2.4. ábra).



2.4. ábra. A  $^{13}\text{C}$  és  $^{32}\text{S}$  izotópok párhuzamos vonal mentén mért intenzitásai.

A mintákon a kémiai elemzés után az évgyűrűszélességeket is lemértem a 2.2.3. pontban leírtakkal megegyező módon. Majd az éves növekmények sorát a cirbolya alapkrónológiához hasonlítva ellenőriztem, hogy sem hiányzó évgyűrűre utaló, sem egyéb korlási hiba nem terheli az adatokat.

Az ugyanahhoz az évgyűrűhöz tartozó relatív kén intenzitás értékeket átlagoltam, majd ezeket az átlagokat rendeltem az évgyűrűhöz tartozó naptári évhez. Kizárólag a teljes hosszban végigmért évgyűrűk adatait használtam fel.



2.5. ábra. Az életkor szerint rendezett évgűrűszélesség adatok alapján meghatározott, élő (fekete) és a holt (zöld) fák átlagos növekedési görbéi (a), valamint a hozzájuk tartozó mintaszám (b). A szürke vonalak a „bootstrap” módszerrel meghatározott, 95%-os konfidencia tartományt jelölik (EFRON 1987). Az ábra az átlagos növekedési görbéket csak az első 300 életévre mutatja, mert az élő fák esetében 295 évnél hat alacsony a mintaszám.

## 2.2.5. Standardizálás

### 2.2.5.1. Standardizálás a dendroklimatológiai vizsgálatokhoz

Mivel az évgűrűszélességet alakító számos tényező közül csupán egyik az időjárás (COOK 1990), ezért ha az éghajlati elemekkel való kapcsolat áll az érdeklődés középpontjában, akkor törekedni kell arra, hogy a nyers mérési adatokból a klimatikus jelet terhelő, elfedő zajt kiszűrjük. Ez a folyamat a standardizálás (DOUGLASS 1919, COOK 1985). A legjelentősebb szisztematikuss zaj komponens az ún. öregedési trend. Ez annak az eredménye, hogy fiatalabb korban általában szélesebb, idősödve egyre keskenyebb évgűrűket növeszt a fa. Ami a fa növekedéséhez kapcsolódó geometriai, morfológiai törvényszerűségekre vezethető vissza. A klasszikus, matematikai szemléletű standardizálási technikák kellemetlen velejárója, hogy az öregedési trend eltávolításával együtt az éghajlati szempontból talán legértékesebb alacsony frekvenciájú jelet is kiszűrjük az adatsorból (COOK et al. 1995, MELVIN 2004). Annak érdekében, hogy az alacsony frekvenciás változékonyság is megőrződhessen a kelemen cirbolyák adatainak standardizálása során, egy biológiai



szemléleten nyugvó eljárást, az ún. regionális görbe-standardizációt (RCS-Regional Curve Standardization) (BRIFFA et al. 1992, ESPER et al. 2003, MELVIN 2004) alkalmaztam.

Ennél a megközelítésnél a nyers mérési adatokat biológiai életkor szerint kell rendezni, majd a kétsúlyú robusztus átlagolással (COOK 1985) meghatározott görbe lesz az adott fafajra az adott területen jellemző átlagos növekedési görbe. Ezt ESPER et al. (2003) alapján egy harmadfokú spline-nal (50% vágási frekvencia a görbe hosszának 10%-ánál) simítva (COOK & PETERS 1981) áll elő az ún. regionális görbe (RC).

Az átlagos évgyűrűszélesség értéke az élő fák esetében szembetűnően nagyobb (2.2. táblázat). Ezzel összefüggően az élő és a holt fák átlagos növekedési görbéje között is karakteres különbség mutatkozott (2.5. ábra).

Az élő fák gyorsabbnak tűnő növekedését részben magyarázhatja az adathalmaz korszerkezetében a mintagyűjtés miatt kialakult egyenlőtlenség. Mivel a fiatal korban kidőlő fák gyorsabban korhadnak, a holt fák halmazába jellemzően a magasabb gyantatartalmú, s így a korhadásnak jobban ellenálló idősebb példányok mintái kerültek, ezekre pedig jellemzőbb a lassú növekedés. Ezt a magasabb átlagos életkor is jelzi (2.2. táblázat). Emellett érdemes megemlíteni, hogy az ipari forradalom óta megnövekedett légköri CO<sub>2</sub> tartalom (pl. IPCC 2007, HASZPRA et al. 2009) növekedést serkentő hatását több kutatásban is feltételezték (pl. GRAUMLICH 1991, LAMARCHE et al. 1984) sőt ez az Alpokban pont cirbolyafenyők esetében is felmerült, bár egyértelmű bizonyítást nem nyert (NICOLUSSI et al. 1995). Ha van ilyen hatás, akkor az is felelős lehet részben a fiatalabb, most is élő fák erőteljesebb növekedéséért.

Ilyen esetben, amikor az élő és holt fák átlagos növekedésében jelentős különbség mutatkozik, amely ráadásul sejtetően nem éghajlati okokra vezethető vissza, a módszertani alapelveknek megfelelően külön RC görbékkel kell elvégezni a standardizálást (ESPER et al. 2003).

A nyers mérési adatokból az egyedi évgyűrűsorok és az RC hányadosaként indexeket számítottam. Ezután az adatokat naptári dátum szerint rendeztem, és a növekedési trendtől megtisztított indexekből kétsúlyú robusztus átlagolással (COOK 1985) határoztam meg az átlagos indexet, a kelemeni cirbolyák átlagos éves növekedési menetét leíró adatsort.

A minták kb 4%-ánál hiányzott a legbelső 5-10 évgyűrű. Azonban itt nem alkalmaztam kiegészítő becslést az életkor pontosítására, mert ilyen viszonylag kicsiny eltérés esetén a végső kronológiára gyakorolt hatás jelentéktelen (ESPER et al. 2003).

Az évgyűrűszélességek váltakozásában rejtőző évtizedes/évszázados ingadozásokat 20-éves harmadfokú spline-nal (vágási frekvencia: 50%) végrehajtott simítás hangsúlyozta ki. A kronológia által megjelenített váltakozások megbízhatóságának időbeli különbségeit az ún.

„bootstrap” módszerrel meghatározott 95%-os megbízhatósági tartomány (EFRON 1987) szemlélteti.

Az élő és holt fákra készített kronológiákon az időben változó mintaszám okán bekövetkező amplitúdó torzulás kiküszöbölésére ajánlott korrekció külön-külön megtörtént (OSBORN et al. 1997, FRANK et al. 2007).

Az évgyűrűszélesség-kronológiában a jel stabilitása és erőssége a mozgó ablakokban számított „minták közti korreláció” ( $R_{bar}$ ) és a „kifejezett populáció szignál” (EPS) statisztikai paraméterek alapján értékelhető. Az  $R_{bar}$  az évgyűrűsorok között számított átlagos Pearson-féle korrelációs együttható (BRIFFA et al. 1992). Az EPS pedig arra ad becslést, hogy a véges számú mintából készített adott kronológia milyen mértékben egyezik azzal az elvi kronológiával, amit végtelen sok minta vizsgálatával kaphatnánk (WIGLEY et al. 1984). Ezek a statisztikák 50-éves szakaszokban, 25-éves lépésekkel kerültek meghatározásra. Az EPS-hez szignifikancia szint nem adható meg, 0,85 az ajánlott elfogadhatósági küszöbérték (WIGLEY et al. 1984). A standardizálás fent leírt lépései az ARSTAN szoftver megfelelő eszközeinek alkalmazásával valósultak meg (COOK & KRUSIC 2006).

A végső kronológia az élő és holt fákra nyert kronológiák egyesítésével állt elő. Az átfedő időszakban az egyes évekhez rendelt értékek a kronológiák ugyanazon évhez tartozó adataiból, az adott évhez tartozó mintaszámmal súlyozott átlagként kerültek meghatározásra.

#### *2.2.5.2. Standardizálás a dendrokémiai vizsgálat esetében*

A dendrokémiai adatok standardizálásának szükségét ugyancsak jó ideje felismerték (GUYETTE et al. 1991; HANTEMIROV 1992), de elvétve alkalmazták (EKLUND 1995, WITTE et al. 2004). A kelemenai kén adatokra kétlépéses standardizálási eljárást dolgoztam ki (KERN et al. 2009b). HANTEMIROV (1992) tapasztalatai alapján külön kezeltem a szijács és a geszt adatait. Első lépésben a geszthez, második lépésben a szijácséhoz tartozó évgyűrűk adatainak a standardizálására került sor. A geszt évgyűrűkre a kén indexek minden fánál az egyes évgyűrűkhöz rendelt relatív intenzitások és a leghosszabb, mindhárom fában geszthez tartozó rész (1937-62) egyenként számított átlagának hányadosaként állt elő. A szijácsban a kéreg felé növekvő kén tartalom trendjét lineáris regresszió modellezte. A legkülső évgyűrűt, feltehetően a kambiummal való közvetlen érintkezés miatt, kiugróan magas kén tartalom jellemezte (részletesebben lásd 2.3.1.3.), így ezt minden példánynál kihagytam a lineáris modellillesztésre használt adatok halmazából. A szijács évgyűrűkre a kén-index minden fánál az egyes évgyűrűkhöz rendelt relatív intenzitás és a lineáris modell által becsült érték

hányadosaként állt elő. Végezetül a külön standardizált szakaszokra nyert indexeket mindhárom fánál egyesítettem.

### **2.2.6. Léghőmérsékleti adatok**

A kelemeni cirbolyafenyők növekedése és az éghajlati elemek alakulása közti kapcsolatot célzó kezdeti vizsgálatok egyértelműen kimutatták, hogy a léghőmérséklet fontosabb növekedést befolyásoló tényező, mint a csapadék (POPA & KERN 2005, 2007). Ezt a megállapítást az alpesi tapasztalatok is alátámasztják (pl. OBERHUBER 2004, BÜNTGEN et al. 2005). Ezért a továbbiakban, a kelemeni cirbolyafenyő-növekedés éghajlati kapcsolatának részletesebb elemzésekor, az időjárási elemek közül kizárólag a léghőmérséklettel való kapcsolatot tárgyalom.

A Rekettyés-csúcson 1990 óta üzemel állandó meteorológiai állomás, a két évtized még elégtelen az éghajlat jellemzésére. A terület hőmérsékleti viszonyainak fontosabb jellemzői a két legközelebbi magashegyi meteorológiai állomás Pietrosz (Iezer-Pietrosu-IP (1735 m tszfm) és Ráró (Rarau-RA, 1536 m tszf) 1961-1990 normál periódus (WMO 1989) megfelelő középértékei alapján a következőképp körvonalazhatók. A legmelegebb időszak a július-augusztus (9.8°C (IP) és 11.3°C (RA)), a leghidegebb a január-február (-6.8°C (IP) és -6.6°C (RA)).

Az alapos dendroklimatológiai elemzésekhez azonban még az 1961-től működő Pietrosz vagy az 1951-től észlelő Ráró állomások idősora sem kielégítő hosszúságú. Ezért, hogy számottevően hosszabb műszeres mérésből származó adatsorral lehessen összevetni a cirbolyafenyők sugárirányú növekedésében kimutatható ingadozásokat az 5°\*5°-os térbeli bontású HadCRUT3v gridelt hőmérsékleti adatbázis (BROHAN et al. 2006) vizsgálati területet fedő cellájának adatait használtam. Az egyedi állomásadatok használatával szemben az adatbázis adatainak használata mellett szól az is, hogy ez várhatóan hitelesebben közelíti a valódi regionális hőmérsékleti szignált, mint bármilyen egyetlen állomáson észlelt adatsor. A dendroklimatológia vizsgálatokban pedig a területileg átlagolt adatok használatával jobb, és megbízhatóbb eredmények várhatók (BLASING et al. 1981, YEH et al. 2000). A HadCRUT3v adatbázisból az 1961-90 éghajlati normál időszakhoz (WMO 1989) viszonyított havi átlagos léghőmérséklet anomáliák 1850. januártól 2008. decemberig voltak elérhetők. A vizsgálat során a hőmérsékleti idősorok spektrális szűrésére az FMT szoftvert használtam.

## **2.2.7. Cirbolyaindex és a hőmérsékleti rekonstrukció**

### *2.2.7.1. A havi léghőmérséklet és a cirbolyanövekedés*

A cirbolyaindexek, mint a területre jellemző átlagos sugárirányú növekedés alakulásának mutatója, és a havi léghőmérséklet közti kapcsolat értékelése korrelációs analízis alkalmazásával történt. Az évgűrű keletkezését megelőző év májusától az évgűrű keletkezési évének decemberéig összesen 27 havi középhőmérsékleti idősor esetében számítottam ki a cirbolyaindexekkel a Pearson-féle korrelációs együtthatót. Továbbá még a növekedési időszakból a június-július, június-július-augusztus és a július-augusztus többhavi középhőmérsékleti anomáliákat is vizsgálatba vontam. A számított korrelációs együtthatók szignifikanciájának értékelésére t-próbát alkalmaztam (FRITTS 1976).

Azonban a vizsgálati terület tágabb környékén legrégebben észlelő meteorológiai állomáson, Besztercén (Bistrita), is csupán 1871 óta van rendszeres adatgyűjtés (SCHENZL 1873). Az ezt megelőző évekre (úm. 1851-1870) a gridelt adatok szükségszerűen távolibb állomások adatai alapján becsült értékek. Továbbá a közeli kénkitermelés idején (1965-86) antropogén okokra visszavezethető rendellenes növekedés jellemzi a cirbolyafenyőket (KERN et al. 2009b, ill. 3.1.3. fejezet). A fenti indokok miatt a korrelációs vizsgálatot a gyanított, illetve bizonyított problémás időszakok elhagyásával az 1872-1964 & 1987-2005 időtartományokra szűkített adatsorokkal is elvégeztem.

### *2.2.7.2 Hőmérsékleti rekonstrukció*

A hőmérsékleti adatok és a cirbolyaindexek összehasonlító vizsgálatának eredményei nyomán (lásd 2.3.1.2. fejezet) a július-augusztusi középhőmérséklet múltbéli váltakozásának rekonstruálására tettem kísérletet. A regresszió nyomán fellépő amplitúdó veszteség (VON STORCH et al. 2004) elkerülésének érdekében a rekonstrukciót az ún. „átskálzás” módszerével (ESPER et al. 2005) kíséreltem meg. A módszer lényege röviden az, hogy a proxy adatok átlagát és szórását le kell cserélni a műszeres adatok átlagára és szórására. Ezáltal (legalábbis a kalibrációs időszakban) a rekonstrukcióban becsült adatok ingadozásának tartománya megegyezik a rekonstruált éghajlati paraméter valódi ingadozási tartományával.

A rekonstrukciót azonban még az alkalmazni kívánt rekonstrukciós modell minőségének és időbeli stabilitásának kötelező vizsgálata előzte meg. Ehhez a műszeres adatokkal is fedett időszakot felosztva két részidőszakot kell kijelölni. Ezután előbb az egyiket kalibrálni a rekonstrukciós modellt és a másikon ellenőrizni, majd pedig a szerepeket felcserélni (FRITTS 1976). A kalibrációhoz, illetve a modell teszteléséhez a problémás időszakok elhagyásával kijelölt intervallumok adatait használtam. Ezen belül is az 1872-1918

és az 1919-1964 időszakokon történt kalibrálás, a rövid, csupán 19 évet felölelő, 1987-2005 időszak, csak mint extra-verifikációs intervallum jöhetett számításba.

A kalibrációban a proxy-target kapcsolat a Pearson-féle korrelációs együttható alapján értékeltetett. A verifikációban a kifejezett variancia ( $R^2$ ), az RE (reduction of error) és a CE (coefficient of efficiency) statisztikák minősítették a rekonstrukció eredményességét. Az RE azt mutatja meg, hogy a rekonstrukció jobban közelíti-e a verifikációs időszakban a műszeres adatokat, mint a kalibrációs időszak műszeres adatainak átlaga, míg a CE azt mutatja meg, hogy a rekonstrukció jobban közelíti-e a verifikációs időszakban a műszeres adatokat, mint a verifikációs időszak műszeres adatainak átlaga (COOK et al. 1994). Egyértelműen a CE a szigorúbb próba. Az RE és CE  $-\infty$  és  $+1$  között vehet fel értékeket, és pozitív értékek esetén a modell eredményességét jelzik. A fentiekből az is következik, hogy  $CE \leq RE$  minden esetben, egyenlőség pedig csak akkor állhat fenn, ha a műszeres adatok átlaga a kijelölt kalibrációs és verifikációs időszakokban megegyezik. Egy további fontos feltétel, hogy  $RE \leq R^2$  is kell, hogy teljesüljön, ellenkező esetben az RE statisztika hitelessége megkérdőjelezhető (MCINTYRE & MCKITRICK 2005).

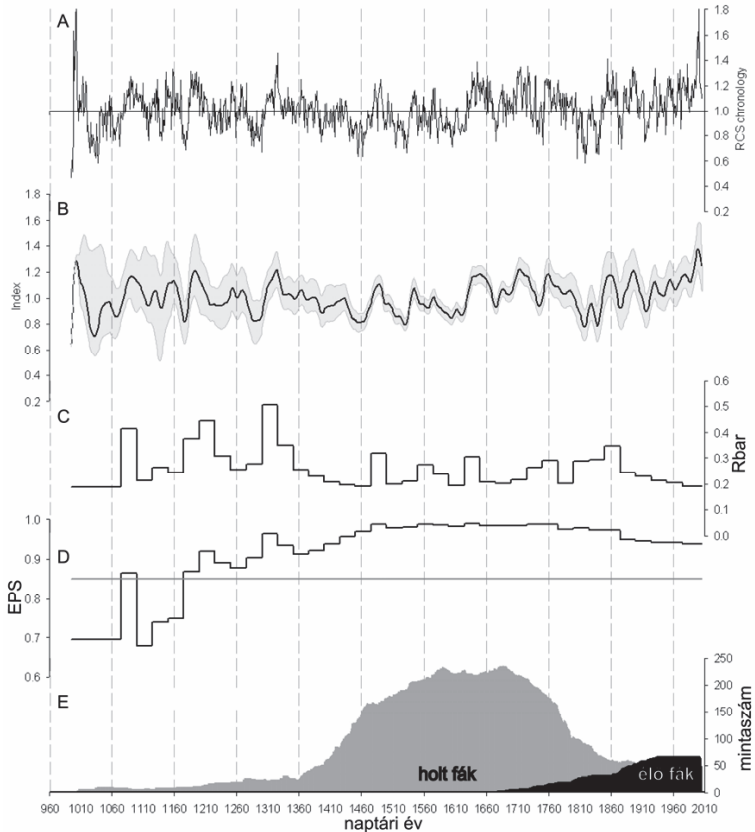
## **2.3. Eredmények**

### **2.3.1. Cirbolya növekedés – éghajlat – emberi zavarás**

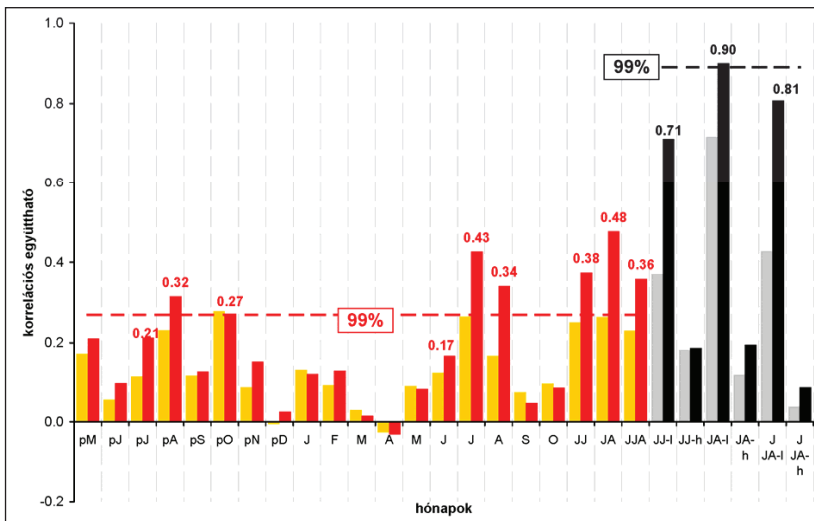
#### *2.3.1.1. Az évgyűrűszélesség kronológia*

A kelemeni cirbolya évgyűrűszélesség kronológia a 994 és 2005 közötti, 1011 év hosszú, időszakot fogja át, ezzel a mindezidáig létrehozott leghosszabb kárpáti évgyűrű-kronológia. Az élő fák az 1664-2005 közti időszakot fedik, míg a holt minták a 994-1900 időszakban szóródnak. Az élő és a holt minták között az 1734 és 1890 közti időszakban, ahol mindkét halmaz 10-nél több mintát foglal magába, a korreláció igen szoros (0,81,  $p < 0,00$ ). A kronológia fedettsége kimondottan erős 1400 és 1800 között. A mintaszám az 1680-as években a legnagyobb (234), de ~1400 utáni teljes időszakban nagynak mondható. A kronológiát felépítő fák száma 1163-ban csökken 5 alá (adatsorban ez 10-et jelent). Ez a korábbi szakaszon tovább csökken 1005-ben már csak 3 fa (5 adatsor) adatain nyugszik a kronológia. Az átlagos szegmenshossz  $271 \pm 47$  és az 1150-es évektől már viszonylag stabil. A 95%-os megbízhatósági tartomány meglehetősen szűk a kiemelkedően jól reprezentált időszakban, de a mintaszám csökkenésével együtt szélesedik. Nagyjából 1160 előtt már nem is követi az átlagos kronológia ingadozásait, ami egyértelműen a csekélyebb számú adat nagy szórására utal. Az Rbar 0,19 és 0,44 között váltakozik, átlagos értéke  $0,24 \pm 0,13$  és ugyancsak viszonylag stabil. Az átlagos EPS 0,91 és a mozgóablakos vizsgálatban is 1175-től bőven

megaladja az elfogadási küszöböt (0,85). Az eredmények részletesen a 2.6. ábrán tanulmányozhatóak.



2.6. ábra. A kelemeni cirbolyafenyők évgyűrűszélesség idősorai alapján RCS (regionális görbe standardizálás) technikával meghatározott indexek, és néhány statisztikai jellemző. A – az eredeti RCS index (994-2005); B – 20-éves spline-nal simított index. A szürke sáv a „bootstrap” módszerrel meghatározott 95%-os konfidencia intervallumot jelöli. C – a mérési sorok közti átlagos korreláció (Rbar); D – a populációból kifejezett jel (EPS), a vízszintes szürke vonal a 0,85-ös elfogadási szintet jelöli; E – Az élő és a holt fákból származó minták számának időbeli alakulása. Az Rbar és EPS 50 éves időablakkal, 25 éves lépésként került kiszámításra.



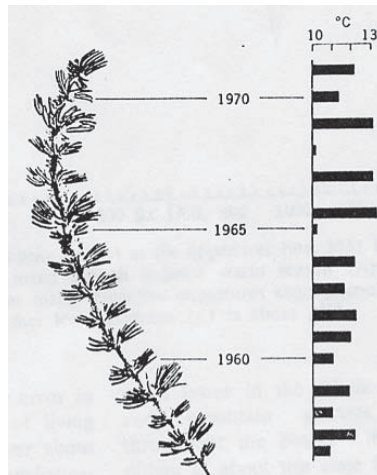
2.7. ábra. Az oszlopok magassága a cirbolyaindexek és a havi, ill. többhavi középhőmérsékletek között számított korrelációs együtthatók értékét jelzi. Narancssárga színnel a teljes vizsgált időszak (1850-2005) pirossal a bizonytalan szakaszok elhagyásával meghatározott tartomány (1872-1964 & 1987-2005) szerepel. A fekete és szürke oszlopok a többhavi átlagok adatsoraira a 20-éves szűrővel (harmadfokú spline, vágási frekvencia 50%) elválasztott frekvencia tartományokra meghatározott együtthatókat mutatják. Az „-l” a kis frekvenciás, a „-h” a nagy frekvenciás jelekhez tartozó eredményeket különbözteti meg. Szürke színnel a teljes vizsgált időszak (1850-2005) feketével a bizonytalan szakaszok elhagyásával meghatározott tartomány (1872-1964 & 1987-2005) szerepel. A jelentősebb esetekben az együttható értéke is feltüntetésre került. A szaggatott vonal a szűkített tartományhoz meghatározott 99%-os szignifikancia szintet jelöli, a piros a havi és többhavi értékek, a fekete a 20-éves aluláteresztő szűrővel simított adatok esetére. A simított adatoknál a szignifikancia szint megállapítása az elsőrendű autokorreláció figyelembe vételével történt (TRENBERTH 1984).

### 2.3.1.2. A növekedést befolyásoló fő éghajlati tényező

A teljes 155 éves időszakra (úm. 1850-2005) számított korrelációs együtthatók jellemzően kisebbek, mint a problémás időszakok elhagyása után számítottak. Ez

alátámasztja, hogy a megjelölt időszakok elhagyása indokolt. A továbbiakban a cirbolya-növekedés és a havi léghőmérsékletek közti kapcsolat a rövidebb tartományra vonatkozó adatok elemzésén keresztül kerül bemutatásra. A vizsgált huszonöt havi középhőmérséklet időszak közül 3 esetben haladta meg a korrelációs együttható a 99%-os szignifikancia szintet (2.7. ábra). Ezek közül is kétségtelenül az évgyűrű keletkezésével azonos esztendő júliusi középhőmérséklete a legfontosabb ( $r=0,43$ ). Ezt követi a növekedési év augusztusa ( $r=0,34$ ) melytől alig marad el az előző év augusztusa ( $r=0,31$ ). De jelentős értéket mutat a megelőző év októbere ( $r=0,27$ ) és júliusa ( $r=0,21$ ) is. A többhavi összegeket tekintve egyértelműen július-augusztus, a két magában legjelentősebb hónap átlagához tartozik a legnagyobb együttható ( $r=0,48$ ). A kelemeni cirbolyafenyők sugárirányú növekedése és a havi átlagos léghőmérséklet közti kapcsolat a következőképp értelmezhető. A kambiális aktivitás szempontjából legfontosabb a nyár második és harmadik hónapja, ami egyben épp az év legmelegebb időszaka. A melegebb nyarak szélesebb évgyűrűk növekedését segítik elő.

Emellett a megelőző év októbere mutat ugyancsak szignifikáns pozitív kapcsolatot. Ebben az esetben az elhúzódo késő nyári enyhe időszakhoz kapcsolható tápanyag-raktározással magyarázható a következő év erőteljesebb növekedése. Az efféle komplex kapcsolat jól ismert és gyakran tapasztalt jelenség a dendroökológiában (pl: KERN & POPA 2007), sőt az Alpokban a cirbolyafenyő esetében is kimutatták (OBERHUBER 2004).



2.8. ábra. A szálkásfenyő tülevélhosszai és a nyári átlagos maximumhőmérsékletek közti kapcsolat. (Fig.3 in LAMARCHE (1974))



Érdeemes röviden tárgyalni az előző nyári havi középhőmérsékletekkel tapasztalható meglehetősen szoros pozitív kapcsolat lehetséges okait. Ez esetben a tülevelek élettartama adhat a statisztikus kapcsolatra biológiai magyarázatot. Az ágakon minden évben új tülevélcsozor fejlődik. A kelemeni cirbolyáknál átlagosan 4-5 tülevél generáció figyelhető meg az ágakon. Kivételesen azonban nyolc levélgenerációt is leírtak (HÖHN 2001). A fotoszintetikus teljesítőképesség a legfiatalabb tülevelek esetében a legnagyobb, az idősebb tüleveleknél egyre csökken (MEDIÁVILLA & ESCUDERO 2003). A legidősebb tülevelek már gyakorlatilag nem is fotoszintetizálnak, a növény ide csoportosítja a mérgeanyagokat, melyektől a tülevél elhullajtásával megszabadul (HÖHN 2001). A tülevelek hossza az egyes generációk között jelentősen váltakozik. Hasonló jelenséget írtak le a szálkásfenyőknél is, ahol tülevélhosszak relatív különbségeit tökéletesen tudták magyarázni a keletkezési év nyári átlagos maximumhőmérsékletével (2.8. ábra) (LAMARCHE 1974).

Feltételezhető, hogy a (kelemeni) cirbolyák esetében is a nyári hőmérsékleti viszonyoktól függ, hogy milyen hosszú tülevél fejlődik ki az adott évben. Ez a tülevél aztán a keletkezési évében valamint a rákövetkező évben is még jelentős fotoszintetizáló képességgel bír. Így ha egy meleg nyáron hosszú tülevelek fejlődnek, akkor a viszonylag nagyobb fotoszintetizáló felület még a következő évben is jelentős fotoszintetizáló kapacitással rendelkezik, azaz a következő évben is elősegíti a nagyobb növekedést. Hasonló logikával, ha egy hűvös nyáron rövid tülevelek fejlődnek, akkor a viszonylag kisebb fotoszintetizáló felület még a következő évben is előnytelen hatást gyakorol a fotoszintézissel megtermelhető anyagmennyiségre, s így a sugárirányú növekedésre is.

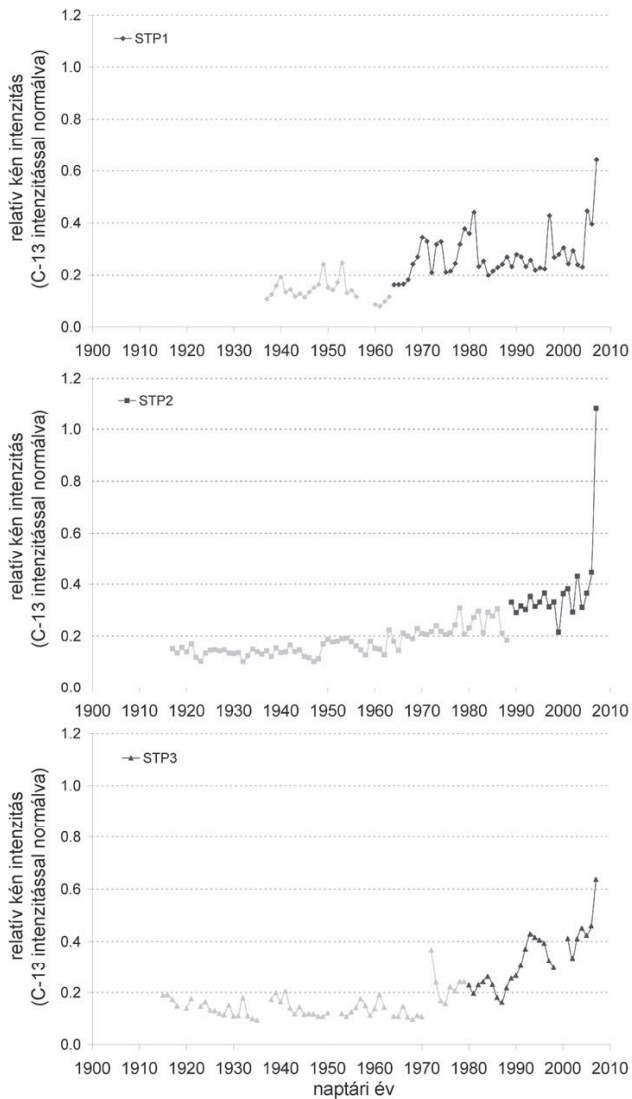
Ez a modell magyarázza azt a megfigyelést is, miszerint a cirbolyafenyő évgyűrűszélességei az éves felbontás ellenére szorosabb kapcsolatot mutatnak a nyári középhőmérséklet évtizedes átlagainak változásával (FRANK & ESPER 2005). A 20 éves szűrővel (harmadfokú spline, vágási frekvencia 50%) elválasztott kis és nagy frekvenciás jelek összehasonlításának eredményei a kelemeni cirbolyák esetében is hasonló jelenségre világítanak rá (2.7. ábra). A korrelációs együttható sokkal nagyobb a kis frekvenciás tartományban (tkp ezek az évtizedes-évszázados ingadozások) míg a nagy frekvenciás tartományban (tkp ezek az éves ingadozások) alacsonyabb. Mindhárom, 20-éves szűrővel vizsgált adatsornál, mind a kis, mind a nagy frekvenciás jelek esetében megállapítható, hogy a korrelációs együtthatók pozitívak, és a teljes időszakra (1850-2005) tekintve kisebbek, mint a bizonytalan időszakok elhagyása után a szűkített tartományra. Hangsúlyozni érdemes, hogy

ez esetben is a július-augusztusi középhőmérséklettel mutatkozik a legszorosabb kapcsolat. Sőt a kis frekvenciás jel ez esetben is 99%-os szinten szignifikánsnak tekinthető.

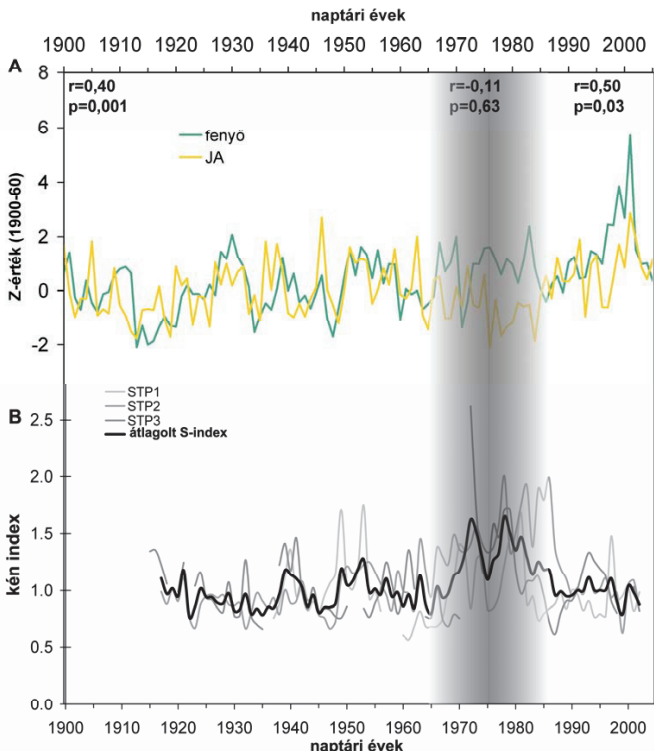
Összességében elmondható, az elemzések alátámasztották, hogy a kelemeni cirbolyafenyők átlagos évgyűrűszélesség-változása alapján szerkesztett adatsor a július-augusztusi középhőmérséklet megbízható közelítésének tekinthető. Az éghajlati kapcsolatban az évgyűrű növekedési évének július-augusztusi középhőmérséklete mellett az előző év hasonló időszaka ugyancsak fontos tényező. Az cirbolyainдекek és a július-augusztusi középhőmérséklet közti kapcsolat igen szoros a kis frekvencia tartományban, azaz várhatóan az évtizedes-évszázados ingadozások rekonstruálására kínálkozik kedvezőbb lehetőség.

### *2.3.1.3. Leromló hőmérsékleti érzékenység és a kénbányászat*

Az éves relatív kén intenzitások a három tanulmányozott fa vizsgált szakaszára a 2.9. ábrán láthatók. A legkülső évgyűrű általában kiugróan nagy érték jellemezte. Ez a jelleg a legnyilvánvalóbb az STP2 esetében. A jelenség valószínűleg a kambium szomszédságának a hatása. A kambium osztódószövetét nagyon nagy protein, és következésképpen, kén tartalom jellemzi (BARRELET et al. 2008). A legkülső évgyűrű megelőző 2-4 évgyűrűre viszonylag magasabb, 0,4 szintet meghaladó, relatív kén intenzitás értékek jellemzők. A szijács belsőbb része felé haladva általános csökkenő trend mutatkozik. Ez a kén-tartalmú proteinek bomlásának következménye lehet, amely folyamat a szijács öregedésével áll kapcsolatban (BARRELET et al. 2008). Jellegzetesen kisebb volt a relatív kén intenzitás a gesztben, ami összhangban van mások tapasztalataival (MEERTS 2002, BARRELET et al. 2008). Az értékek jellemzően a 0,2-es szint alatt maradtak mindegyik fának a gesztévgyűrűiben, és a változékonyság is elmarad a szijácsban tapasztaltaktól.



2.9. ábra. Az évgűrűnként átlagolt relatív kén intenzitások a vizsgált három cirbolyafenyőben. A világosszürke jelek a geszthez, a sötétszürke jelek a szijácshoz tartozó szakaszt jelölik.



2.10. ábra. A leromló hőmérsékleti kapcsolat és az anomális kén-tartalom. A - A cirbolya index és a HadCRUTv3 július-augusztusi középhőmérsékleti anomáliák 1900-2005 között. Az idősorok az 1900-60 periódusra lettek normálva. B - A standardizált kén-indexek az évgűrűkben a kén-tartalom ingadozásait jelenítik meg. A fekete vastag vonal az egyedi kén-indexek átlaga (1917-2002). A szürkével árnyékolt terület a hőmérséklet menététől elváló fenyő növekedés és a megnövekedett kén tartalom egybeesését (1965-86) emeli ki. A felső ábrán olvashatók a fenyőindex és a JA középhőmérséklet között számított Pearson-féle korrelációs együtthatók, valamint a megfelelő szignifikancia értékek, az 1965-86 időszak előtt, alatt és után.

A kén indexek egyértelműen magasabb értékeket mutatnak a bányászkodás időszakában. (2.10. ábra). Az évgűrűkben tapasztalt emelkedettebb kén-tartalom valószínűleg a külszíni fejtésből származó S-gazdag por szétszóródására utal a bányá környezetében.

A hőmérsékleti jel viszonylag stabil a teljes vizsgált időszakban, kivéve az intenzív kénkitermelés két évtizedét (1965-1986). A cirbolyák évgyűrűszélesség indexei jól követik a nyári középhőmérséklet változásait, de a fenyők egyértelműen szélesebb évgyűrűket növesztettek 1965-től 1986-ig, mint amekkorát a vonatkozó hőmérsékletek indokoltak volna. A július-augusztusi középhőmérséklet és az évgyűrű-indexek között számított korrelációs együttható a két évtizedes bányászkodás időszakára ugyancsak drasztikusan leromlott kapcsolatot jelez, ami éles ellentétben áll a bányászat előtti és az azt követő időszakra jellemző állapotokkal.

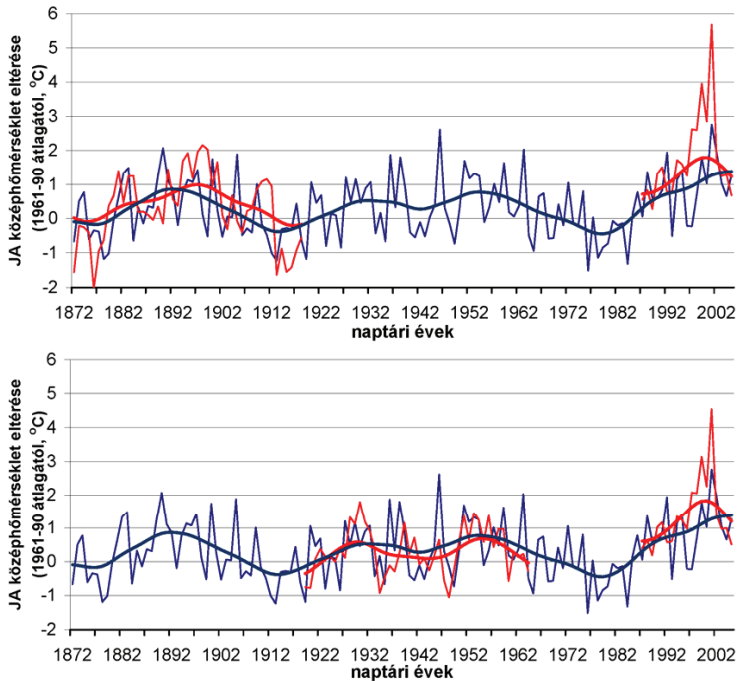
A kitermelés során nitrogén műtrágya és dízel olaj keverékét alkalmazták robbanóanyagként. Nagyon valószínű, hogy a robbanóanyag maradéka a szétrobbantott kőzetből származó porral együtt, amit az évgyűrűk anyagában a kéntartalom növekedése jelez, ugyancsak a környező erdőterületre jutott. A nitrogén műtrágya, mint a robbanóanyag összetevője, minden bizonnyal antropogén eredetű többlet nitrogén kiüledését eredményezte a bánya környezetében. A kutatási területen jellemzően kevés a felvehető nitrogén. A nitrogén itt limitáló tényező. Így az antropogén okok miatt megváltozott tápanyag viszonyok ösztönzően hathattak a növényzet, ezzel egyetemben a cirbolyafenyők, növekedési folyamataira (SPIECKER et al. 1996, NORBY et al. 1998, SAURER et al. 2004). Lucfenyőkkel végzett sokváltozós növekedési kísérletben bizonyították is, hogy a megnövekedett N-üledés a sugárirányú növekedés nagyon hatékony ösztönzője (HÄTTENSCHWILER et al. 1996). Ilyen folyamatok magyarázhatják a cirbolyafenyők szélesebb évgyűrűit, annak ellenére, hogy a cirbolyák sugárirányú növekedését befolyásoló legfontosabb éghajlati tényezőt, a július-augusztusi középhőmérsékletet, alacsony értékek jellemezték ebben az időszakban.

### **2.3.2. A július-augusztusi középhőmérséklet rekonstrukciója**

#### *2.3.2.1. A kalibráció és ellenőrzése*

A kalibrációs és verifikációs statisztikák értékei a 2.3. táblázatban olvashatók, az átskálázással előállított idősorok és a július-augusztusi középhőmérséklet grafikus összehasonlítása pedig a 2.11. ábrán szemlélhető. Az eredeti adatsorok kalibrációjánál mindkét részidőszakra a korrelációs együttható értéke hasonlóan alakul és szignifikanciájuk is megegyezik. A 2.3. táblázat megfelelő rovatainak összehasonlításakor kitűnik, hogy a  $CE \leq RE \leq R^2$  feltétel minden vizsgált verifikációs intervallumban teljesül. Az első próbában, az eredeti adatsorokon, az 1919-64 időszakban, a verifikációs statisztikák közül RE pozitív és CE épp hogy csak negatív. Az extra-verifikációs szakasz ide vonatkozó értékei közül

hasonlóképp RE pozitív és CE negatív, bár ez esetben CE már negatívabb. A második próbában gyengébb eredmények születtek. Ennek okát a grafikus összehasonlítás (2.11. ábra) adatait elemezve az időszak korai szakaszán, 1880 előtt, lévő pár év jelentősen kisebb rekonstruált értékei okozhatják. Mindemellett az évek közti ingadozás meggyőzően hasonló képet mutat a teljes 1872-1919 verifikációs lépésben. A kis frekvenciás jel esetében a váltott időszakokra vonatkozó verifikációs statisztikák értékei az átskálázás eredményességéről tanúskodnak.



2.11. ábra. A cirbolyaindexekből átskálázással nyert július-augusztusi középhőmérsékleti ingadozások becsléseinek (piros) és a HadCRUT3v adatbázis kelemen-i cellájának adataiból számított július-augusztusi középhőmérséklet anomáliáinak (kék) grafikonjai. A felső panel az 1919-64-es, az alsó panel az 1872-1918-as időszak adataival végrehajtott átskálázás eredményeit mutatja. A vékony vonalak az éves adatok, a vastag vonalak az évtizedes váltakozásokat kihangsúlyozó simított adatok.

2.3. táblázat. Kalibrációs és verifikációs statisztikák

eredeti	kalib			verifikáció					verif+		
	n	r	p	n	R <sup>2</sup>	RE	CE	R <sup>2</sup>	RE	CE	
1872-1918	47	0,37	0,01	1919-1964	46	0,16	0,07	-0,02	0,25	0,14	-0,58
1919-1964	46	0,40	0,01	1872-1918	47	0,14	-0,48	-0,63	0,25	-1,10	-1,83
1872-1964	93	0,39	0,00					0,24	-0,14	-1,10	
20 éves simított											
1872-1918	47	0,89	0,04*	1919-1964	46	0,75	0,61	0,17	0,65	0,38	-0,12
1919-1964	46	0,87	0,05*	1872-1918	47	0,79	0,72	0,64	0,65	0,18	-0,12
1872-1964	93	0,88	0,01*					0,65	0,22	-0,23	

verif+: extra-verifikációs intervallum, 1987-2005, (n=19)

n: az intervallumba eső évek száma

r: Pearson-féle korrelációs együttható

p: az elsőfajú hiba valószínűsége

R<sup>2</sup>: kifejezett variancia

RE: reduction of error, CE: coefficient of efficiency (bővebben COOK et al. 1994)

\*: figyelembe véve az elsőrendű autokorrelációt (TRENBERTH 1984)

Külön említést érdemel, hogy az extra verifikációs időszakban a CE értéke kivétel nélkül, még az egyébként kitűnő eredményeket mutató kis frekvenciás jellel végzett kalibráció esetében is negatív. Ez a CE definíciója szerint azt jelenti, hogy a rekonstruált adatok nem közelítik jobban az 1987-2005 időszak rekonstruálni óhajtott hőmérsékleti adatait, mint az időszak adatainak átlaga. A 2.11. ábra grafikonjait szemlélve egyértelmű, hogy a circulyaindex alapú rekonstrukció mindegyik esetben nagyobb értékeket eredményez, mint a számított hőmérséklet értéke. Noha korábban (2.10. ábra) azt láttuk, hogy a kénbányászat megszűntével szinte nyomban helyreállt a hőmérsékleti érzékenység a nagy frekvenciás tartományban, de a CE értékei, illetve a rekonstrukciós próbák grafikus összehasonlításai nyomán úgy tűnik, hogy az alacsony frekvenciás tartományban még erőteljesebbnek mutatkozik a növekedés, mint amit, az évről-évre észlelt változásokat már jól magyarázó, július-augusztusi középhőmérsékletek indokolnának. Okkal feltételezhető, hogy a kénkitermeléshez kapcsolódó nitrogén bevitel elhúzódo hatására utalnak ezek az eredmények. Azaz évtizedes szinten még éreztetni növekedést serkentő hatását a 20-évig tartó „műtrágyázás”, és az ennek nyomán keletkező növekedési többlet meghiúsítja a sikeres átskálázást az extra-verifikációs periódusban. Pedig az éves változások, már remekül követik

a július-augusztusi középhőmérséklet változásait. Ékes bizonyíték erre, hogy az időszak legvégén az 1999-es meleg, majd a 2000-es visszaesés, a rákövetkező 2001-es csúcs, és az ezt követő több éven át tartó csökkenés tökéletesen tükröződik az évgyűrűindexekből levezetett adatokban (2.11. ábra).

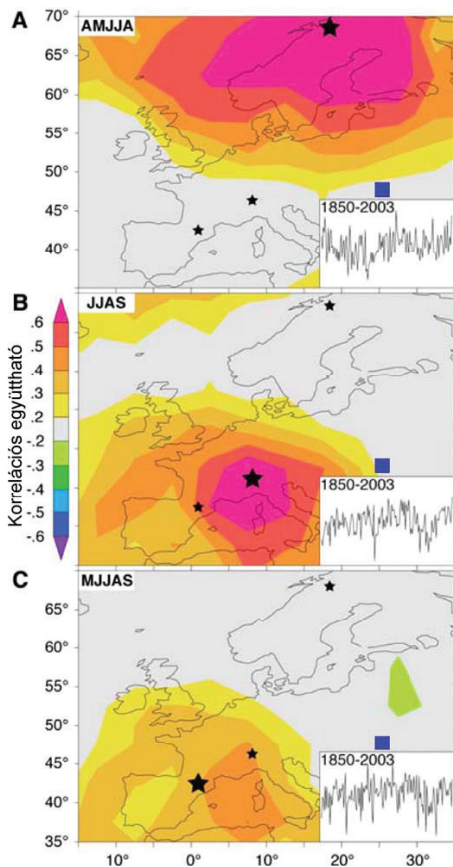
Mivel az átskálázás módszere a váltott időszakokkal végzett próba során elfogadhatónak, az évtizedes szignál esetében kitűnőnek bizonyult a cirbolyaindexek július-augusztusi középhőmérsékletté történő konvertálására, így a korábbi évekre az 1872-1964 időszak adatainak átlagával és szórásával készült el a fenti éghajlati paraméter múltbéli ingadozásának rekonstrukciója.

#### 2.3.2.2. A rekonstrukció jelentősége

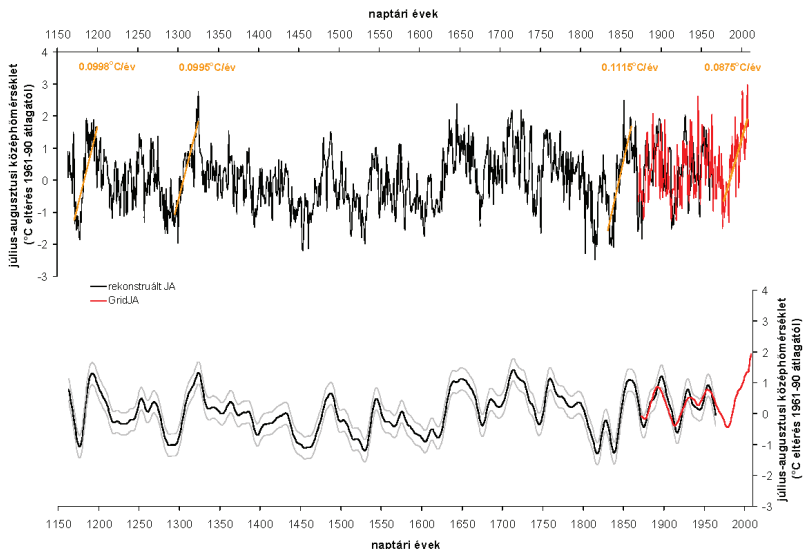
A kelemeni július-augusztusi középhőmérséklet rekonstruált adatainak bemutatása előtt egy rövid kitekintéssel szeretném megvilágítani a létrehozott rekonstrukció paleoklimatológiai jelentőségét. Európában eddig három olyan terület volt, ahonnan az elmúlt évezredet hiánytalanul lefedő, olyan faévgyűrű sorozat létezett, mely a nyári félév valamely szakaszának hőmérsékleti változásaival megfelelően szoros és stabil összefüggésben van ahhoz, hogy segítségével hőmérsékleti rekonstrukciót lehessen készíteni. Ezek a területek Skandinávia (fafaj: *Pinus sylvestris*)(BRIFFA et al. 1992, GRUDD 2008), az Alpok (fafaj: *Larix decidua*) (BÜNTGEN et al. 2005, 2006) és a Pireneusok (fafaj: *Pinus uncinata*) (BÜNTGEN et al. 2008). Bár megjegyzendő, hogy a Pireneusokban, hasonlóan a kelemeni helyzethez (lásd 3.1.4.3.) az idősor elejét jellemző csekély mintaszám miatt a rekonstrukcióval, egyelőre, az 1260 utáni időszakra voltak kénytelenek szorítkozni. A fenti rekonstrukciónak a HadCRUT3v adatbázis 1850 és 2003 közötti éveire lefutott térbeli korrelációs vizsgálatából levezetett eredmények alapján (2.12. ábra) megállapítható, hogy ezek érvényességi sugara a Kárpát-medence keleti területeire már nem terjed ki. A skandináviai illetve a pireneusi rekonstrukció egyáltalán nem mutat szignifikáns korrelációt a Kárpát-medence területére vonatkozó adatokkal. Az alpi rekonstrukcióval a Kárpát-medence nyugati területeire 0,4 körüli korrelációs együttható mutatkozik, a központi területre ez 0,3 alá gyengül.

A kelemeni cirbolyafenyő-adatok segítségével tehát olyan területre sikerül a nyári időszak hőmérsékleti viszonyainak több évszázadra visszatekintő éves felbontású rekonstrukcióját adni, melyre a létező rekonstrukciók eredményei alig szolgáltatnak információt. Ezáltal ez az új rekonstrukció nem csak érdekes újdonság a hazai éghajlat-történeti kutatásokban, hanem nemzetközi szinten is jelentős eredménynek tekinthető.





2.12. ábra. Térbeli korrelációs vizsgálat térképi eredményei A) a skandináv (Torneträsk), B) az alpi (Valais) C) a pireneusi (Gerber és Sobrestivo) rekonstrukciók és az 5\*5 fokos HadCRUT3v gridelt havi felszíni léghőmérséklet adatbázis 1850-2003 időszakának adatai között. A 90%-os szignifikancia szintet meghaladó korrelációs együtthatók területét színezés jelzi, a színekód a középső térkép bal oldalán látható. A rekonstrukciók helyszínét fekete csillag jelzi. Mindegyik térképen a térbeli korrelációs vizsgálatba vont rekonstrukciót jelölő csillag nagyobb. A jobb alsó sarokban feltüntetett görbe a térbeli korrelációval aktuálisan vizsgált rekonstrukció 1850 és 2003 közti időszakát mutatja. A bal felső sarokban a betűsor az aktuális rekonstrukció által képviselt többhavi időszakba tartozó hónapok kezdőbetűi. Kis részben a célévszak 1-2 hónapos eltérése is magyarázhatja a különbségeket. A kelemen helyszínt kék négyszög jelöli. (BÜNTGEN et al. 2008 alapján átdolgozva)



2.13. ábra. A felső panel a cirbolyafenyők évgyűrűs-zélességeiből rekonstruált (fekete) és a HadCRUT3v adatbázisból számított (piros) július-augusztusi középhőmérséklet értékeit mutatja a Kelemen-havasok vidékére. A narancssárga vonalak, az elmúlt ~900 év hirtelen melegedő időszakainak leggyorsabb hőmérsékletemelkedést mutató 30-éves szakaszára illesztett lineáris trendvonalak. A trendegyütthatók értéke az ábra felső részén olvasható. Az alsó panel a 20 éves harmadfokú spline-nal (vágási frekvencia 50%) simított adatokat mutatja. A vékony szürke vonalak a kalibrációs hiba tartományát jelölik.

### 2.3.2.3. Rekonstruált július-augusztusi középhőmérséklet 1163-tól

Az EPS statisztika intervallumonként számított értékeit, a csökkenő mintaszámot, és az egyre szélesedő konfidencia intervallumot (2.6. ábra) figyelembe véve az 1163 előtti szakaszon a kronológia megbízhatósága még nem kielégítő. Ezért erre a szakaszra nem készítettem rekonstrukciót. A kénbányászat időszakát a leromlott hőmérsékleti érzékenység miatt, már a kalibrációból is ki kellett hagyni. A 3.1.4.1 pontban bemutatott eredmények nyomán kiderült, hogy a kitermelést követő időszakban a kis frekvenciás tartományban divergencia tapasztalható. Emiatt a cirbolyaindexek átskálázása erős felülbecsléshez vezetne. Annak érdekében, hogy a legutóbbi évtizedek hőmérsékleti viszonyainak illetően túlbecslése ne okozzon hibát, csak 1964-ig készült a cirbolya-adatok alapján rekonstrukció. A

cirbolyaindex alapú rekonstrukció és a grid adatokból számított július-augusztusi középhőmérsékleti anomáliák grafikojait a 2.13. ábra mutatja be.

A kelemeni július-augusztusi középhőmérséklet ingadozásainak 846 éves történetét rögzítő adatsor végül úgy állt elő, hogy az 1163-tól 1964-ig ívelő cirbolya adatokat 1965-től 2008-ig a HadCRUT3v adatbázisból a területet fedő cellához tartozó júliusi és augusztusi havi adatok átlag értékei egészítették ki. Ennek a kiegészítésnek, túl azon, hogy az utóbbi évtizedekre a torzítottnak tűnő faévyűrű alapú adatok helyett a pontos műszeres adatokat tekintjük, az a további előnye, hogy a legutóbbi évek (pl. 2007, a grid adatok legforróbb nyara) hőmérsékleti szélsőségeit is be lehet vonni a hosszú távú összehasonlításba, mert a cirbolyakronológia pillanatnyilag csak 2005-ig szolgáltatna adatokat.

A nagyobb változásokat szemlélve kirajzolódik egy hosszabb döntően hűvös nyarú időszak 1250 és 1650 között, rövidebb meleg szakaszokkal. Egy meleg nyarú időszak 1650 és 1750 között, valamint egy rövidebb, de markáns hideg szakasz a 19. sz. elején. Az nagyobb változások elemzésére, cirbolya alapú rekonstrukció összevetésére más kárpáti-medencei rekonstrukciók eredményeivel a 6. fejezetben együtt kerül sor.

A változások finomszerkezetének elemzéséhez az éves, évtizedes és 50-éves szélsőségeket hívhatjuk segítségül (2.4. táblázat).

A meleg szélsőségek tekintetében az utóbbi évtizedből két esztendő is dobogós helyet foglal el, a július-augusztusi középhőmérséklet 2007-ben és 2001-ben is majd 3°C-kal haladta meg a referencia időszak átlagát. Ezen kívül az 1320-as évek és a 18. sz. első évtizedei is két-két esztendővel képviseltetik magukat az elmúlt évszázadok legmelegebb éveinek tízes csoportjában. Ezek után nem meglepő, hogy az évtizedes átlagokat tekintve ezek az időszakok ismét előkelő helyet foglalnak el.

A hideg szélsőségek esetében a 19. sz. első évtizedei foglalják el az első helyeket. Az elmúlt 846 év leghidegebb nyarain, a rekonstruált adatok alapján, ~2,3-2,4°C-kal volt alacsonyabb a július-augusztusi léghőmérséklet a Kelemen-havasokban, mint a referencia időszak átlaga. A rangsorban ezután a 15. sz. közepéről szerepel két év, majd pedig az 1820-1841 közti bő két évtizedből négy esztendő következik. Ezek után kicsit meglepő, hogy az 1830-40-es évek leghidegebb évtizede csupán a második a hideg nyarú évtizedek rangsorában, ill. a leghidegebb 1813-22 évvel közösen lefedett félévszázados periódus (1799-1848) csupán a harmadik leghidegebb 50-éves szakasznak sorolódott.

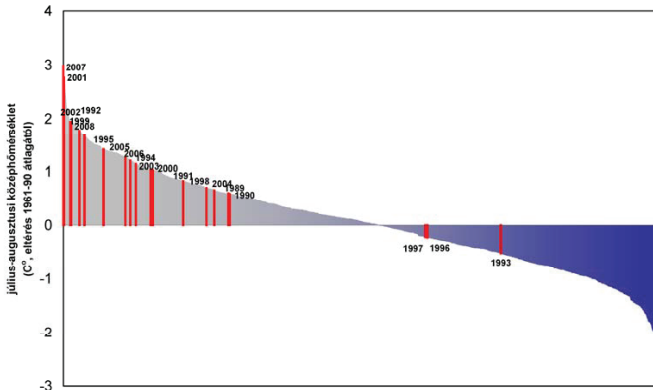
2.4. táblázat. A vizsgált 846 év legmelegebb és leghidegebb július-augusztusi időszakai. A legszélsőségebb 10 év, 5 át nem fedő évtized és 3 át nem fedő ötven éves időszak. Az évtized, és 50 éves időszakok esetében a megadott naptári év a jelölni kívánt évtized ill. 50-éves időszak utolsó éve. A megadott értékek az 1961-90 átlagától vett eltérések.

	év		Évtized		félévszázad	
	Év	Érték (°C)	Év	Érték(°C)	Év	Érték(°C)
meleg	<b>2007</b>	2,99	<b>2008</b>	1,64	<b>1730</b>	0,81
	<b>2001</b>	2,77	<b>1716</b>	1,43	<b>1674</b>	0,65
	<b>1325</b>	2,76	<b>1195</b>	1,37	<b>1901</b>	0,63
	<b>1854</b>	2,50	<b>1330</b>	1,37		
	<b>1646</b>	2,37	<b>1763</b>	1,32		
	<b>1323</b>	2,21				
	<b>1726</b>	2,18				
	<b>1715</b>	2,16				
	<b>1930</b>	2,03				
	<b>1862</b>	1,95				
hideg	<b>1818</b>	-2,49	<b>1822</b>	-1,41	<b>1475</b>	-0,67
	<b>1806</b>	-2,28	<b>1843</b>	-1,37	<b>1628</b>	-0,65
	<b>1455</b>	-2,18	<b>1534</b>	-1,29	<b>1848</b>	-0,65
	<b>1462</b>	-2,14	<b>1463</b>	-1,2		
	<b>1820</b>	-2,06	<b>1181</b>	-1,2		
	<b>1841</b>	-2,06				
	<b>1839</b>	-2,03				
	<b>1836</b>	-1,98				
	<b>1532</b>	-1,97				
	<b>1300</b>	-1,96				

A utóbbi évek magas nyári hőmérsékleteinek szokatlan jellegét szemlélteti a 2.14. ábra. Az utóbbi 20 évből a Kelemen-havasok környékén mindössze 3 évben maradt a július-augusztusi középhőmérséklet az 1961-90 normálperiódus azonos időszakra vonatkozó átlaga alatt. A fent említett abszolút rekorderek (2007, 2001) mellett az utóbbi 20 évből 8 esik a teljes vizsgált időszak adatainak legmelegebb tizedébe (1988, 1992, 1995, 1999, 2002 és 2008). Sőt ezek közül is kettő épp hogy csak kiszorult a legmelegebb tíz közül, hisz 2002 a 11-ik, 1992 pedig a 12-ik helyre soroltatott.

Az utóbbi harminc esztendőben tapasztalt gyors melegeedés amplitúdója a leghűvösebb (1974-85: -0,58°C) és legmelegebb (1997-2008: +1,64°C) évtized 1961-90 átlagától számított eltérése alapján 2,22°C. Ez az érték nem tekinthető szokatlanul nagyknak a korábbi évszázadok rekonstruált adatait vizsgálva. Több, még ennél is nagyobb mértékű, hirtelen melegeedés rajzolódik ki a korábbi évszázadokra. A közeli évtizedek közti hőmérséklet emelkedés mértéke a 12. sz. végi eseménynél pl. 2,57°C (1172-84: -1,2°C; 1186-95: +1,37°C), a 13. sz.

vége és 14. sz. eleje közt 2,41°C (1281-90:-1,04°C; 1321-30: +1,37°C), 19. sz. közepén pedig 2,40°C (1824-43: -1,37°C; 1852-63: +1,13°C).

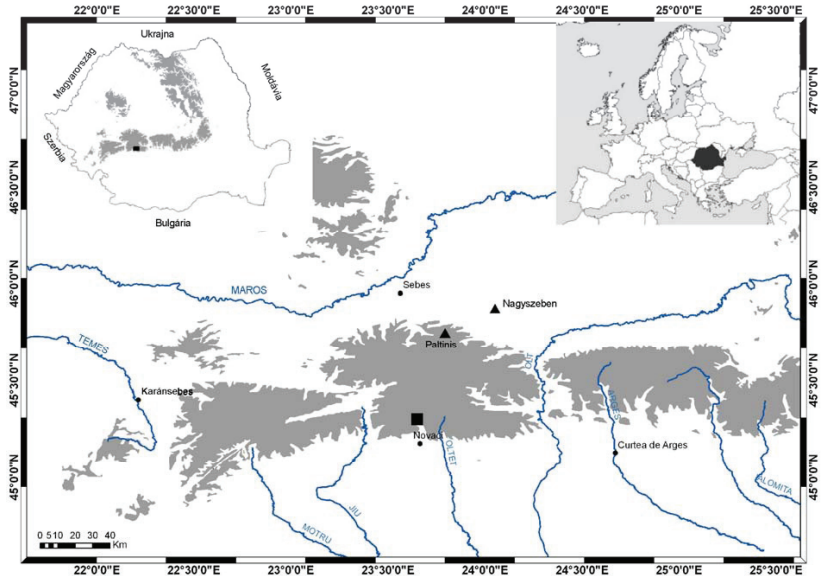


2.14. ábra. A vizsgált 846 esztendő csökkenő sorrendbe rendezett becsült július-augusztusi középhőmérsékleti anomáliái a Kelemen-havasokban. A piros oszlopok az utolsó két évtized adatait jelölik feltüntetve az évszámokat is.

A recens melegedés dinamikája tehát figyelemet érdemlő, de nem nevezhető páratlanak a mintegy 900-éves összehasonlításban. A fent említett hirtelen melegedések időszakaiban a legmeredekebb trenddel jellemezhető 30-éves szakaszok, és az éves melegedési ráta értéke a 2.13. ábrán tanulmányozható.

Még ha a legelső, az évtizedes amplitúdó alapján legnagyobb, ~1170-1200 között rekonstruált eseménytől el is tekintünk, mivel a kronológia 95%-os megbízhatósági tartománya 1190-1200 körül kiszélesedik (2.6. ábra), akkor is legalább két olyan, pár évtized alatt lezajló melegedési esemény mutatkozik a rekonstruált adatsorban, amikor a július-augusztusi középhőmérséklet változásának évtizedes amplitúdója, és a melegedés dinamikája a Kelemen-havasok vidékén felülmúlja a közelmúlt eseményeit.

A bemutatott eredmények alapján, elmondható, hogy a 20. század harmadik negyedétől a Kelemen-havasokban a nyári hőmérsékleti viszonyokban erős melegedés indult meg. A nyári középhőmérsékletek éves, évtizedes összehasonlításban az elmúlt ~850 évben páratlan szintet értek el. A hőmérséklet emelkedés dinamikája, illetve az évtizedes változások amplitúdója, a július-augusztusi középhőmérséklet vonatkozásában legalábbis, nem tekinthető szélsőségesnek az évezredes összehasonlítás szerint.



3.1. ábra Az archív luc sűrűség adatok származási helye (fekete négyzet), valamint a környék leghosszabb műszeres észlelésből származó adatsorát jegyző Nagyszeben, és a legközelebbi magashegyi meteorológiai állomás (Paltinis) elhelyezkedése.

### 3. A LUCFENYŐ FAANYAGÁNAK SŰRŰSÉGE ÉS A JÚNIUS-SZEPTEMBERI KÖZÉPHŐMÉRSÉKLET REKONSTRUKCIÓJA MAXIMUM ÉS MINIMUM SŰRŰSÉG ADATOK KOMBINÁLT ALKALMAZÁSÁVAL

#### 3.1. Bevezető

A lucfenyő (*Picea abies* (L.) Karst.) a kárpáti túlelveli övezet fő erdőalkotó faja. Élettartama eléri az 576 évet (SCHWEINGRUBER & WIRTH 2009). A lucfenyő megkülönböztetett figyelmet érdemel a kárpáti övezet faévgyűrűs vizsgálataiban ökológiai, erdészeti, dendroklimatológiai és régészeti jelentősége miatt is. Több tanulmány foglalkozott már az évgyűrűsülésségek váltakozásának éghajlati kapcsolatával (BEDNARZ et al. 1998-99, SZYCHOWSKA-KRAPIEC 1998, POPA 2003, 2004, 2005, SAVVA et al. 2006, KACZKA & BÜNTGEN 2007, KERN & POPA 2007, POPA & KERN 2007, BOURIAUD & POPA 2009) de egyéb paramétert kizárólag csak a Tátrában vizsgáltak (BÜNTGEN et al. 2007).

Azonban három keleti- és déli-kárpáti helyszínről is hozzáférhetőek lucfenyők röntgenes sűrűségadatai. A mintákat egy világméretű dendrokronológiai adatgyűjtési kampány keretei közt gyűjtötték és elemezték. A kárpáti állományok adatait használták a hálózaton belüli távkapcsolatok értékelésekor (SCHWEINGRUBER 1985) valamint egy kontinens-léptékű dendroklimatológiai összehasonlításban (SCHWEINGRUBER et al. 1987) de az említett déli-kárpáti adatok egyedi feldolgozására a közelmúltig (KERN & POPA, benyújtva) kísérlet sem történt. Az a tény, hogy az európai túlelű övben SCHWEINGRUBER (1985) egy önálló zónát jelölt ki a röntgenes sűrűségadatok alapján, melynek központja és névadója a Déli-Kárpátok még inkább fokozza a déli-kárpáti archív luc sűrűségadatokban rejlő éghajlati információ kiértékelésének jelentőségét.

### **3.2. Anyag és módszerek**

#### **3.2.1. Röntgenes sűrűségadatok**

Az archív fa-sűrűség adatok az ITRDB (International Tree Ring Data Bank) adatbázisából származtak (SCHWEINGRUBER 2000, NOAA 2009). A déli-kárpáti Pareng-hegységben található Novaci környékéről (45,30N, 23,67E, 1650 m tszf.) gyűjtött anyag leírása szerint a felső erdőhatárról származik (3.1. ábra). Az archív luc sűrűségi adathalmaz 15 fából 30 maximum és minimum sűrűségi idősort tartalmaz. Minden fát két sugár képvisel.

A sűrűségadatokat a röntgenes sűrűségmérési technika alkalmazásával (POLGE 1970, SCHWEINGRUBER et al. 1978) nyerték egy világméretű túlelű mintázási hálózat szolgáltatata keretek között (SCHWEINGRUBER 1985). A maximális és minimális sűrűségadatok jellegzetes paraméterei a sugárirányú fa-sűrűség szerkezetnek. Egy adott évgűrűn belül a sűrűség-maximum a kései pásztához a sűrűség-minimum a korai pásztához kötődik (SCHWEINGRUBER et al. 1978). A röntgenes sűrűség a normál gravimetrikus sűrűséggel egyező fizikai információt hordoz, azaz magasabb értékei tömörebb, alacsonyabb értékei lazább faszerkezetre utalnak. Ez faanatómiai szempontból úgy értelmezendő, hogy a tömörebb faszerkezet azt jelenti, hogy egységnyi térfogatban több a faanyag, több a sejtfal az áledények belső üregeihez képest.

A Novaci adathalmaz 178 évet fed (1804-1981), de majd három évtizedes patinája ellenére mindmáig a leghosszabb fa-sűrűség idősort képviseli a teljes keleti- és déli-kárpáti régióban. A faminták átlagos életkora 88 év, a legrövidebb minta 38, a leghosszabb 178 évgűrűt tartalmaz. A mintaszám 1944-től csökken, 1827-ben már csupán 4 és 1821 előtt pedig egyetlen minta árválkodik (3.2. ábra). Az átlagos maximum és minimum sűrűség 0,769 és 0,256 g/cm<sup>3</sup>. Az átlagos maximumsűrűség jól illeszkedik a tátrai lucfenyőknél

megállapított tartományba (BÜNTGEN et al. 2007) de alacsonyabb, mint egy szlovéniai alpesi luc állományról közölt érték (LEVANIČ et al. 2009). Az átlagos minimumsűrűség hasonlóképp jól illeszkedik az alpi lucokra jellemző értékek közé (SCHWEINGRUBER et al. 1978).

### **3.2.2. Standardizáció, index számítás**

A nyers sűrűség adatokból a nem-klimatikus trendeket kiszűrve, az értékes éghajlati jelet hangsúlyozhatjuk ki (BRÄKER 1981, COOK et al. 1990). Sűrűségadatok kevésbé változékonyak, mint az évgyűrűségeesség adatok. A sűrűség adatokat terhelő biológiai trend leginkább lineáris modellel közelíthető (BRÄKER 1981). A nyers sűrűségadat és a lineáris modell által meghatározott adat hányadosaként állt elő az index érték minden sorozat minden egyes évében. Az egyedi indexekből robusztus átlagolás (COOK 1985) határozta meg az állományra jellemző maximum (MXD) és minimum (MND) sűrűségindexeket. Az így nyert MXD és MND kronológiák változékonyságát korrigálni kellett a változó mintaszámmal (OSBORN et al. 1997, FRANK et al. 2007). Az index sorozatokban megőrzött, az éghajlathoz kapcsolható jel stabilitása az EPS (Expressed Population Signal) statisztika alkalmazásával ellenőrizhető. Az EPS elfogadhatósági küszöbe 0,85 (WIGLEY et al. 1984). A minták közti átlagos korreláció ( $R_{bar}$ ) és az EPS 20 éves léptetéssel, 40 éves ablakokban került kiszámításra. Az  $R_{bar}$  és az EPS általánosan alkalmazott statisztikákról bővebben a 2.2.5.1. fejezetben lehet olvasni. A standardizálást és indexszámítást az ARSTAN programmal (COOK & KRUSIC 2006) végeztem.

### **3.2.3. Léghőmérsékleti adatok**

A röntgenes adatokban rejlő éghajlati tartalom vizsgálatához a HadCRUT3v, 5°\*5°-os térbeli bontású, területileg átlagolt hőmérsékleti adatbázis (BROHAN et al. 2006) Novaci melletti mintavételi helyszínt fedő cellájának adatait használtam. A HadCRUT3v adatbázisból a 1961-90 éghajlati normál időszakhoz (WMO 1989) viszonyított havi átlagos léghőmérséklet anomáliák 1850. januártól 2008. decemberig voltak elérhetőek, bár két korai esztendőre (1854, 1856) hiányoztak az adatok.

A tágabb környéken a legrégebben észlelő meteorológiai állomás kétségtelenül Nagyszében. Itt 1851-től folynak rendszeres meteorológiai mérések. Az adatsort azonban több szempontból is inhomogenitás terheli. Többször változott az észlelés helye, a műszerek napi leolvasásának időpontja, sőt a napi észlelések alapján a napi középhőmérséklet számítására alkalmazott formula is (TIȘTEA et al. 1966). A területileg átlagolt havi középhőmérsékleti adatbázis korábbi (1901-ig elkészített) változatával és a nagyszébeni adatsorral végzett



összehasonlító elemzések már rámutattak arra, hogy 1905 körül mindkét hőmérsékleti adatsorral hirtelen leromlik a későbbi évtizedekben tartósan szignifikánsnak mutakozó statisztikus kapcsolat (KERN & POPA benyújtva). Az 1905-ös dátum épp a nagyszebeni állomás egyik módszerváltási dátuma. A napi közép számításában a  $(T7+T14+T21)/3$  formuláról áttértek a  $(T7+T14+2*T21)/4$  formulára (TİŞTEA et al. 1966). Ebből arra kellett következtetni, hogy a gridelt adatok nagymértékben a nagyszebeni állomás adatain nyugszanak, hisz az állomás adatait terhelő inhomogenitás a területileg átlagolt adatokban is megjelenik.

Megjegyzendő, hogy kis mértékben az újított formula (ú.n. Kaemtz-módszer) is torzíja a valódi napi (BÖHM et al. 2010) és havi középhőmérséklet adatokat (DALL'AMICO & HORNSTEINER 2006), de a korábbi módszer, melyet 1880 óta alkalmaztak, nyilvánvalóan még ehhez képest is jobban torzít (BÖHM et al. 2010).

Mivel a környéken, teljesen hasonlóan bármely más területhez, a 19. sz.-ban még kevesebb meteorológiai állomás működött mint a 20. sz.-ban, ezért várható, hogy a hőmérsékleti adatbázis újabban készített korábbi szakasza hasonlóképp, vagy még inkább a nagyszebeni adatokra épül, örökölve ezáltal annak inhomogenitási zavarait is.

### **3.2.4. Az éghajlati jel vizsgálata**

A hőmérsékletnek az éves röntgenes sűrűség paraméterre gyakorolt hatását a havi középhőmérséklet adatok és az MXD és MND indexek között számított Pearson-féle korrelációs együttható segítségével értékeltem (FRITTS 1976). A korrelációs vizsgálatban tizenhat hónap adatai szerepeltek, az évgyűrű növekedését megelőző év júniusától az évgyűrű növekedési évének októberéig. Az előzetes eredmények nyomán többhavi középhőmérsékleteket is vizsgálatba vontam, augusztus-szeptember (AS) és május-szeptember (MJJAS) átlagát az MXD és június-július (JJ) és május-július (MJJ) átlagát az MND esetében. Továbbá az öthavi összeget is bevontam az összehasonlításba. A korrelációs együtthatók jelentőségének értékeléséhez Student-féle t-próbával számított 95%-os szignifikancia szolgált alapul. Ahogy fentebb már említettem, a korábbi vizsgálatok alkalmával alapos gyanú merült fel, hogy a grid adatokat 1905 előtt jelentős inhomogenitás terheli (KERN & POPA benyújtva) ezért a korrelációs vizsgálatot az 1906 utáni szakaszra szorítkozva is elvégeztem.

### 3.2.5. Rekonstrukciós kísérletek

A novaci lucok röntgenes sűrűségadataiban rögzült ingadozások éghajlati elemekkel felderített kapcsolata alapján kétféle rekonstrukció elkészítésére tettem kísérletet.

Egyrészt az MXD indexek alapján a május-szeptember (MJJAS) öthavi középhőmérséklet megfelelő kalibrációjának lehetőségét vizsgáltam. Másrészt az MXD és MND adatok kombinációjával (további jelölés MX+MN) az egyedi sűrűség paraméterek optimális kéthavi hőmérsékleti tükörképeit egyesítő, négyhavi (JJAS) középhőmérséklet kalibrációs lehetőségeit is vizsgálatba vontam.

A két sűrűségindex kombinálásához bilineáris regressziót alkalmaztam. A lineáris regressziós technikák alkalmazása során szükségszerűen variancia veszteség lép fel (VON STORCH et al. 2004, 2009). Ennek a hibaforrásnak a kiküszöbölésében a bilineáris regresszióval nyert adatsornak a megfelelő hőmérsékleti adatsor átlagával és szórásával végrehajtott skálázása segíthet (ESPER et al. 2005). A MJJAS középhőmérséklet esetében, hasonlóképp a természetes variancia veszteségeinek elkerülése érdekében, az MXD adatok újraszkalázásával történt a kalibrációs kísérlet.

A rekonstrukciós lehetőségek próbája váltott időszakokkal végzett kalibrációval és verifikációval történt (FRITTS 1976). A rekonstrukciós technikák eredményességének értékelésében a kifejezett variancia ( $R^2$ ), az RE (reduction of error) és a CE (coefficient of efficiency) statisztikák adtak támpontot (COOK et al. 1994). Az átskalázási technikáról és a verifikációs statisztikákról bővebben a 2.2.7.2 fejezetben lehet olvasni.

Váltott kalibrációs időszakoknak a korrelációs vizsgálatban tekintett 1906-tól 1981-ig terjedő időszak megfelelésével nyert két azonos – 38 éves – hosszúságú részintervallum szolgált.

A nagyszebeni havi középhőmérsékleti adatsor fent említett inhomogenitási hibaforrásokkal leginkább teletűzdelt időszaka az 1887-1905. A szűk két évtizedben négyszer költözött az állomás, és kétszer változtatták a leolvasások napi időpontjait (TİŞTEA et al. 1966).

Ebben a húszéves időszakban a röntgenes indexek és a hőmérséklet adatok közti korrelációs kapcsolat drasztikusan romlik, illetve rendellenes módon hirtelen ugrásokat mutat, melyek időben egybeesnek a költözések és módszerváltások feljegyzett dátumaival (KERN & POPA benyújtva). Némileg meglepő módon a még korábbi szakaszon azonban ismét javul az MXD és még inkább az MND hőmérsékleti kapcsolata, bár a legmegbízhatóbb szakasznak tekinthető, már sok állomás adatain nyugvó, 1920-as évek után jellemző szintet nem éri el. Azért az 1851 és 1886 közti 34 adatot (1854-ben és 1856-ban adathiány van!) extra-

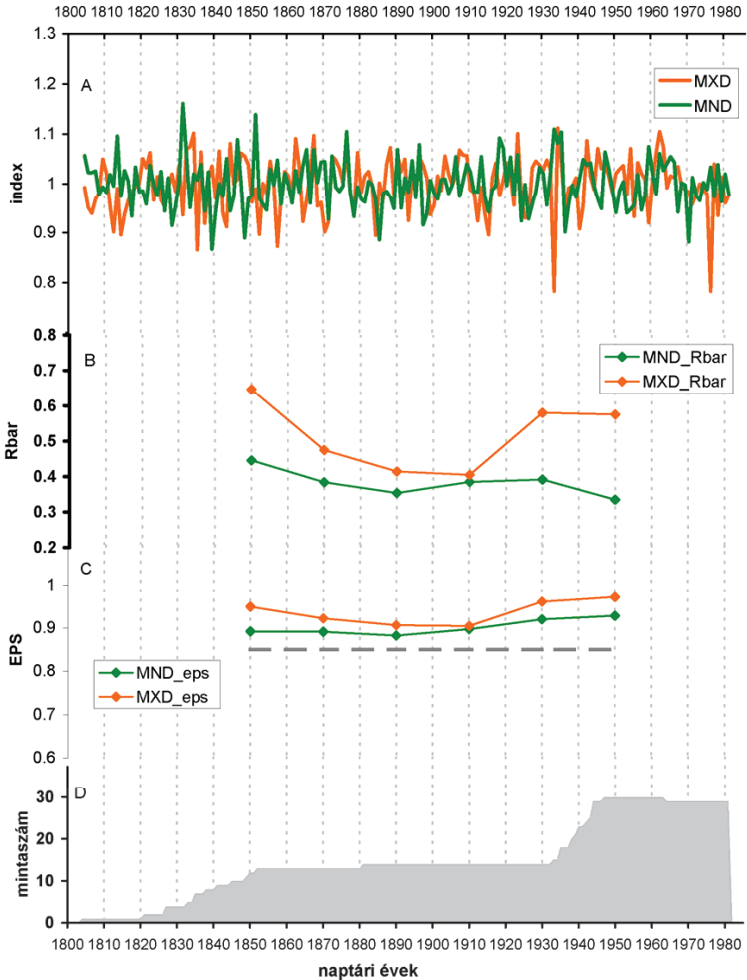
verifikációs intervallumként használtam. Azaz, a váltott kalibrációk után a verifikációs statisztikákat ezekre az évekre is meghatároztam.

Az, hogy az MXD~MJJAS vagy az MX+MN~JJAS az ígéretesebb rekonstrukció az RMSEP (root mean squared error of predictions) értékének és a rekonstruálni óhajtott meteorológiai tényező verifikációs időszakra eső változékonyságának összehasonlításával ítéltető meg (pl. TELFORD & BIRKS 2009). A rekonstrukciónak csakis akkor van értelme, ha az RMSEP lényegesen kisebb, mint a meteorológiai tényező változékonysága. Továbbá, értelemszerűen, az a jobb, pontosabb rekonstrukció, amelynél a hiba kisebb, pontosabban a rekonstruálni óhajtott környezeti változás mértékéhez (jelen esetben Tmax-Tmin tartomány) arányosított hiba (RMSEP) kisebb (TELFORD & BIRKS 2009). Az arányosításra itt egyszerűen az  $RMSEP/(T_{max}-T_{min})$  hányados szolgált.

### **3.3. Eredmények, Következtetések**

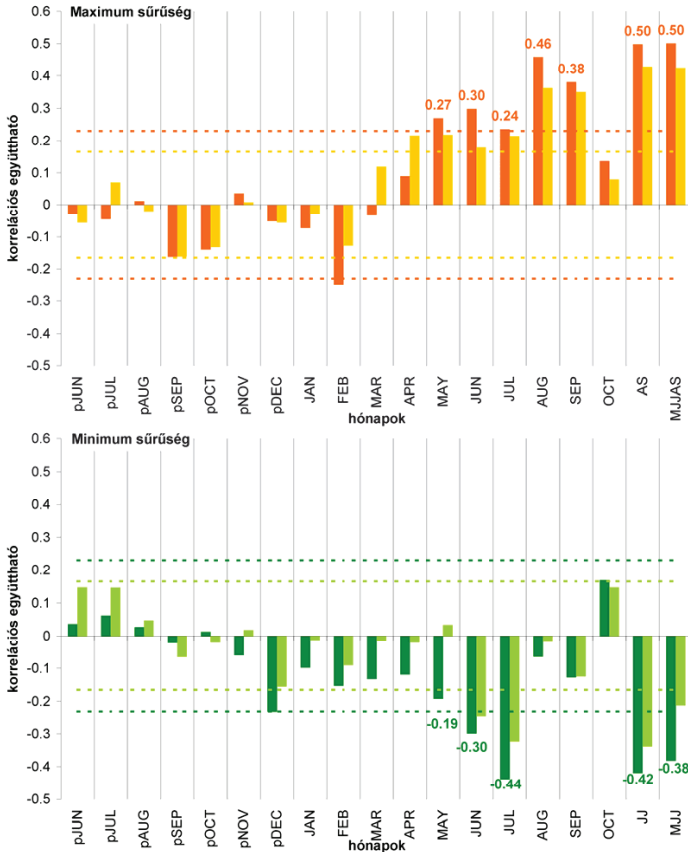
#### **3.3.1. Novaci-i lucok MXD és MND adatai**

Mindkét sűrűségi index meglehetősen erős közös jelet hordoz, melyet a statisztikák magas és stabil értékei igazolnak (3.2. ábra). Az átlagos Rbar (EPS) 0,44 (0,95) az MXD, illetve 0,27 (0,91) az MND esetében. A csúszóablakos számítással ugyanezek a mutatók a dendrokronológiai jel kivételes stabilitásáról tanúskodnak. Ámde megállapítható, hogy az MXD-re minden esetben magasabb értékeket láthatunk. Az EPS meghaladja a 0,85-os szintet a teljes vizsgált időszakban, ami azt sugallja, hogy robosztus jel rögzült mindkét röntgenes paraméterből levezetett indexben. Az MXD és az MND között számított korrelációs együttható igen alacsony, gyakorlatilag nulla (0,02), ez pedig azt sugallja, hogy az indexek független környezeti információt rejtnek.



3.2. ábra. A Novaci-i lucok maximum (MXD) és minimum (MND) sűrűségadataiból levezetett indexek és a standardizáció után megőrzött kronológias jel időbeli alakulását minősítő statisztikák grafikus megjelenítése. A – átlagolt sűrűségindexek; B – minták közti átlagos korreláció (Rbar); C – kifejezett populációs jel (EPS). A szaggatott vízszintes vonal a 0,85-os elfogadhatósági szintet jelöli.; D – mintaszám időbeli alakulása.

Az Rbar és az EPS értékei 40 éves ablakokban 20 éves lépésekkel kerültek meghatározásra.



3.3. ábra. A sűrűség paraméterek kapcsolata a hőmérséklettel. Az oszlopok magassága a luc sűrűségindexek és a havi, ill. többhavi középhőmérsékletek között számított Pearson-féle korrelációs együtthatók értékét jelzi. A hónapok rövid jelölése előtt szereplő „p” az évgyűri keletkezését megelőző esztendő hónapjaira utal. A fenti ábrán a maximum (narancssárga), a lentin a minimum (zöld) sűrűségekre vonatkozó eredmények szerepelnek. A teljes vizsgált időszakra (1850-1981) számított együtthatók halványabb, az inhomogén időszak utáni (1906-81), megbízhatóbb észlelésből származó adatokkal számított együtthatók oszlopait sötétebb tónusú színezés különbözteti meg. A jelentősebb esetekben az együttható értéke is feltüntetésre került. A szaggatott vonalak a 95%-os szignifikancia szintet jelölik. Az összetartozó szignifikancia szinteket és oszlopokat azonos színek ábrázolják.

### 3.3.2. A hőmérséklet és a luc faanyag sűrűsége közti kapcsolat

Az MXD esetében a havi középhőmérsékletek közül augusztus (0,46) és szeptember (0,38) mutatta a legnagyobb együttthatót (3.3. ábra). Ez nagy vonalakban egyezik a teljes Kárpátokra vonatkozó korábbi megfigyelésekkel (SCHWEINGRUBER et al. 1987). Azonban az április, május és június hónapok esetében is szignifikáns pozitív korreláció mutatkozik. A júliusi együtttható épp csak elérte a 95%-os szignifikancia szintet, de ugyancsak pozitív és nagyobb, mint a többi hónap esetében kapott együtttható. A többhavi középhőmérséklet esetében az együtttható kis mértékben tovább javult és az AS kéthavi valamint az MJJAS öthavi középhőmérséklettel egyaránt 0,50 értéket vett fel. A Tátrában (BÜNTGEN et al. 2007) és az Alpokban (FRANK & ESPER 2005) a nyári félév (április-szeptember) középhőmérsékletét találták az optimális kalibrációs évszaknak a lucfenyők MXD indexében tükröződő éghajlati információ vizsgálatokor. A déli-kárpáti luc állománynál a teljes időszakban az áprilishoz tartozó együtttható még meghaladja a 95%-os szignifikancia szintet, de a rövidebb, megbízhatóbb időszakra már nem éri el a szignifikancia küszöböt.

A gyengébb nyárközépi hőmérsékleti érzékenység jellegzetes luc MXD válasznak tűnik. A tátrai és az alpi luc állományok vizsgálatokor úgy találták, hogy júniusra esett a korrelációs együtttható a 95%-os szignifikancia szint alá. A vizsgált déli-kárpáti luc állomány esetében a júliusi együtttható határozottan szignifikáns, ellenben a júliusi a gyengébb. Érdekes azt is megjegyezni, hogy egy friss szlovéniai luc állományokról készített tanulmány szeptember középhőmérsékletét jelöli meg a kései pászta sejtfejlést okozására ható fő éghajlati tényezőnek (LEVANIČ et al. 2009). Ez az eltérés a Novaci MXD válaszhoz képest azonban jól magyarázható, hisz a szlovéniai helyszínen a növekedési időszak hosszabb, mint a kontinentális déli-kárpáti felső erdőhatáron. A rövidebb vegetációs periódus pedig értelemszerűen korábbi sejtfejlődést eredményez. Az évgyűrű keletkezését megelőző esztendőből egyetlen vizsgált hónap se mutatott szignifikáns hatást a rákövetkező évben zajló sejtfejléssel. A növekedést megelőző év adataival kimutatható bármiféle kapcsolat teljes hiánya jellemző és normális válasz az MXD indexek esetében (SCHWEINGRUBER et al. 1978).

A havi középhőmérsékletek és az MND indexek között jellemzően negatív korrelációs együttthatókat adott eredményül az összehasonlítás. A legerősebb kapcsolat június (-0,30) és július (-0,44) adataival mutatkozott. A májusi középhőmérséklettel hasonlóképp negatív együttthatót eredményezett a vizsgálat bár ez valamivel a 95%-os szignifikancia szint alatt

maradt. A JJ kéthavi középhőmérséklettel az együttható abszolút értéke kis mértékben csökkent (-0,42), a háromhavi átlaggal (MJJ) pedig még tovább gyengült.

A bemutatott szignifikáns kapcsolat azonban rendkívül érdekes, hisz a sűrűség alapú dendroklimatológiai kutatások mérőföldkövének tekinthető úttörő tanulmányban (SCHWEINGRUBER et al. 1978) nem tapasztaltak semmiféle egyértelmű kapcsolatot az MND indexek és az éghajlati változók között. Feltehetőleg ennek következményeként a későbbi kutatásokban kizárólag a maximum sűrűség adatait elemezték és használták éghajlati rekonstrukciókban, a minimum sűrűség adatok vizsgálatát teljesen elhanyagolták.

A statisztikai eredmények azt sugallják, hogy június-július hőmérsékleti viszonyai nagymértékben meghatározzák a korai pászta faanyagának sűrűségét a déli-kárpáti lucfenyők esetében. A magasabb június-júliusi léghőmérséklet korlátozza a korai pásztában a sejtfallvastagodást és/vagy nagyobb átmérőjű áledények keletkezéséhez vezet. A kérdés eldöntéséhez faanatómiai vizsgálatokkal támogatott elemzésekre van szükség. Az ehhez szükséges információkat az archivált adatbázis nem tartalmazza. Az anatómiai vizsgálatokat az eredeti növedécsapokon, vagy újragyűjtött mintákon lehet elvégezni.

A májusi viszonyoknak ugyancsak lehet kisebb szerepe a fenti folyamatban. Azonban gyanítható, hogy csupán május második fele befolyásolja a folyamatot és a havi adatokkal számított korrelációs együttható azért nem szignifikáns, mert a havi középhőmérséklet a hónap korai szakaszának napi adatait is integrálja. Ennek a részkérdésnek a tisztázásához pedig rendszeres növekedési monitoring szükséges.

### **3.3.3. A kalibrációs kísérletek összehasonlítása**

A kétféle kalibrációs próba során meghatározott mutatószámok a 3.1. táblázatban tanulmányozhatók. Mindkét esetben az eredmények meglehetősen jónak nevezhetők. De a táblázat rovataiban a két próba azonos mutatóira vonatkozó értékeket összehasonlítva egyértelműen kiderül, hogy a bilineáris regresszióval kombinált sűrűségindexek átskálázásával előállított adatsorok (MX+MN) minden mérőszámban felülmúlják a csupán az MXD alapján végrehajtott ~MJJAS hőmérsékleti becslésre kapott statisztikákat. Azaz a minimum sűrűség adatok figyelembe vétele javítja a kalibrációban a statisztikus kapcsolatot még akkor is, ha magában az MND index nem korrelál szorosan a június-szeptemberi középhőmérséklettel (pl. az 1906-43 időszakban).

Az MX+MN kalibrációs próbák verifikálása kifejezetten jó. A váltott részintervallumok közül csupán egyetlen CE statisztika marad, épp hogy csak, negatív. A grafikus összehasonlításnál (3.4. ábra) feltűnő, hogy az 1933-as évre kiugróan alulbecsli az

MX+MN a valódi hőmérsékleti értéket. Ha ezt az egy szélsőséges esetet elhagynánk RE 0,23; CE 0,22 értéket venne fel. Azaz a második periódus gyengébb statisztikai egyértelműen az 1933-as év szélsőséges és szokatlan alulbecslésének számlájára írhatók.

3.1. táblázat. Kalibrációs és verifikációs statisztikák

MXD vs MJJAS	kalibráció		verifikáció			verif+			
	r	p	R <sup>2</sup>	RE	CE	R <sup>2</sup>	RE	CE	
1906-1943	0,53	0,00	1944-1981	0,23	0,13	0,08	0,25	-0,23	-0,44
1944-1981	0,48	0,00	1906-1943	0,28	-0,14	-0,22	0,25	-0,23	-0,42
<b>MX+MN vs JJAS</b>									
1906-1943	0,50 <sup>1</sup>	0,01	1944-1981	0,33	0,23	0,21	0,32	0,19	-0,02
	-0,24 <sup>2</sup>	0,15							
	0,59 <sup>3</sup>	0,00							
1944-1981	0,49 <sup>1</sup>	0,01	1906-1943	0,35	0,02	-0,01	0,32	0,03	-0,05
	-0,36 <sup>2</sup>	0,05							
	0,57 <sup>3</sup>	0,00							
1906-1981	0,49 <sup>1</sup>	0,00	—————			0,32	0,12	0,00	
	-0,30 <sup>2</sup>	0,07							
	0,58 <sup>3</sup>	0,00							

Verif+: extra-verifikációs intervallum, 1851-86, (n=34)

r: Pearson-féle korrelációs együttható; p: az elsőfajú hiba valószínűsége

R<sup>2</sup>: kifejezett variancia

RE: reduction of error, CE: coefficient of efficiency (bővebben COOK et al. 1994)

<sup>1</sup>: MXD és a JJAS középhőmérséklet közti korrelációs együttható

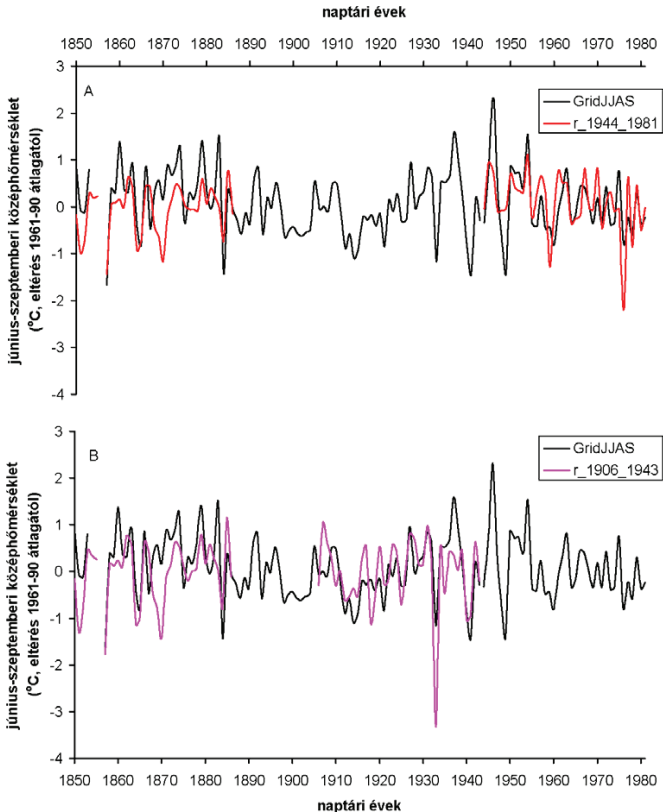
<sup>2</sup>: MND és a JJAS középhőmérséklet közti korrelációs együttható

<sup>3</sup>: MX+MN és a JJAS középhőmérséklet közti korrelációs együttható

Az extra-verifikációs intervallumon mindkét kalibrációs próbában RE pozitív, de CE negatív. Ismét a grafikus összehasonlításra (3.4. ábra) pillantva látható, hogy 1875 előtt mindkét próba szisztematikusan alulbecsli a hőmérsékleti adatokat. Egy frissen közölt tanulmány (BÖHM et al. 2010) tapasztalati bizonyítékokat szolgáltatott a korai észleléseknél alkalmazott meteorológiai észlelőhely nem megfelelő árnyékolására. Emiatt a nappali leolvasás értékei nyáron pozitív, télen pedig negatív irányban torzítottak. A mérőhelyek megfelelő árnyékolásának kialakítása az Alpokban az 1870-es évekig tartott. Feltételezhetjük, hogy nem történt meg ez korábban a Déli-Kárpátokban sem. Arra lehet tehát gondolni, hogy Nagyszébenben is pozitív irányba torzítottak a korai adatok, s ennek nyomát látjuk a 3.4. ábrán a területileg átlagolt adatsor korai évtizedeiben, hisz ekkor nem működött más állomás a környéken. Aztán 1871-től egyre több további észlelőhelyen is megindultak a mérések (SCHENZL 1873) már korszerű észlelőhelyek kialakítása mellett, s ennek



közönhetően ~1875-től a területileg átlagolt időszorban már nem jut érvényre a nagyszobeni adatok torzító hatása.



3.4. ábra. A váltott időszakokon végzett rekonstrukciós próbák eredményeinek grafikus összehasonlítása a hőmérsékleti adatsorral. A – kalibrációs időszak 1906-43; B – kalibrációs időszak 1944-81. A kalibrációhoz tartozó 20. sz-i verifikációs időszakra nyert adatok mellett mindkét ábrán azonos színnel az extra-verifikációs időszakokra (1850-86) vonatkozó adatsor is feltüntetésre került.

A 3.2. táblázatban olvasható eredmények alapján a kombinált MX+MN módszer esetében a becslés átlagos hibája abszolút értékben is kisebb. Sőt, mivel a JJAS négyhavi összeg ingadozási tartománya mindkét részidőszakban meghaladja a MJJAS öthavi összeg

ingadozási tartományát, ezért a hányadosban még egyértelműbben kifejezésre jut a különbség. A számított arányok alapján kb. 3-4%-kal teljesít jobban az MX+MN módszer.

A verifikációs statisztikák és a rekonstrukciós próbák pontosságának összehasonlítása alapján egyértelmű, hogy a maximum és minimum sűrűségadatokat együttesen alkalmazó módszer ígéretesebb és eredményesebb rekonstrukciót kínál. Ezért az esettanulmány záró alfejezetében csak a június-szeptemberi középhőmérséklet MX+MN módszerrel megvalósított rekonstrukciójával foglalkozik. A teljes 1906-1981 időszak adataival kalibrált modell és a hőmérsékleti adatok közti korrelációra valamint az extra-verifikációs időszakra számított statisztikák értékei a 3.1. táblázat utolsó sorában olvashatók. Érdemes megjegyezni, hogy a teljes időszakra végzett kalibrálás után az extra-verifikációs időszakban már CE sem negatív!

3.2. táblázat. A rekonstrukciós próbák pontosságának összehasonlítása

Kalibráció	MXD vs MJJAS			MX+MN vs JJAS		
	RMSEP	Tmax- Tmin	arány	RMSEP	Tmax- Tmin	arány
1906-43	0,49	3,13	0,156	0,48	3,72	0,129
1944-81	0,52	2,66	0,196	0,50	3,03	0,165

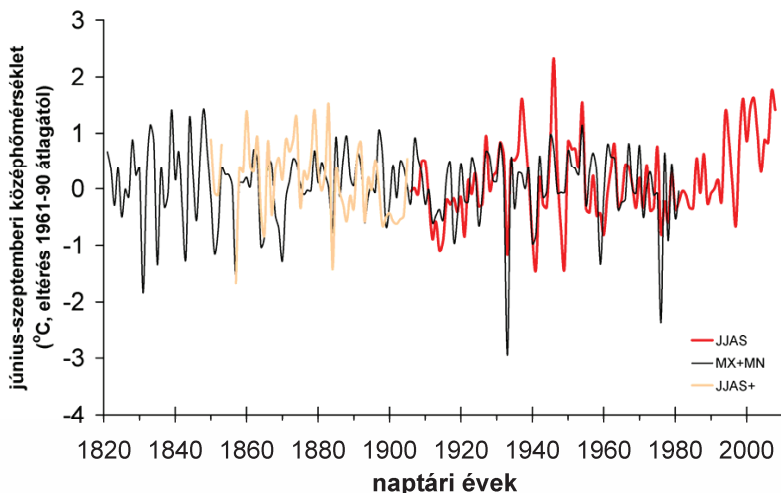
RMSEP: a becslés átlagos négyzetes hibájának négyzetgyöke (root mean squared error of projection), Tmax-Tmin: a rekonstruálni kívánt többhavi középhőmérséklet megjelölt kalibrációs időszak komplementerébe eső legnagyobb és legkisebb értékének különbsége, arány: RMSEP/Tmax-Tmin

### 3.3.4. A június-szeptemberi középhőmérséklet rekonstrukciója 1821-ig maximum és minimum sűrűség adatok kombinált alkalmazásával

A luc évgyűrűk sűrűség paramétereinek alkalmazásával 1821-ig készült el a június-szeptemberi négyhavi középhőmérséklet rekonstrukciója. Ez azt jelenti, hogy még a csupán két fával fedett időszak is a rekonstrukcióban maradt. A szokatlanul alacsony mintaszám mellett készített rekonstrukció azzal indokolható, hogy az alkalmazott eljárással minden évgyűrűből két paramétert használunk (ún. biproxi technika). Tehát két fa esetén is négy prediktoron nyugszik a rekonstruált adat, ráadásul a 2-2 adat függetlennek tekinthető.

A rekonstrukció időbeli kiterjedése azonban a fenti fejlesztés ellenére is szerény marad. Mivel Nagyszébenben 1851-től folynak rendszeres műszeres meteorológiai észlelések, melybe természetesen beleértendő a léghőmérséklet mérése is, így csupán három évtizeddel sikerült ez elé tekinteni. A sűrűségadatok standardizációjánál, a minták rövidegsége és időbeli

koncentrátsága miatt, csak egyedi standardizációra nyílt lehetőség, ezért legfeljebb az évtizedes/ötven éves ingadozások őrződhettek meg az indexekben.



3.5. ábra. A Novaci-i lucfenyők kombinált maximum és minimum sűrűségindexei alapján készített június-szeptemberi középhőmérsékleti rekonstrukció. A HadCRUT3v adatbázis Novacit fedő cellájának ugyanezen négyhavi átlagainak adata sora két részre bontva látható. Pirossal 1906-tól: ezen a szakaszon jelentős inhomogenitásra utaló jel nem jelentkezett. Rózsaszínnel 1905-ig, ezen a szakaszon Nagyszében idősrát terhelő inhomogenitások a területileg átlagolt hőmérsékleti adatokban is megjelennek. A kalibráció csak az 1906-1981 időszak adatai alapján történt. Bár a sűrűségadatok 1981-nél véget érnek, a hőmérsékleti adatbázis adatai 2008-ig fel vannak tüntetve.

A rekonstruált valamint a műszeres adatok alapján meghatározott hőmérsékleti adatbázisból számított június-szeptemberi középhőmérséklet adatok a 3.5. ábrán láthatók. Talán a legszembetűnőbb jelenség a rekonstruált adatok grafikonján a már említett 1933-as évre kapott szélsőségesen alacsony érték. Hasonló, bár kevésbé kiugró az 1976-os évhez tartozó érték is. Ezekre az évekre az eredeti hőmérsékleti idősróban is átlag alatti értékeket találunk, tehát minőségileg megfelelő a becslés, de a rekonstrukció az értékeket sokkal hidegebbnek becsli. Kevésbé valószínű, hogy ebben a két esztendőben a Novaci-i helyszínen több fokkal hűvösebb lett volna a rekonstruálni kívánt időszak, mint amit a regionális

hőmérsékleti adatok jeleznek. Különösen, hogy a kalibrációs időszak további 74 évében, de még a teljes 129 esztendő egyikében sem láthatunk hasonló eltérést. Valószínű, hogy itt a fásűrűség adatokban van valami rendellenes jelenség. Az MXD és MND indexek görbéire (3.2. ábra) pillantva egyértelmű, hogy a maximum sűrűségben jelentkeznek azok a kiugró értékek, melyek a kombinált rekonstrukcióban az alacsony értéket eredményezik.

Ennek a kérdésnek a vizsgálata további figyelmet igényel, de a minták közvetlen szöveti vizsgálata nélkül nehéz közelebbi magyarázattal szolgálni. Annál is inkább, hisz a jelenség megszólalásig hasonlít az Alpokban, a vörösfenyő (*Larix decidua*) esetében a rügymoly (*Zeiraphera diniana*) gradáció nyomán kialakuló jellegzetesen keskeny/halvány kései pásztták kapcsán leírt sűrűség-devianciához (SCHWEINGRUBER 1979, ESPER et al. 2007). A luc esetében ennek a rügymolynak a lombkárosító hatása természetesen nem jöhet szóba, de más lombpusztító kártétele eredményezheti a hasonló jelenséget.

Itt érdemes azt is megjegyezni, hogy a 3.3.3 fejezet végén részletesen tárgyalt, a kalibrációs próbák alkalmával megfigyelt 1850-1875 időszakban jelentkező átlagos becslési hiba az MX+MN rekonstrukció esetén 0,56 °C. Ez igen közel esik az Európában máshol épp ekkortájt cseréire kerülő, nem megfelelően árnyékolt észlelési állomások esetén a nyári félévi (április-szeptember) időszakra meghatározott mérési hibához (+0,4 °C) (BÖHM et al. 2010). Sőt ha figyelembe vesszük, hogy itt ennél rövidebb időszakot vizsgálunk és a fenti hiba áprilisban a legkisebb (<0,1 °C) akkor a tapasztalt különbség tökéletesen magyarázható a korai észlelőhely nem megfelelő árnyékolásával.

Az archív sűrűségadatok alapján rekonstruált, valamint a nyári-kora őszi léghőmérsékleti adatok együttes elemzése alapján megállapítható, hogy ez esetben nem az utóbbi évtizedből kerül ki a vizsgált időszak legmelegebb éve. Bár a rekonstruált adat alulbecsli, de a területileg átlagolt adatbázis vonatkozó adatából látszik, hogy 1946-ban a vizsgált négyhavi időszak középhőmérséklete meghaladta az utóbbi években észlelt értékeket. Ugyanakkor az is látszik, hogy 1820 óta nem volt még egy olyan időszak ezen a déli-kárpáti területen, mint az 1990-es évek derekát követő években, amikor kis ingadozásokkal ugyan, de sorozatosan fordulnak elő igen magas hőmérsékletek a nyári-kora őszi időszakban. A június-szeptemberi középhőmérséklet változékonyságában is érdekes szakaszosság mutatkozik az elemezhető 188 éves időszakban. Kevésbé változékony jelleg mutatkozik két szakaszban, 1890-től 1930-ig valamint 1970-től 1990-ig. A fenti két intervallumot közrefogó időszakokban, így a jelen rekonstrukció nélkül ismeretlen 1821 és 1849 között is, változékonyabban alakult, szélesebb tartományban váltakozott a június-szeptemberi középhőmérséklet a déli-kárpáti területen.

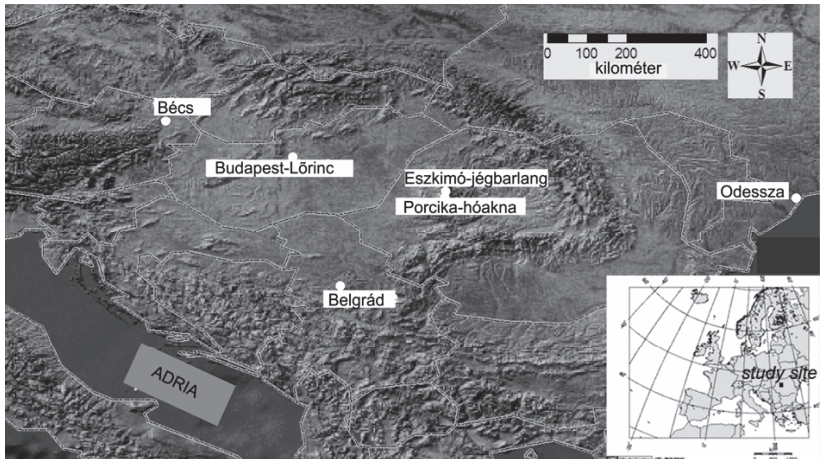
Az esettanulmány végén nyomatékosítom, hogy ennek a rekonstrukciónak a jelentősége tehát nem a hosszában, vagy az alacsony frekvenciás éghajlati jel megőrzésében rejlik. A rekonstrukció egyik, kárpát-medencei vonatkozású, érdekessége az, hogy a tátrai (BÜNTGEN et al. 2007) után időrendben és hosszban is ez a második faanyag sűrűségadatain nyugvó kárpáti hőmérsékleti rekonstrukció. Az MX+MN rekonstrukció fő érdeme viszont módszertani vonatkozású, ugyanis a világon ez az első olyan dendroklimatológiai rekonstrukció, melyben a minimum sűrűség is a becslésre használt proxy paraméterek (prediktorok) között szerepel. De ez nem csupán egy érdekes újdonság, hanem a sűrűségadatok alapján végzett dendroklimatológiai rekonstrukció hagyományos módszertanát érdemben fejlesztő módszertani újítás lehetőségét vetíti előre. Hiszen a kalibrációs kísérletek összehasonlításával az is igazolást nyert, hogy a kombinált sűrűség-paraméterek használatával a rekonstrukció eredményessége és pontossága is növelhető összehasonlítva a csupán a maximum sűrűség felhasználásával készített rekonstrukció jellemzőivel, noha az elmúlt 30 évben ez volt a rutinszerűen alkalmazott eljárás.

## 4. ÉGHAJLATI VÁLTOZÁSOK REKONSTRUKCIÓJA AZ ELMÚLT KÉTEZER ESZTENDŐBEN BARLANGI JEGEK VIZSGÁLATA ALAPJÁN, ÉS NÉHÁNY TOVÁBBI KAPCSOLÓDÓ EREDMÉNY

### 4.1. A barlangok bemutatása

Két bihari jegesbarlang kutatási eredményeit foglalja össze a következő fejezet. Az Eszkimó-jégbarlang (Ghețarul de Focul Viu, É 46,27° K 22,68°, 1150 m tszfm) és a Porcika-hóakna (Avenul Bortig; É 46,56°, K 22,69°; 1236 m tszfm.) is Románia Ny-i részén, a Bihar-hegység területén helyezkedik el (4.1. ábra) Kolozvártól megközelítőleg 70 km légvonalbeli távolságra NyDNY-i irányban. A Porcika-hóakna kevésbé ismert, az Eszkimó-jégbarlangtól 2 km-re DK-i irányban található. A barlangok környékén a becsült átlagos éves felszinközeli léghőmérséklet  $\sim 4^{\circ}\text{C}$ , az éves csapadékösszeg  $\sim 960$  mm (GÁL 2004).

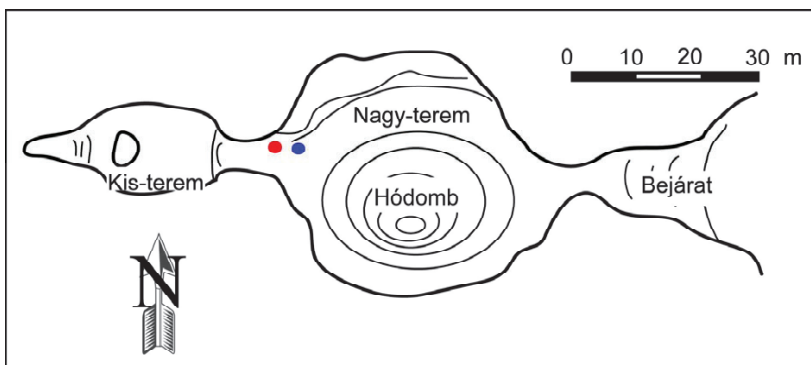
Mindkét barlang a légmozgás megfigyelt alakulása alapján a statikus; a jégüledék tipizálása alapján a firmesodó havat és ráfolyásból táplálkozó jeget tartalmazó jégbarlangok osztályába sorolható (LUETSCHER & JEANNIN 2004).



4.1. ábra. Az Eszkimó-jégbarlang (Ghețarul de Focul Viu) és a Porcika-hóakna (Avenul Bortig) elhelyezkedése, valamint a legközelebbi GNIP-ISOHIS állomások, amelyek adatai alapján a bihari csapadék trícium tartalmának becslése megtörtént.

#### 4.1.1. Az Eszkimó-jégbarlang

Románia második legnagyobb mennyiségű jeget rejtő barlangja. A jég térfogata 25000 m<sup>3</sup> (ORGHIDAN et al. 1984). A barlang Nagy-termének felszakadt mennyezetén keresztül a hó, az eső és a tavaszi olvadékvíz a barlangba jut, és egy része ott megfagy. Morfológiai megfontolások alapján a Nagy-terem jégkitöltésének maximális vastagságát 14 méternek becslik (BLEAHU et al. 1976). A Kis-teremben egy hatalmas jégoszlop található, de nincs benne vastag padozati jég (4.2. ábra).



4.2.ábra. Az Eszkimó-jégbarlang alaprajza. (VIEHMANN, I. & ȘERBAN, M. után, BLEAHU et al., 1976) A 2001. novemberi fúrás helyét kék, a 2004. májusi (román-olasz projekt) fúrás helyét piros pont jelzi.

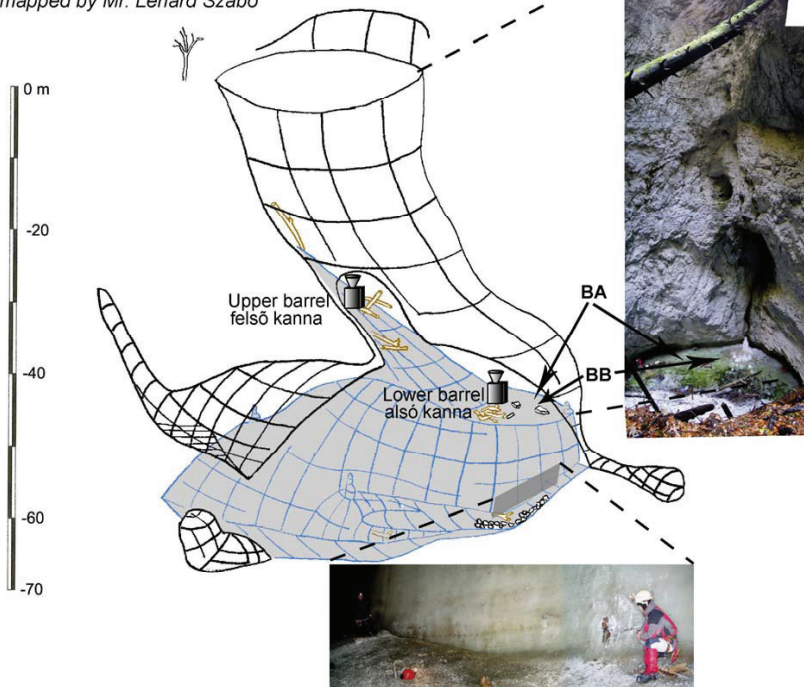
#### 4.1.2. A Porcika-hóakna

A barlangban felhalmozódott jég térfogata valamivel kevesebb, mint 25000 m<sup>3</sup> (ORGHIDAN et al. 1984). A barlang térképezett részének legmélyebb pontja 68 m-rel van a bejárat szintje alatt (4.3. ábra). A mélység nagy része a bejárat aknára esik, ami a jégfelszínig kb. 44 m mélységet képvisel. A jégblokk vastagságát az északi terem felé 11, a déli terem felé 23 méterre becsülhetjük. A pontos érték meghatározását akadályozza, hogy a barlangi aljzat jég alatti morfológiája nem ismert. A jégblokk oldalán, morfológiai alapon, három rész határolható le. Két függőleges jégfalakkal jellemezhető rész között egy, a főblokkhoz oldalról támaszkodó jégnyelvszerű forma helyezkedik el.

Mindegyik egység esetében rétegzett jéganyagot láthatunk, de a nyelvyszerű formát vastagabb saras rétegek tagolják, és a légmozgás eredményeként elszublimált jégből visszamaradó saras üledék kéregszerűen burkolja a jégnyelvet (4.3. ábra).

**Bortig Ice Cave (Avenul Bortig)**  
**Romania**  
**depth: 68 m**  
*mapped by Mr. Lénárd Szabó*

**Porcika-hóakna, Románia**  
**mélység: 68 m**  
**térképezte: Szabó Lénárd**

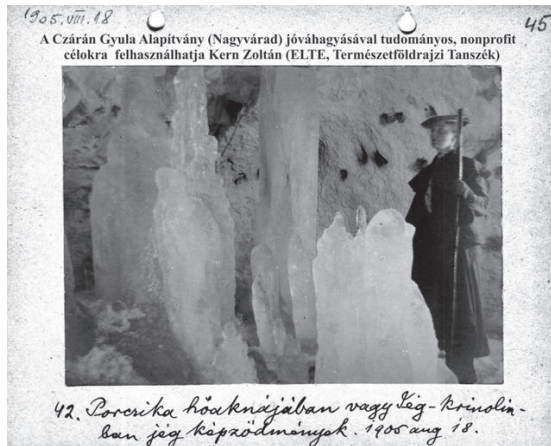


4.3. ábra. A Porcika-hóakna térmodellje. A jégkitöltést szürke szín jelzi. A nyilak a BA és BB jégfúrások helyére mutatnak. A vízgyűjtő helyeket szürke kanna jelzi. A BFMI jelű, dendrokronológiai és radiokarbon vizsgálatnak alávetett faminta a térdelő alak előtt látható. (A barlangot feltérképezte, és a térmodellt készítette Szabó Lénárd).

A barlangot Czárán Gyula tárta fel a XIX. sz. utolsó évtizedében. A jégalakzatok megtekintésének elősegítése érdekében a bejárati aknába falétrát ácsoltattak, a jégbe pedig lépcsőfokokat vésettek. A jéglépcsőket minden évben újravágták, és a falétrát is rendszeresen renoválták. Czárán halála után a jéglépcsőket és a létrát már nem tartották karban (EGRI



2002). Az első, fényképekkel is dokumentált barlangtúra épp száz évvel kutatásaink megkezdése előtt, 1905. augusztus 18-án történt (4.4. ábra).



4.4. ábra. A Porcika-jégbarlangban készített első fényképek egyike.

## 4.2. Vizsgálati anyag és módszerek

### 4.2.1. A helyi csapadékvíz gyűjtése

A Porcika-barlangban 2005. szeptember 17. és 2008. január 17. között két helyen állítottunk fel vízgyűjtő eszközöket (4.3. ábra). Az esővíz gyűjtése műanyag kannába illesztett és szilikonpasztával szigetelt tölcsér segítségével (ANONYMUS 2002), a hó mintázása pedig két kihelyezett ládával történt. Havi egy alkalommal igyekeztünk begyűjteni a felfogott vízmintákat, hogy azok stabil oxigén-, és hidrogén-izotópos összetételét meghatározzuk.

### 4.2.2. Jégfúrások

A barlangi jégfúrások Ejkelkamp talajfúróhoz csatlakoztatható, saját tervezésű fúrófejek alkalmazásával történtek. Az egyes fúrási ciklusokban kiemelt jégmag átlagosan 43 cm hosszú volt, ám ez csak kb. 28,3 cm valódi jégvastagságnak feleltethető meg, mivel a fúrás során a fúrófej fala által kiszorított jég is a csöbe jut. Ennek eredménye a furatok ~1/3-os torzulása. A torzulás okozta hosszváltozás kiküszöbölésére minden fúrási ciklusban a furat talpának a valódi mélysége is feljegyzésre került. Majd minden mintához a fúrás mélység és az adott fúráshoz tartozó torzulási korrekció alapján határoztam meg a valódi jégfelszín alatti

mélységet. A mélységadatok mindegyik fúrásnál egységesen a fúrás megkezdése előtti jégfelszín rögzített szintje alatti mélységben vannak megadva. A minták sorszámozása mindig a mélység szerint növekvő sorrendet követte.

#### 4.2.2.1. Az Eszkimó-barlang jégblokkjának fúrása

Az Eszkimó-jégbarlang 14 méter vastag padozati jégébe 2001 novemberében egy 7,6 méter mély fúrást (ESK) sikerült mélyíteni. A részminták 2 – 8 cm hosszúságú darabokra lettek szeletelve. A terepi körülmények közt kialakult technikai nehézségek miatt kellett változtatni a mintahosszakat. Összesen 299 darab rész minta keletkezett és steril műanyag tasakokba zárva jutottak el a minták a laboratóriumba.

#### 4.2.2.2. A Porcika-hóakna jégblokkjának fúrása

Két jégmagot sikerült kiemelni a jégblokkból 2005. december 11-12-én. A fúrások a jégblokk bejárati akna aljánál elhelyezkedő, vízszintes felszínű részén mélyültek. A BA furat 205 cm mélységig hatolt, anyaga 10 cm-es szakaszokra lett vágva (20 minta). A BB furat 195 cm mélységet ért el, és a jégmagot 2 cm-es szakaszokra daraboltuk (98 minta). A szeletelést egy erre a célra tervezett műanyag mintatartóban végeztük. A 10 cm-es minták műanyag kupakkal záródó üvegedényekbe kerültek, a 2 cm-es minták 4,5 cm magas, 3 cm átmérőjű légmentesen záródó műanyag mintatartókba. Mindkét mintatartó típus desztillált vízzel volt öblítve, majd szárítás után szárazon tárolva egészen a minták betöltéséig. A felolvasztott minták hűtőben tárolódtak a vizsgálatokig.

### 4.2.3. Stabilizotópos mérések

A stabil vízizotópos elemzések az MTA, Geokémiai Kutatóintézet, (ill. korábban Geokémiai Kutatólaboratórium) Stabilizotóp Analitikai Laboratóriumában történtek. Az eredményeket a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) etalonhoz viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta ( $\delta$ ) jelöléssel (MCKINNEY et al. 1950):

$$\delta D \text{ vagy } \delta^{18}O = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztenderd}}}{R_{\text{sztenderd}}} * 1000 \text{ [‰]}$$

ahol  $R_{\text{minta}}$  és  $R_{\text{sztenderd}}$  a minta és a sztenderd  $^{18}O/^{16}O$ , ill.  $^2H/^1H$  (D/H) aránya.

A mérési eredmények kiértékelése két-pontos kalibrációval történt (PAUL et al. 2007).

#### 4.2.3.1. Az Eszkimó-barlangi jégfurat mintáinak stabil oxigénizotópos mérése

A jégminták teljes felolvadása után az olvadékvíz oxigénizotópos összetételének mérése az EPSTEIN & MAYEDA (1953) által közölt mérési eljárás többszörösen módosított változatát (FÓRIZS 1995) alkalmazva történt. Mintánként 5 ml vizet tettünk 25 ml-es menetes nyakú edényekbe, majd az edényeket kapillárison keresztül vákuumvonatra csatlakoztattuk. Az edények vákuumba szívása után az 5 ml víz fölé analitikai tisztaságú szén-dioxid gázt engedtünk. A rendszert állandó hőmérsékleten tartva az edényeket 5 órán át rázattuk a H<sub>2</sub>O és a CO<sub>2</sub> molekulák oxigénjei közti izotópegyensúly elérése érdekében, majd Finnigan MAT delta S tömegspektrométeren megmértük mind a laborszterd-vízzel, mind a vízmintákkal izotópegyensúlyba került szén-dioxid stabilizotópos összetételét. A mérés hibája ±0,1%.

A finansziális feltételek nem tették lehetővé minden minta vizsgálatát. Összesen 150 db mintából készült elemzés.

#### 4.2.3.2. A csapadékvíz minták stabilizotópos mérése

A 2005. szeptember 17-e és 2008. január 18-a között gyűjtött csapadékvíz minták elemzése Finnigan delta plus XP vivőgázás tömegspektrométerrel történt. Mintánként 1 ml vizet pipettáztunk 10 ml-es menetes nyakú, szeptummal lezárt üvegedényekbe.

##### 4.2.3.2.1 Oxigén:

Az edényekben a víz fölötti térfogatot 0,3 v/v% CO<sub>2</sub>-ot tartalmazó hélium gázzal öblítettük át 6 percen keresztül, majd állandó 32°C-on tartva az edényeket, a víz és a szén-dioxid közti izotópegyensúly elérése (18 óra) után meghatároztuk a vízzel egyensúlyba került szén-dioxid  $\delta^{18}\text{O}$  értékét. (EPSTEIN & MAYEDA 1953).

##### 4.2.3.2.2. Hidrogén:

Az edényekben a víz fölötti térfogatot 2,1 v/v% H<sub>2</sub>-t tartalmazó hélium gázzal öblítettük át 6 percen keresztül, majd állandó 32°C-on tartva az edényeket, a víz és a hidrogén gáz közti izotópegyensúly elérése (Pt katalizátorral 40 perc) után meghatároztuk a vízzel egyensúlyba került hidrogén gáz  $\delta\text{D}$  értékét (PROSSER & SCRIMGEOUR 1995).

A mérések bizonytalansága (minta-előkészítés+mérés) oxigénre  $\pm 0,2 [\%]_{\text{VSMOW}}$ , hidrogénre  $\pm 2 [\%]_{\text{VSMOW}}$ .

A stabil vízizotópos adatok alapján minden vizsgált jég- ill. vízminta esetében kiszámításra került a deutérium többlet ( $d$ ) értéke:  $d = \delta\text{D} - 8 * \delta^{18}\text{O}$  (DANSGAARD 1964).

#### 4.2.4. Kormeghatározás porcikai famintákon

A központi jégblokk és a hozzá oldalról támaszkodó nyelvszerű forma korának becslésére famintákat gyűjtöttünk a jégből, melyeken radiokarbon kormeghatározás történt. A jégfelszín alatt 10 méterrel csaknem vízszintesen, a rétegzettséghez jól igazodóan helyezkedik el egy 11 cm átmérőjű bükk (*Fagus sylvatica*) törzs (4.3. ábra). A jégfalból kilógó végéből fűrészeltem a BFM-1 kóddal jelölt mintát. Ennél a mintánál dendrokronológiai módszerekkel is megkíséreltem a kormeghatározást, az 1793-2004 időszakot lefedő lokális bükk referencia kronológiával (KERN & POPA 2007).

A nyelvszerű jégtömeg egyik vastagabb sárrétegéből sikerült kifaragni egy 4-5 évgyűrűt tartalmazó, a faanyag szerkezete alapján lucnak (*Picea abies*) meghatározott mintát (BT-1) (4.5. ábra). Megjegyzendő, hogy BT-1 nagyobb mélységből származik, mint BFM-1, de a felette lévő jégréteg vastagsága számottevően kisebb, kb. 2 méter.

A famintákból kiperarált  $\alpha$ -cellulóz radiokarbon kormeghatározását az MTA ATOMKI Környezetanalitikai Laboratóriumában gáztöltésű proporcionális béta-számlálásos technikával (HERTELENDI 1990) végezték. A  $^{14}\text{C}$  korokat az Intcal04 kalibrációs adatbázison (REIMER et al. 2004) az OxCal v3.10 szoftver (BRONK RAMSEY 2001) segítségével kalibráltam.



4.5. ábra. A Porcika-hóakna fő jégblokkja alól kinyúló, vagy annak támaszkodó ablációs törmelékkel fedett jégnyelv megtisztított oldala, és a radiokarbon kormeghatározásra választott BT-1 minta helyzetet a rétegsorban.

#### 4.2.5. Trícium koncentráció meghatározása a BA és BB furatok mintáiban

Az olvadékok vízminták trícium aktivitását folyadék szcintillációs mérés technikával (LSC) határoztuk meg. A quench csökkentése érdekében az LSC mérések előtt minden mintát desztilláltuk (SVETLIK & BUDSKA 2001). 10-10 ml vízmintát alacsony diffúziójú PE küvetttában 10-10 ml Ultima Gold LLT szcintillációs kóktéllal elkeverve mértek Quantulus 1220 típusú (Perkin Elmer) folyadékszintillációs spektrométerrel az MTA ATOMKI laboratóriumában. Mintánként 1000 perc mérési idő mellett a kritikus szint 7,2 TE (a kimutatási határ: 14,4 TE) volt (trícium egység, 1 TE = 0.1183 Bq/L) (CURIE 1995). A trícium eredmények az egységesség kedvéért ugyancsak 2005. december 10.-re lettek normálva. A számításoknál a trícium felezési idejére a 12,32 évet használtam (LUCAS & UNTERWEGER 2000).

Mivel a BB78 sorszámú minta alatt 16 mintában a trícium koncentráció nem érte el még a kritikus szintet sem, és a BA furatban a mélyebb szintekben is a kritikus szint alatt volt a trícium koncentráció, ezért a BB furat legalsó négy mintájára mérés nélkül kritikus szint alatti trícium koncentrációt lehetett feltételezni.

*4.1. táblázat. A környező GNIP állomások, ahonnan a légköri csapadék trícium tartalmára vonatkozóan jelentősebb hosszúságú adatsorok érhetők el, és a trícium idősor néhány jellemzője.*

Állomás	Lat (fok)	Lon (fok)	Tszfm (m asl.)	Táv* (km)	A GNIP mérések		Hiányzó havi adat
					Kezdet	Vége	
Belgrád	44,47	20,32	243	299	1976 Jan.	2002 Aug.	35 (11%)
Budapest	47,43	19,22	139	280	1977 Jan.	1992 Dec.	11 (5.8%)
Odessza	46,48	30,63	64	610	1969 Jul.	1990 Nov.	54 (21.1%)
Bécs	48,25	16,37	203	515	1961 Jan.	2002 Dec.	16 (3.2%)

\*Táv: távolság a Porcika-barlangtól légvonalban

#### 4.2.6. A csapadék trícium tartalmának múltbéli értékeire vonatkozó becslés a környező GNIP/ISOHIS állomások adatai alapján

Mivel a Bihar közelében hiányolni vagyunk kénytelenek a csapadék trícium tartalmának mérésből származó adatait, a nemzetközi izotópos hálózat (IAEA, 2004) három legközelebbi állomásának (Belgrád, Budapest, Odessza (4.1. ábra, 4.1. táblázat) több évtizedes hosszúságú, havi átlagos adatait felhasználva becslést készítettem.

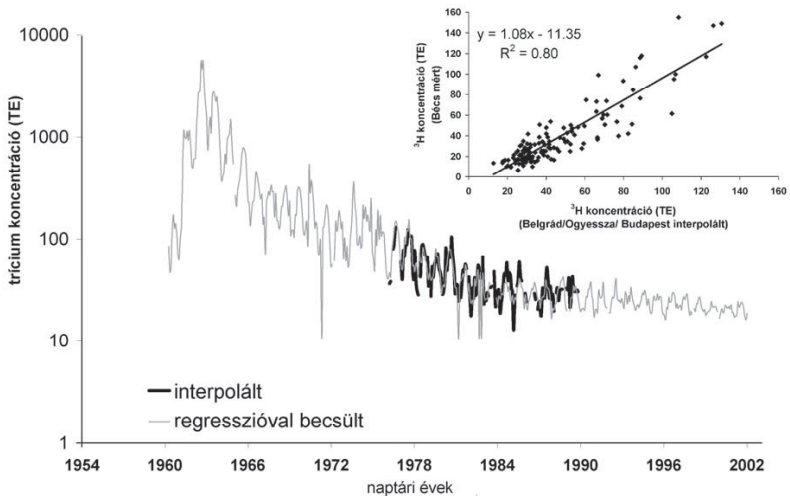
A tágabb környéken a legrégebben, 1961-óta, Bécsben mérik a csapadék  $^3\text{H}$  tartalmát. A bécsi adatok már a csapadék trícium tartalmára jellemző múltbéli ingadozások megbízható helyettesítő adatainak bizonyultak a Kárpát-medence középső részén (DEÁK 2006).

A jégbarlangok környékére ezeknek az állomásoknak a havi adatai alapján becstültem a csapadék trícium tartalmát az 1961-2000 időszakra vonatkozóan (KERN et al. 2009c). Az alkalmazott eljárás a következő volt.

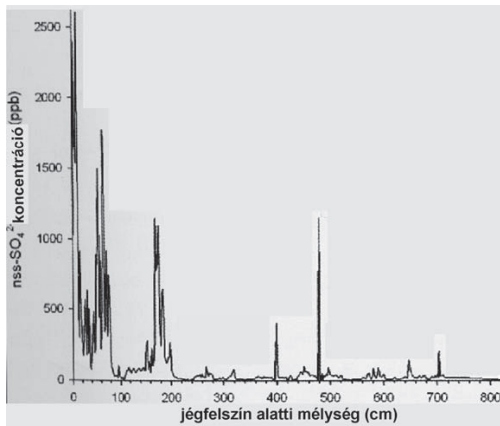
Amikor a havi adatok hozzáférhetőek voltak mindhárom környező állomásról akkor a távolsággal súlyozott átlagokat számítottam. A súlyszámokat az állomások földrajzi koordinátáiból határoztam meg. Ezzel az interpolációs eljárással 102 hónapra lehetett becstülni a csapadék havi átlagos trícium tartalmát a Porcika-hóaknához az 1977. január és 1990. október időszakban. Ezután minden interpolált havi adat és az ugyanazon hónapra vonatkozó bécsi adat felhasználásával lineáris regressziós összefüggést határoztam meg, majd a regressziós egyenlet felhasználásával egy következő becslést készítettem a Porcika-hóaknánál hullott csapadék trícium tartalmára (4.6. ábra). Az első körben nyert interpolált sorozatot kiegészítettem e regresszióval nyert adatokkal. Mindössze hat egyedi hónapra hiányzott mind az interpolált mind a regresszióval nyert adat az 1961. január és 2000. december időszakból. Ezekben az esetekben a megelőző és a következő hónapok számtani átlagával pótoltam az adathiányt. Az évesnél rövidebb ingadozások kiszűrésére 13-hónapos nem-súlyozott mozgóátlaggal simítottam az adatsort.

#### **4.2.7. Felszíni hőmérséklet adatok**

A közeli, kb. 2 km távolságban ÉNY-ra található, Eszkimó-jégbarlangnál mért hőmérsékleti adatokat használtam a helyi felszíni léghőmérséklet referenciájaként. A hőmérsékleti adatgyűjtő (Gemini Tiny Tag Plus) óránként rögzített egy adatot, a műszer gyári pontossága  $0,02^\circ\text{C}$  (PERŞOIU et al. 2007a). A helyi csapadékra a  $\delta\text{-T}$  kapcsolat értékeléséhez az átlagos felszíni léghőmérsékletet az óránkénti adatokból számítottam. Minden csapadékminta esetében a képviselt időintervallumhoz az összes óránkénti léghőmérséklet adat egyszerű átlagaként.



4.6. ábra. A csapadék trícium tartalmának múltbéli értékeire vonatkozó becslés a Porcika-hóakna környékéhez. A legközelebb GNIP/ISOHIS állomások (Belgrád, Budapest, Odessza) adatai alapján interpolált havi adatokat a fekete, az interpolált havi adatok, és a Bécsben mért havi adatok közti regressziós összefüggés (kis ábra) alapján becslült adatsort a vékony szürke vonal jeleníti meg.



4.7. ábra. Az Eszkimó-jégbarlangból 2004. májusban kiemelt fűrőmag mintáinak ion kromatográfias adatai alapján meghatározott, nem tengeri só eredetű szulfát koncentrációja a jégfelszín alatti mélység függvényében (MAGGI et al. 2008).

4.2. táblázat. Az Eszkimó-jégbarlangban 2004. májusában a román-olasz projekt keretei közt mélyített fúrásból származó hat, radiokarbon alapú kormeghatározásnak alávetett szerves maradvány és hat egyértelműen ismert korú vulkánkitöréshez rendelhető  $nss-SO_4^{2-}$  (non-sea salt sulphate: nem tengeri só eredetű szulfát) csúcs és a mintákhoz tartozó mélység (MAGGI et al. 2008). A szintekhez rendelt legvalószínűbb naptári dátum az eredeti tanulmányban a Maggi08, a szulfátsúcsokhoz rendelhető dátumok egy logikusabb alternatívája az ALT fejlécű oszlopban olvasható.

	Mélység	Anyag	Konvencionális $^{14}C$ kor	Maggi08 cal AD	ALT cal AD
FV1 <sup>1</sup>	0,53	$nss-SO_4^{2-}$		1815	1816
FV2	0,63	$nss-SO_4^{2-}$		1811	1784
FV3	1,98	$nss-SO_4^{2-}$		1597	1597
SO5-13 <sup>2</sup>	2,13	fa	290±30	1547	
SO9-5	3,64	levél	800±30	1230	
SO10-31	4,25	levél	820±40	1216	
FV5	4,78	$nss-SO_4^{2-}$		1259	1259
SO12-46	5,10	levél	860±30	1204	
SO13-24	5,35	fa	1175±30	837	
SO14-21	5,81	toboz	1235±35	784	
FV6	6,47	$nss-SO_4^{2-}$		416	416
SO16-40	6,83	fa	1790±30	198	
FV7	7,03	$nss-SO_4^{2-}$		79	80

<sup>1</sup>:  $nss-SO_4^{2-}$  csúcs sorszámai

<sup>2</sup>: radiokarbon mérésnek alávetett minták kódjai MAGGI et al. 2008-nál

#### 4.2.9. Az ESK furat mintáihoz használt kor-mélység modell

Bizonyos szervezési tökéletlenségek miatt az Eszkimó-jégbarlangban sajátos helyzet állt elő. Bő két évvel az ESK furás után román-olasz együttműködés eredményként egy újabb jégfuratot emeltek ki jégblokkból (CITTERIO et al. 2005a) az ESK fúrasi pont közvetlen közelében. A 2004-es fúrás távolsága a 2001-es ESK fúrás helyszínétől legfeljebb két-három méterre becsülhető (4.2. ábra, AUREL PERȘOIU szóbeli közlés). Mivel a 2001-es fúrasi helyszín több méteres környezetében megfigyelt morfológiai adottságok, és a 2004-es furat nagyon közeli helyzete miatt azonos jégképződési környezetbe tartozik a két furat, ezért kihasználva, hogy a 2004-es jégmagból nemrég nagyszámú ismert mélységhez kötött pontos koradatot közöltek (MAGGI et al. 2008), ezek alapján készítettem kor-mélység modellt, melyet az ESK fúrás adatainak korbecslésére használtam. A teljesség kedvéért meg kell említeni, hogy MAGGI et al. (2008) második radiokarbon adatát (SO7-37, -3,13 m, 850±30  $^{14}C$  BP év), mely „wood”-ként megjelölt anyagból származott, figyelmen kívül hagytam. Ennek oka az,



hogy lényegesen idősebb kort adott, mint amit az alatta talált két falevélből nyertek. Pedig a falevelek sokkal megbízhatóbb szintjelzők, és korhadásuk is sokkal gyorsabb, azaz esetükben a jégfelszínre kerülést megelőző akár több évtizedes felszíni tartózkodás is kizárható. Azt kell tehát gondolni, hogy a SO7-37 minta olyan fából származik, ami a barlangba kerülése előtt holt faként évtizedekig a felszínen tartózkodott (pl. lábon álló száraz faként), és/vagy a barlangba hulláskor nem feküdt a jégfelszínre, hanem például ágcsonkjai miatt felette támaszkodott. A gyarapodó jég csak később zárta be, ez magyarázhatja az idősebb kort. Ezen kívül nem használtam a negyedik, 2,67 m mélységhez rendelt, szulfát csúcsot, mivel ahhoz két lehetséges vulkáni dátumot is megadtak, illetve a nyers adatsorban sem nevezhető ez a szulfát csúcs igazán karakteresnek (4.7. ábra).

A Maggi08 modellben a vulkáni szulfát csúcsok dátumozása pár esetben megkérdőjelezhető. Egyrészt különösebb indoklás nélkül előfordul olyan eset is, mikor MAGGI et al. (2008) a kitörés évét, vagy a rákövetkező évet vagy két évvel későbbi dátumot rendel a szulfát csúcshoz. A rendszer egységesítése érdekében, egy alternatív változatban (ALT) a szulfát csúcsokhoz a kitörést követő év dátumát rendeltem. Továbbá az ALT változatban egy esetben módosítottam a Maggi08 modellen. Nevezetesen a Tambora-csúcsot megelőző szulfát csúcs eredetének nem a pre-Tambora (DAI et al. 1991) eseményt tekintetem, hanem a Laki 1783-as kitöréssorozatát. Ezt az indokolja, hogy bár a grönlandi jégmagokban a pre-Tambora szulfát-csúcsa az eseményt rögzítő első jégrétegben összemérhető a Tamborához kapcsolható szulfát-anomáliát jelző első jégrétegben meghatározott szulfát koncentrációval, de a későbbi években már nem (MOSLEY-THOMPSON et al. 2003). Sőt a spitzbergai jégmagokban a Laki kitöréshez kapcsolható szulfát koncentráció mindkettőnél nagyobb (KEKONEN et al. 2005). Továbbá a Laki kitöréséből származó ún. száraz kőd dokumentáltan eljutott Európa belső területeire is (BRÁZDIL et al. 2010, GRATAN & PYATT 1999, STOTHERS 1996). Sőt a korabeli temesvári napi észlelések (CSERNUS-MOLNÁR & KISS 2008) szokatlanul gyakran említenek kődöt ebben az időszakban. Feltételezhető, hogy ez a Laki kitöréshez kapcsolódó száraz kőd (CSERNUS-MOLNÁR & KISS elfogadva), ami elérte tehát az erdélyi területeket is. A fentiek ismeretében alapos okunk van feltételezni, hogy a Laki kitörés jelentősebb nyomot hagyott az Eszkimó-barlang jégüledékében, mint a pre-Tambora esemény.

Az ESK furat kor-mélység modelljének elkészítéséhez mindkét kor-mélység adathalmazon végeztem modellillesztési kísérleteket. Az adatpárok által meghatározott pontokat ábrázolva első pillanatban nyilvánvaló, hogy a jéggyarapodás dinamikája váltakozó,

ezért nemlineáris modell jöhet csak szóba. Három modelltípussal próbálkoztam. Két polinomiális (harmad és negyedfokú) modellel valamint egy harmadfokú spline modellel.

A modellek elfogadhatóságához először is két, logikai megfontolás alapján szabott, feltétel teljesülését követeltem meg.

1: a modell csak akkor fogadható el, ha egyetlen szakaszán sem reverz (nincs benne a felszín felé idősödést mutató szakasz).

2: a modell csak akkor fogadható el, ha egyetlen szakaszon sem eredményez a fúrás dátumánál (2004) fiatalabb kort.

Az előbbi két feltételt teljesítő modellek között a leave-one-out technika alkalmazásával számított RMSEP értékek, valamint a  $\chi^2$  statisztika és szignifikanciája alapján lehet minőségi különbséget tenni (TELFORD et al. 2004). Ez jelen esetben azt jelenti, hogy a 13 dátumozott szint közül a pontokat egyenként elhagyva, a maradék 12-re illesztett modell alapján kell becsülni a kihagyott szint dátumát. Értelemszerűen az a modell jobb, amelyiknél RMSEP és  $\chi^2$  kisebb, illetve amelynél a szignifikancia nagyobb.

### 4.3. Eredmények

#### 4.3.1. A bihari csapadékvíz jellemzői

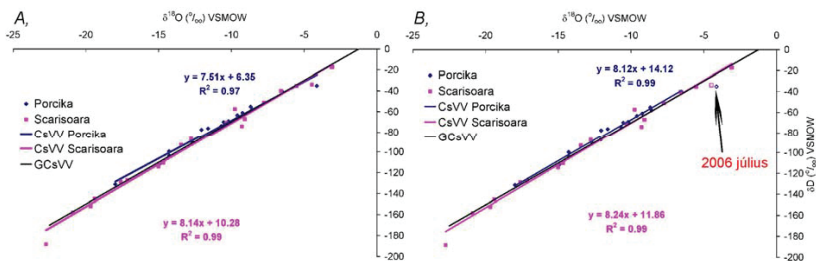
##### 4.3.1.1. A bihari csapadékvíz stabilizotópos összetétele és a helyi csapadékvízvonal

Az általam gyűjtött csapadékvíz mért összetétele oxigénre a -17,98 ‰ és -4,14 ‰, hidrogénre a -131,2 ‰ és -35,1 ‰ szélsőértékek kijelölte tartományban mozgott (4.8. ábra). A stabil vízizotópos összetétel alapján becsülhető a területi csapadéokra jellemző ún. vízvonal, amely a  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta\text{D}$  értékek közti jellemző összefüggést írja le (pl. FÓRIZS 2005). Az adatok kiértékelésekor felhasználtam a szomszédos Aranyosfői-jégbarlangnál 2004 decembere és 2006 szeptembere között gyűjtött 20 hónap átlagos csapadékból meghatározott stabilizotópos adatokat is (PERȘOIU et al. 2007b).

A Porcika-hóaknánál gyűjtött csapadékminták alapján meghatározott vízvonal egyenlete  $\delta\text{D}=7,51*\delta^{18}\text{O} + 6,35$ , az Aranyosfői-jégbarlangnál pedig  $\delta\text{D}=8,14*\delta^{18}\text{O} + 10,28$  (PERȘOIU et al. 2007b). Az aranyosfői vízvonal meglehetősen közel esik a globális csapadékvíz-vonalhoz ( $\delta\text{D}=8*\delta^{18}\text{O} + 10$ , CRAIG 1961), a porcikai vízvonal viszont úgy tűnik kevésbé meredek, és a tengelymetszete is kisebb. A vízvonalak egyenletében megmutatkozó különbség első pillantásra a kis távolság ellenére is jelentős területi eltérést sejtetne. Azonban az adatok alaposabb elemzése során feltűnt, hogy a 2006. júliusi csapadékvíznek szokatlanul kicsi a d-többlet értéke. A Porcika-hóaknánál gyűjtött csapadék esetében -2,1 az aranyosfői

minta esetében 0,2. Ilyen kicsi d-többlet érték a Kárpát-medencében jellemzően nyáron, alacsony relatív páratartalom idején áll elő, amikor a száraz levegőbe hullik bele az esőcsepp, és jelentős része még a földetérés előtt elpárolog (FŐRIZS 2005). Bizonyosan ilyen hatás nyomta rá izotópos bélyegét a 2006. júliusi bihari csapadékokra is. Ha ezeket az adatot elhagyjuk mindkét adathalmazból, akkor az aranyosfői vízvonaltól keveset változik ( $\delta D = 8,24 * \delta^{18}O + 11,86$ ), ám a porcikai vízvonaltól esetében a meredekség, és a tengelymetszet is jelentősen módosul ( $\delta D = 8,12 * \delta^{18}O + 14,12$ ) (4.8. ábra). Így már a két jégbarlangi helyszín között nem tekinthető szignifikánsnak a különbség. Az egyesített adathalmaz alapján a regionális csapadékvíz-vonalat leíró egyenlet a  $\delta D = 8,26 * \delta^{18}O + 13,75$  alakot ölti. Ez a meredekség beleesik a hosszútávú, csapadékösszeggel súlyozott globális csapadékvíz-vonalra megadott bizonytalansági tartományba ( $\delta D = (8,20 \pm 0,07) * \delta^{18}O + 11,27 \pm 0,65$ , ROZANSKI et al. 1993). A tengelymetszet, ahogy az már az elkülönítve vizsgált helyi adatokból levezetett eredmények alapján várható is volt, kicsit meghaladja a globális csapadékvíz-vonalra jellemző értéket. Ez mediterrán eredetű csapadék hozzájárulására utal (pl. GAT et al. 2003, VRECA et al. 2005, 2006)

A két függetlenül gyűjtött és mért, s időben is csak részben átfedő csapadék adatokat értékelve kijelenthető, hogy a Bihar-hegység területén hulló csapadékvíz uralkodóan elsődleges óceáni eredetű vízpárából származik, hisz stabilizotópos összetétele szinte tökéletesen megfelel a globális csapadékvízre jellemző összetételnek. Kis mediterrán komponensre utal a nagyobb d-többlet érték, ám másodlagos párolgásból származó jelentősebb hozzájárulásra utaló jellemzőt nem lehet felismerni. Ez az eredmény cáfolja ȚENU (1981) korábbi megállapítását, aki szerint a területre  $\delta D = 6,7 * \delta^{18}O - 3,1$  egyenletű csapadékvíz-vonal lenne jellemző, ami jelentős másodlagos evaporációs hatásra utalna (FŐRIZS 2005). A jelentős eltérés magyarázata elég kézenfekvő módon a kis mintaszám. Hisz ȚENU (1981) nagyon rövid, csupán hat hónapos időszak, 1976. december – 1977. május, csapadékainak vizsgálata alapján állította fel ezt az összefüggést, s épp korábban láttuk, hogy még a 17 pontot tartalmazó porcikai adathalmaz esetében is jelentős torzító hatása lehet egyetlen anomális pontnak.



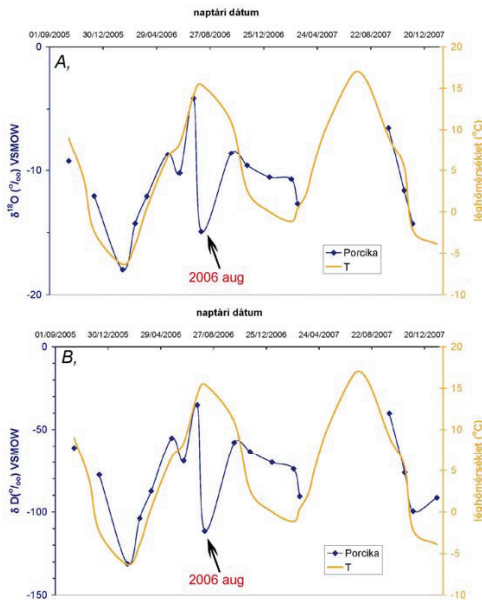
4.8. ábra. A csapadékvíz stabil hidrogén- és oxigénizotópos összetétele. A Porcika-jégbarlangnál 2005. szeptember és 2008. január között gyűjtött adatok (kék). Az Aranyosfő-jégbarlangnál 2004. december és 2006. augusztus között gyűjtött adatok (lila). A vízvonalat és egyenletüket az adatpontokkal egyező színezés ábrázolja, a Craig-féle globális csapadékvízvonal (GCsVV) fekete színnel került feltüntetésre. A - teljes adathalmazra, B – a 2006. júliusi adatok elhagyása után. A 2006. júliusi adatokat nyíl és üres jelölő is mutatja.

#### 4.3.1.2. A csapadékvíz stabilizotópos összetétele és a léghőmérséklet közti összefüggés

A csapadék stabilizotópos összetétele, az elvárásoknak megfelelően, követi a felszíni léghőmérséklet éves menetét (4.9. ábra). Ez az összefüggés a mérsékelt övi közepes szélességek kontinentális területeire (pl. ROZANSKI et al. 1993) teljesen jellemző, a Kárpát-medencében is megfigyelt (pl. FÓRISZ 2003, 2005, VODILA et al. benyújtva). Stabilizotópos szempontból a ~10%-os  $\delta^{18}\text{O}$  értéket lehet a téli és nyári félév választóvonalának megjelölni. Télen jellemzően ennél negatívabb, míg nyáron kevésbé negatív összetételű csapadékok hullnak a vizsgált területen.

A két környezeti paraméter szép összhangot mutató váltakozásában egy határozott töréspont azonban megjelenik. A késő nyári dátum ellenére 2006 augusztusában erősen negatív ( $\delta\text{D}$ : -111,5‰,  $\delta^{18}\text{O}$ : -14,92‰), tulajdonképpen hóra jellemző összetétel jelenik meg az adatsorban. A gondatlan mintagyűjtéssel, tárolással nem magyarázható az erősen negatív érték, hisz ilyenkor a minták bepárlódása okozhatja problémát, ami viszont dúsítja, pozitív irányba módosítja a vízzotópos összetételt. Az aranyosfői adatok tovább árnyalják a képet, hisz a szóban forgó hónap értékei ebben az adatsorban még negatívabbak ( $\delta\text{D}$ : -114,2‰,  $\delta^{18}\text{O}$ : -15,02‰) (PERȘOIU et al. 2007b). A debreceni napi adatsorok (VODILA et al. benyújtva) vizsgálata egyrészt tovább erősíti, hogy 2006 augusztusában egy regionális léptékű izotóphidrológiai eseménnyel állunk szemben, másrészt az esemény finomabb részleteire is rávilágít. Debrecenben augusztus 4-éről 6-ára a napi középhőmérséklet mintegy 5,2°C-kal,

22,6°C-ról 17,4°C-ra, csökkent. Feltehetőleg egy erős hidegfront érkezésének köszönhetően. A csapadékesemény kezdetén hulló csapadék izotópos összetétele még nem nevezhető kirívón negatívnak, de az augusztus 8-án és 9-én hulló csapadék Debrecenben hasonlóan negatív, mint a bihari jégbarlangok környékén gyűjtött minták (PALCSU LÁSZLÓ, szóbeli közlés).



4.9. ábra. A csapadékvíz stabil oxigén- (A) és hidrogénizotópos (B) összetétele valamint a felszíni léghőmérséklet évszakos menete a Porcika-hóaknánál. A 2006. augusztusi anomáliát nyíl jelöli. Részletek a szövegben.

A továbbiakban tehát, a  $\delta$ -T összefüggések értékelésekor ezt az egyetlen szélsőséges csapadékesemény eredményeként torzított augusztusi adatot nem használok fel, de azért a grafikonon bemutatom, mert a következő összehasonlítások is még inkább alátámasztják annak deviáns jellegét.

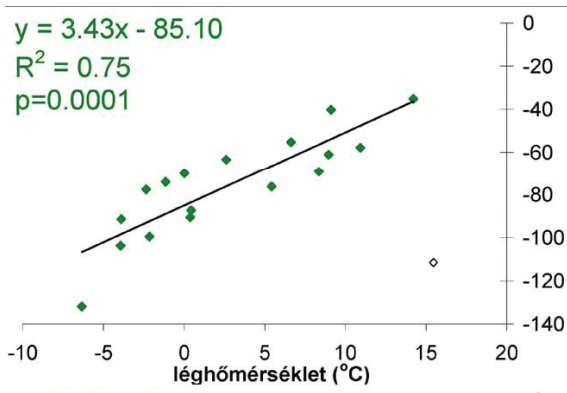
A stabil oxigén- és hidrogénizotópos összetétel esetében is szépen kirajzolódik a jól ismert hőmérsékleti effektusnak nevezett kapcsolat (4.10. ábra). Érdeemes megjegyezni azt is, hogy a determinációs együttható és a szignifikancia szint értékei alapján a kapcsolat meglehetősen szorosnak nevezhető.

Mivel a csapadékvíz stabilizotópos összetétele és a felszíni léghőmérséklet közötti kapcsolat feltárásának az a motivációja, hogy a barlangi jég stabilizotópos adatainak

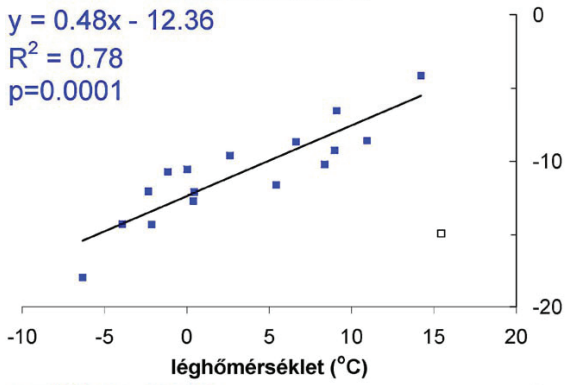
hőmérsékleti rekonstrukciójában transzfer függvényként lehessen felhasználni, és az Eszkimó-jégbarlangból oxigénizotópos adatok állnak rendelkezésre, ezért a továbbiakban csak a  $\delta^{18}\text{O-T}$  összefüggéssel foglalkozok.

Az összefüggés meredekségére kapott  $0,48 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  nagyjából megfelel a mérsékelt övi szárazföldi állomásadatok alapján becsült átlagos értéknek ( $0,58 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  ROZANSKI et al. 1993). Ám érdemes megjegyezni, hogy a vizsgálatban fedett hőmérsékleti intervallum magába foglalja a  $0^\circ\text{C}$ -os küszöböt, melynek a  $\delta^{18}\text{O-T}$  kapcsolat szempontjából kiemelt jelentősége van, hiszen a fagyponthoz alatti hőmérsékletek esetében már inkább a jég-vízpára frakcionáció lesz a meghatározó. Erre vezethető vissza az is, hogy magasabb hőmérsékleti tartományban a  $\delta^{18}\text{O-T}$  egyenes kevésbé meredek (pl. VRECA et al 2006), míg a poláris területek felé haladva egyre meredekebb (pl.  $0,69 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  DANSGAARD 1964,  $0,90 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  ROZANSKI et al. 1993). Továbbá FRICKE & O'NIEL (1999) hívta fel a figyelmet arra, hogy közepes földrajzi szélességeken a  $\delta^{18}\text{O-T}$  összefüggés évszakos különbségeit kiemelt figyelemmel kell kezelni a paleoklimatológiai rekonstrukciók esetén. A téli, havas félév, és a nyári, hómentes félév csapadécai között jól kimutatható, hogy a téli/havas félévben, vitathatatlanul az eltérő frakcionációs viszonyok miatt, meredekebb a  $\delta^{18}\text{O-T}$  egyenes. Tekintettel a tényre, hogy az Eszkimó-jégbarlangra jellemző jégképződésének forrása a saját megfigyelésünk és a párhuzamosan tevékenykedő olasz-román kutatócsoport független megfigyelései (CITTERIO et al. 2005a, 2005b) szerint is nagyjából a november-április időszak csapadéka lehet, sőt, ugyanilyen jégképződési modell választható a Bihar másik két nagy jegesbarlangjára is (PERȘOIU 2004, KERN et al. 2009c), ezért a november-április időszakba eső észlelések részhalmozására is meghatároztam a  $\delta^{18}\text{O-T}$  összefüggést (4.10. ábra). Az eredményül nyert meredekség,  $0,88 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$ , kicsit meglepő, hisz meghaladja a grönlandi viszonyok közt kapott értéket ( $0,69 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  pl. DANSGAARD 1964) s csak kevéssel marad el a kelet-antarktisi hasonló adatoktól ( $\sim 0,90 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$ , pl. ROZANSKI et al. 1993), ám tökéletesen egyezik az aranyosfői adatok alapján megállapított értékkel (PERȘOIU et al. 2007b).

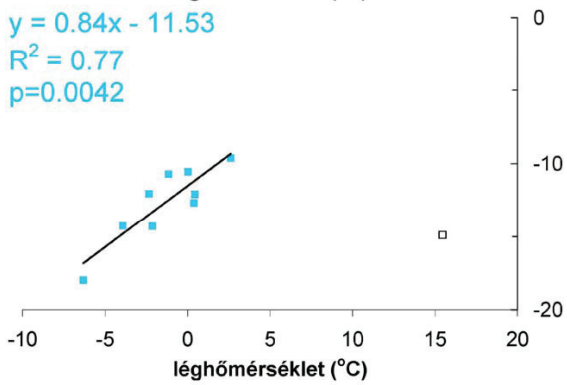
A fejezet záró gondolatoként azonban fontosnak tartom leszögezni, hogy az elemzések meglehetősen kisszámú mintára szorítkoztak, ezért nem tekinthetők robusztusnak. Viszont a kapott eredmények, a kicsiny mintaszám ellenére, nagyon jól illeszkednek a globális adatbázisok alapján felrajzolt képbe, ezért mégis megbízhatónak tekinthetjük azokat. Egy fontos hiányosság, amit viszont pillanatnyilag lehetetlen orvosolni, hogy a hosszabb (pl. éves-évtizedes átlagok) összefüggések, esetleges különbségek megvilágítására még végképp alkalmatlan a  $\sim 3$  évnyi, ráadásul adathiányokkal is terhelt adatbázis.



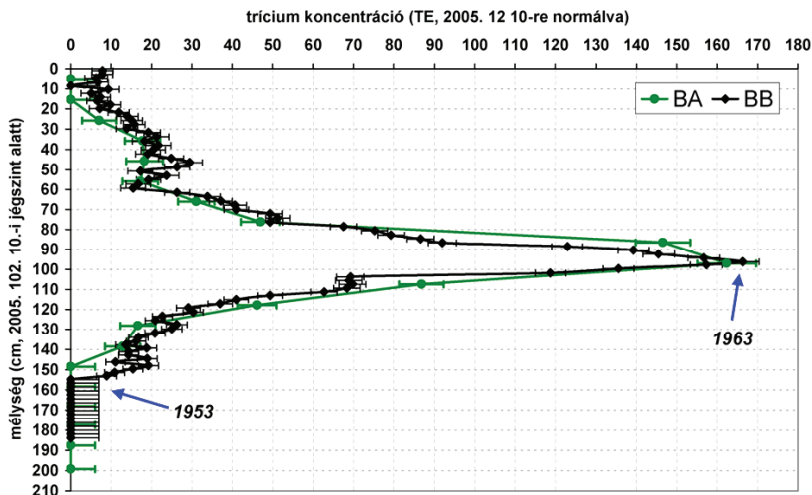
A, 4.10. ábra. A Porcika-hóakna és az Eszkimó-jégbarlang környékén hulló csapadék és a felszíni léghőmérséklet kapcsolata. A – stabil hidrogénizotópos, B – a stabil



B, oxigénizotópos, C – a november-április időszakban hulló csapadékok (~téli félév) stabil oxigénizotópos adatai alapján. A rendszeresen negatív vizizotópos összetételű 2006 augusztusi



C, csapadékhoz tartozó pontot üres négyzet jelöli. A regressziós összefüggések meghatározásánál ezt a pontot egyik esetben sem vettem figyelembe.



4.11. ábra. A trícium koncentráció alakulása a Porcika-hóakna jégblokkjából kiemelt két jégfurat mintáiban. Az adatpontokhoz tartozó, azonos színnel feltüntetett hibasávok az analitikai hibát jelentik meg.

#### 4.3.2. Trícium tartalom a Porcika-barlang jégfurataiban

A BA furat 20 mintájában azonosítani lehet a 20. századi léggör trícium történetének két markáns, jellegzetes eseményét (4.11. ábra). A szabadléggöri termonukleáris robbantásokból származó antropogén trícium-többlet megjelenését 1953 (mintakód: BA14), és a szabadléggöri termonukleáris robbantások 1963-as betiltását követő mérsékeltebb kibocsátás, valamint a trícium radioaktív bomlása miatt bekövetkező koncentráció csökkenés miatt kirajzolódó csúcsot (mintakód: BA10) (KERN et al. 2007b).

A BB jégmag 94 mintájában, köszönhetően az ötször részletesebb mintázásnak, sokkal összetettebb mintázat rajzolódott ki (4.11. ábra). A 153,9 cm alatti minták (BB79-től lefele) nem tartalmaztak az alkalmazott módszerrel mérhető mennyiségű tríciumot, míg a sekélyebb mélységből származó minták közül egyedül a BB5 (7,5-9,4 cm) maradt a kritikus határ alatt. A legmélyebb, kritikus határt meghaladó koncentrációt tartalmazó ( $8,9 \pm 2,4$  TE) minta a BB78 (152,2-153,9 cm). Ettől kezdve a  $^3\text{H}$  koncentráció emelkedik, majd eléri az első kisebb csúcsot ( $19,2 \pm 2,5$  TE) BB75-nél (147,1-148,8 cm). A következő néhány mintában a bizonytalansági határokon belül váltakoznak az értékek, majd egy újabb egyértelmű csúcs jelenik meg BB64-nál (126,6-128,7 cm)  $26,3 \pm 2,5$  TE értékkel. BB52 és BB55



(102.7-110.3 cm) között egy lapos plató mutatkozott 69 TE körüli értékekkel. Ettől a szinttől meredeken emelkedett a  $^3\text{H}$  koncentráció és a trícium tartalom a BB48 mintában (95.1-97.0 cm) érte el a maximumát (166.4 $\pm$ 4.0 TE). A  $^3\text{H}$  koncentráció ezután meredeken csökken és egy helyi minimum (15.4 $\pm$ 3.1 TE) jelent meg BB30-nál (58.2-60.4 cm). Némi ingadozás után egy további kisebb csúcs jelent meg BB24-nél (45.5-47.6 cm) 29.5 $\pm$ 3.2 TE értékkel. A legkisebb mért érték (már a kritikus szint alatt) a BB7-es mintában (5.1 $\pm$ 2.5 TE, 11.3-13.2 cm) jelent meg. E fölött a további mintákban a  $^3\text{H}$  koncentráció a felszín felé növekvő trendet mutatott.

4.3. táblázat. A Porcika-hóaknából gyűjtött két minta radiokarbon kormeghatározásának eredményei. A kalibráció az OxCal v3.10. programmal (BRONK RAMSEY 2001) az IntCal04 (REIMER et al. 2004) adatbázison történt.

Labor kód	Minta kód	Konvencionális $^{14}\text{C}$ kor (BP) ( $\pm 1\sigma$ )	Kalibrált kor	
			1 $\sigma$ (68,2%)	2 $\sigma$ (95,4%)
Deb-13203	BT1	1150 $\pm$ 60	780-970 AD	710-1020 AD
Deb-13204	BFM1	170 $\pm$ 50	1660-1820 AD 1910-1960 AD	1650-1960 AD

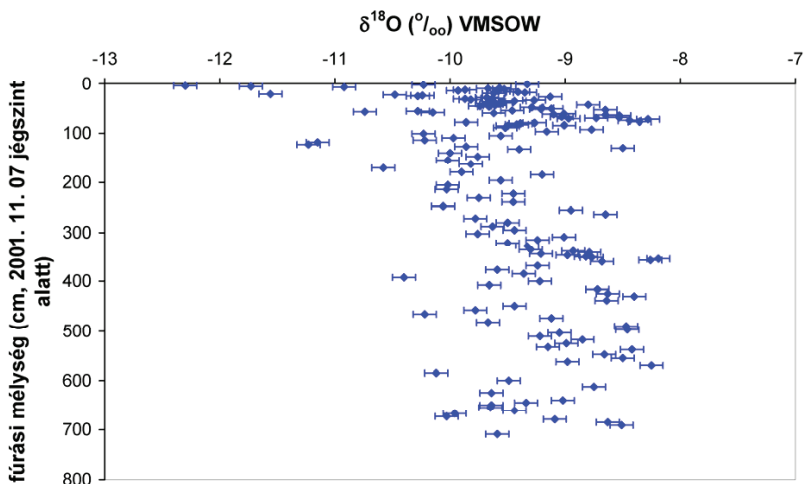
#### 4.3.3. A Porcika-hóakna famaradványain végzett kormeghatározások eredményei

A BFM-1 mintában 80 évgyűrűt lehetett azonosítani. A minta dendrokronológiai kormeghatározási kísérlete nem hozott eredményt. A radiokarbon mérés eredményeként a famaradványokra kapott koradatok felhasználásával (4.3. táblázat), a kiválasztott minták rétegtani helyzete miatt a befoglaló jég korára következtethetünk. A jégréteg idősebb nem lehet mint a famaradvány. Feltételezhetjük, hogy a famaradvány, a behordódásához szükséges idő miatt, 5-15 évvel idősebb lehet mint a befoglaló jég, viszont 30 évnél többet nem tartózkodhatott elhalt faanyagként a felszínen, mert a jellemző felszíni viszonyok között ennyi idő alatt elkorhad. Ezért azt mondhatjuk, hogy a BT1 mintát befoglaló jégréteg legfeljebb 1120-1325 éves BP és legalább 1080-1295 éves. Megállapíthatjuk, hogy BFM1 esetében a befoglaló jégréteg lényegesen fiatalabb, de az 1 $\sigma$  tartományok szóródása és a széles 2 $\sigma$  tartomány miatt ennél messzebbmenő következtetést nem lehet tenni. A terepi vizsgálatok alapján, a főblokkhoz támaszkodó, a radiokarbon adat alapján, idősebbnek tekinthető, nyelvyszerű forma a főblokk alól nyúlik ki. Ezért a blokkban 10 m-es szint alatt jelentős réteghiányt vagy sokkal mérsékeltebb jéggyarapodási ütemet kell feltételeznünk.

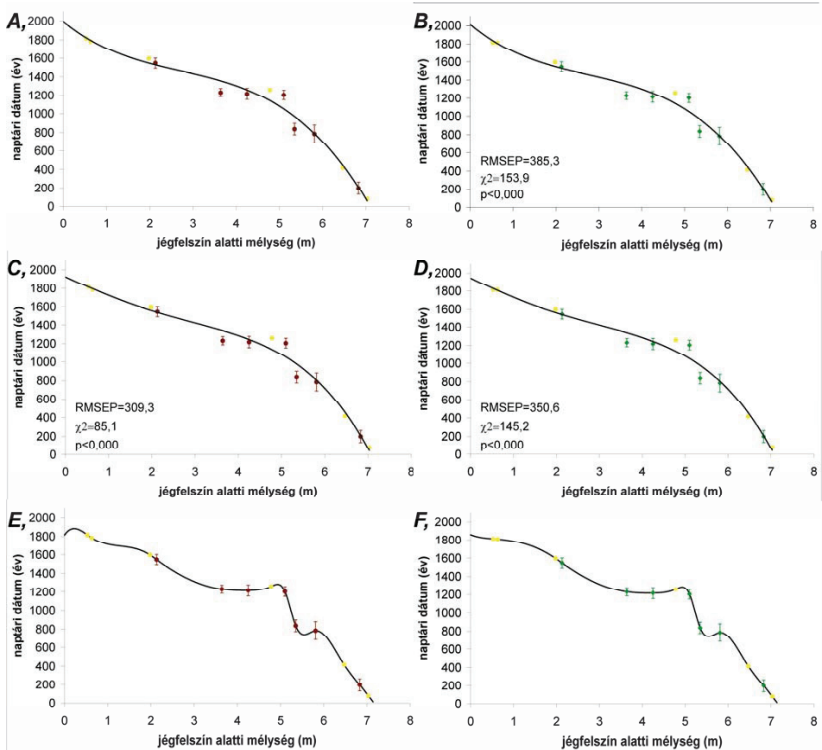
#### 4.3.4. Az Eszkimó-barlang jegének stabil oxigénizotópos adatai

Az ESK furat 299 mintájának feléből, 150 mintából, sikerült a stabil oxigénizotópos összetételt meghatározni. A további jégminták mérése elé kizárólag a pénzügyi feltételek gördítettek akadályt. Az eredményeket a 4.12. ábra mutatja be. A furat felső 0,65 m-éből (ESK 48-ig) hiánytalanul minden részmintából elkészültek az elemzések. Elvéve hiányzik egy-egy adat 0,86 m-ig (ESK 65). A mélyebb részekben már csak egy olyan szakasz van, 6,4 m-től (ESK 281) 6,91 m-ig (ESK 290), ahol folytonos a mérés. A jégmag többi részén 1-4 kimaradó minta van a mért adatok között.

A 150 mért adat a  $-8,19\text{‰}$  és a  $-12,3\text{‰}$  szélső értékek kijelölte tartományban szóródik. A mélység szerint ábrázolva az adatokat még nem sok dolog látszik. Az adatok szórása mintha csökkenne a mélyebb szintek felé, valamint mintha kevésbé negatívabb értékek felé mutató trend is kirajzolódna. Azonban ezeknek a látszólagos különbségeknek bármiféle lehülést vagy növekvő szélsőségeket sugalló értelmezése elhamarkodott lenne, hisz a mélyebb szintek felé csökkenő szórást egyértelműen okozhatja az adatpontok ritkulása. Az alaposabb elemzéshez elengedhetetlen a szelvény korolása.



4.12. ábra. Az ESK jégfurat stabil oxigén izotópos összetétele a jégfelszín alatti mélység szerint. A vízszintes hibasávok a  $\pm 0,1\text{‰}$ -es analitikai hibát jelenítik meg.



4.13. ábra. Az Eszkimó-jégbarlang jégüledékére előállított kor-mélység modellek. A radiokarbon korok alapján megadott legvalószínűbb naptári korok és a hozzájuk megadott kalibrációs bizonytalanságot (MAGGI *et al.* 2008) jelölő hibaszávok az ALT adatsornál barna, a Maggi08 adatsornál zöld színnel szerepelnek. Az ismert korú vulkáni eseményekhez rendelt szulfát csúcsok alapján kijelölt referencia pontokat mindegyik esetben sárga pontok jelölik. A – ALT alappontokra illesztett harmadfokú polinom modell, B - Maggi08 alappontokra illesztett harmadfokú polinom modell, C - ALT alappontokra illesztett negyedfokú polinom modell, D - Maggi08 alappontokra illesztett negyedfokú polinom modell, E - ALT alappontokra illesztett harmadfokú spline modell, F - Maggi08 alappontokra illesztett harmadfokú spline modell

#### 4.3.5. Az ESK furat kor-mélység modellje

A szelvény korolására készített hat modellt a 4.13. ábra mutatja be. A Maggi08 alappontokon a harmadfokú modell a felszín korára valótlán dátumot (2013) ad. A spline modellek mindkét esetben rendellenes, felszín felé csökkenő kort adó szakaszokat tartalmaznak. A leglátványosabb a hiba az ALT alappontok esetében, hisz itt a legfelső vulkáni szint felett átfordul a görbe és a felső ~0,4 m-en a modell csökkenő menetet követ. Hasonló problémák jelentkeznek 4 és 6 méter között, a 784 és 837 referencia korok által közrefogott szakaszon, valamint a 13. sz. elején.

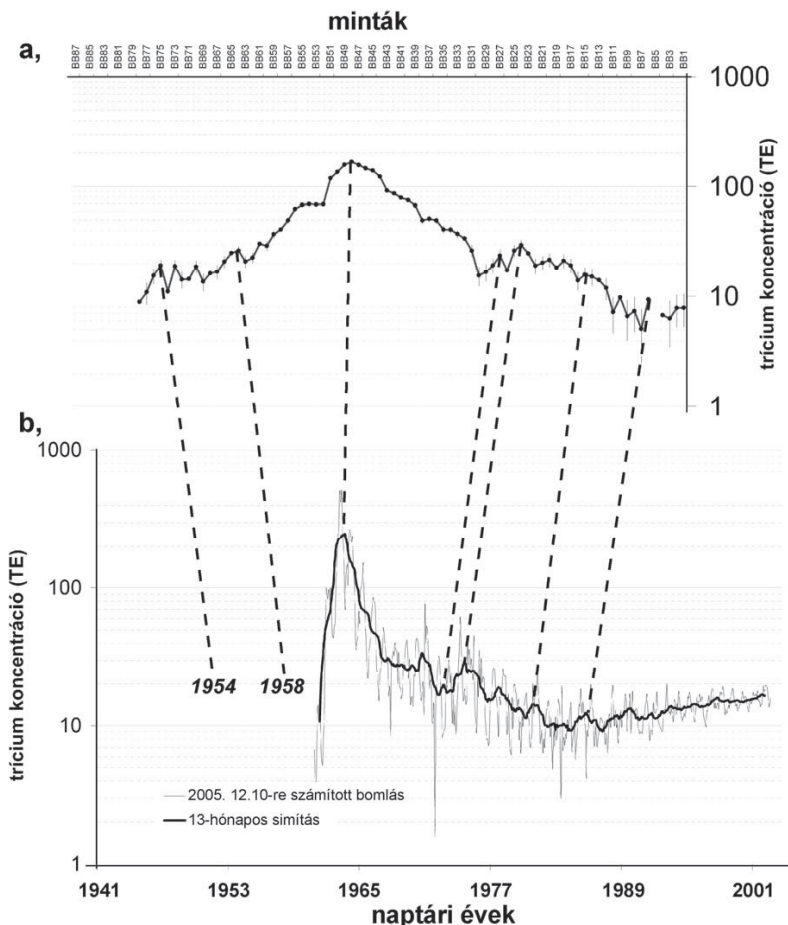
A maradék három modell esetében a modellillesztés szignifikanciája egyformán magas. Az RMSEP és  $\chi^2$  értékei alapján azonban az ALT alappontokra illesztett negyedfokú modell hibája a legkisebb. Ezért az ESK furat mintáinak korolását ezzel a modellel:  $\text{kor} = -1.2471 \cdot d^4 + 6.8985 \cdot d^3 + 5.0511 \cdot d^2 - 210.49 \cdot d + 1923.9$  végeztem el, ahol  $d$  a jégfelszín alatti mélység méterben, a kort pedig naptári években kapjuk.

A modellegyenletből az is kiolvasható, hogy a jégfelszín becsült kora ~1924. Ez azt jelenti, hogy az Eszkimó-barlang jégblokkjának felszíne erőteljes visszaolvadást szenvedett el a múlt században, de legalábbis rendkívüli mértékben lassult a jégképződés. Ez az eredmény tökéletes összhangban van az Aranyosfői-jégbarlangban (Ghețarul de la Scărișoara) folytatott rendszeres megfigyelések tapasztalataival. Az Aranyosfői-barlangban a megfigyelések kezdetétől -1964-től- a jégblokk felszíne jelentősen erodálódott, csupán a 80-as években regisztráltak enyhe jéggyarapodást (RACOVIȚA & ONAC 2000, PERȘOIU 2005). Továbbá egyeztethető a szomszédos Porcika-hóaknából nyert információkkal is, ahol 1980-as évekre a korábbi állapotokban jellemző szint tizedére csökkent a jéggyarapodás (KERN et al. 2009c)

#### 4.4. Következtetések

**4.4.1. A BB furat trícium adatainak megfeleltetése a múltbéli csapadék trícium tartalmára készített becslés adataival, a kor-mélység összefüggés és a levonható következtetések**

A BA és BB jégmagokból nyert szelvény menti trícium tartalom görbék tökéletesen egyeznek (4.11. ábra) (KERN et al. 2007, KERN et al. 2009c) bár, ahogy az várható volt, a részletesebben mintázott BB adatsorban nagyobb változékonyság tapasztalható. A Porcika-barlang jégmagjaiból nyert adatok alapján a trícium tartalom hosszú távú váltakozása három nagyságrendet ível át, ami tökéletesen egyezik a csapadék trícium tartalmának múltbéli értékeire vonatkozó becslés adataival (4.14. ábra).



4.14. ábra. A BB jégfurat mintáinak dátumozása a barlangi jégben mért és az egykor hullott csapadékvízben becsült trícium koncentrációban jelentkező csúcsok illesztésével.

A részletgazdag BB adatsor értelmezéséhez, és egyben a minták keletkezési idejének felderítéséhez alkalmazott elv a következő volt. A BB adatsor maximumai megfeleltethetők a csapadék trícium tartalmának múltbéli értékeire vonatkozó becslés (lásd 4.2.6 fejezet) maximumaival. Ez az elv azon a megfontoláson nyugszik, hogy, még ha valamely folyamat (pl. ismételt olvadás és újrafagyás, diffúzió) „keverheti” is az egymásra települő éves

rétegeket, a csúcsok eredeti pozíciója (a teljes kiátlagolódásig) annak ellenére megmarad, hogy a csúcs abszolút magassága csökken, és a szélessége növekszik.

A csúcsok megfeleltetését a 4.14. ábra mutatja be. A BB48 mintában észlelt kiemelkedő trícium tartalom kétségtelenül az 1963-as maximummal azonosítható. A dupla-csúcs mely az 1970-es évek első felében jelentkezik a BB30 és BB26 minták közti szakasszal feleltethető meg. A következő csúcs (BB24) 1975-höz rendelhető. KOZÁK et al. (1993) emelkedett trícium kihullásról számoltak be 1975-re a Keleti-Alpokból, de helyi anomáliának tekintették az eseményt. A Porcika-barlangból nyert adatok megerősítik az 1975-ös trícium csúcs létezését a Bihar-hegységben is, ~1000 km-rel keletebbre, és egy regionális jelentőségű  $^3\text{H}$  kihullási esemény valószínűsíthető.

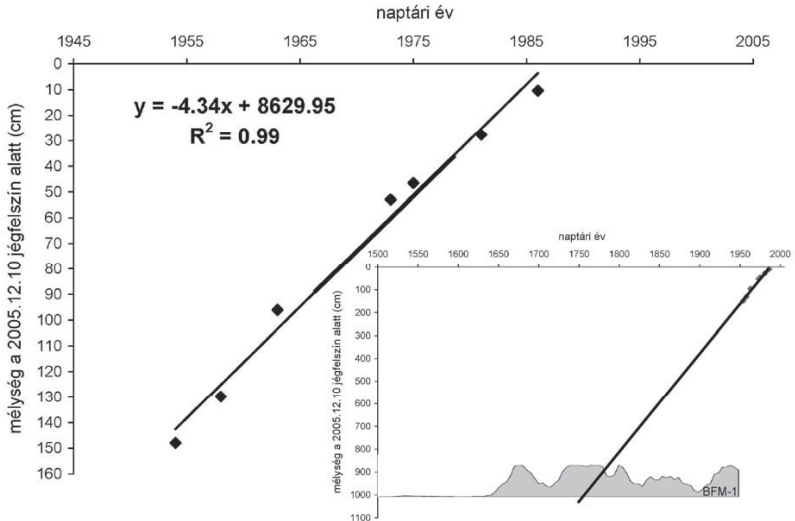
A B15 minta egy kicsiny csúcsot képvisel, amely 1981-hez rendelhető, épp azelőtt, hogy egy hosszabb csökkenő trendet követve a mért és a becsült adatoknál is 10 TE alá süllyed a trícium tartalom. Végezetül a BB6, amely a legalacsonyabb detektálható (BB7) és a mérhetetlen BB5 minta között helyezkedik el, 1986-ra dátumozott csúcsához illeszthető, amikor a becsült trícium adatok egy kis csúcsot jeleznek a 80-as évek közepén és végén jelentkező minimumok között. A felső négy mintában észlelt kisebb változások nem haladják meg a mérési hibát, így értelmezésük bizonytalan.

Érdeemes megjegyezni, hogy a barlangi jégből mért trícium koncentráció értékek nagyon jól egyeznek a csapadék trícium tartalmának múltbéli értékeire vonatkozó becslés során nyert 13-hónapos (azaz ~éves) átlagokkal. Ez azt sugallja, hogy a jégblokk elmúlt kb. 50 éves történetében sem több évnyi réteget átkeverő olvadás-újrafagyás, sem számottevő diffúzió nem feltételezhető.

A fent megadott öt csúcs mellett az adatsor idősebb szakaszán még két további csúcsot lehetett dátumozni. A korai észlelések töredékes adatai alapján a csapadék trícium tartalmában az első antropogén többletből eredő csúcs 1954-ben, a második 1958-ban jelentkezett Európában (ERIKSSON 1965). Az utóbbi csúcs létezése a kárpáti régióban mátrai lucfenyő évgyűrűiből kivont cellulózminták trícium tartalmának elemzése nyomán is megerősítést nyert (KOZÁK et al. 1989). Ez a két csúcs (1954, 1958) a porcikai jégfuratban a BB75 és B64 mintákkal lett azonosítva.

Az BB jégmag hét dátumozott pontjához tartozó mélység és a hozzájuk rendelt korok alapján a vizsgált szakaszban az átlagos jéggyarapodásra, lineáris regressziós modellel, 4,34 cm/év becsülhető (4.15. ábra). A lineáris modell extrapolációja a BFM-1 minta -10,05 méteres alsó szintjére 1757-es dátumot eredményez. Érdekes megjegyezni, hogy ez a kalibrációs intervallum legvalószínűbb szakaszának közepébe esik. Bár az, hogy a BFM-1

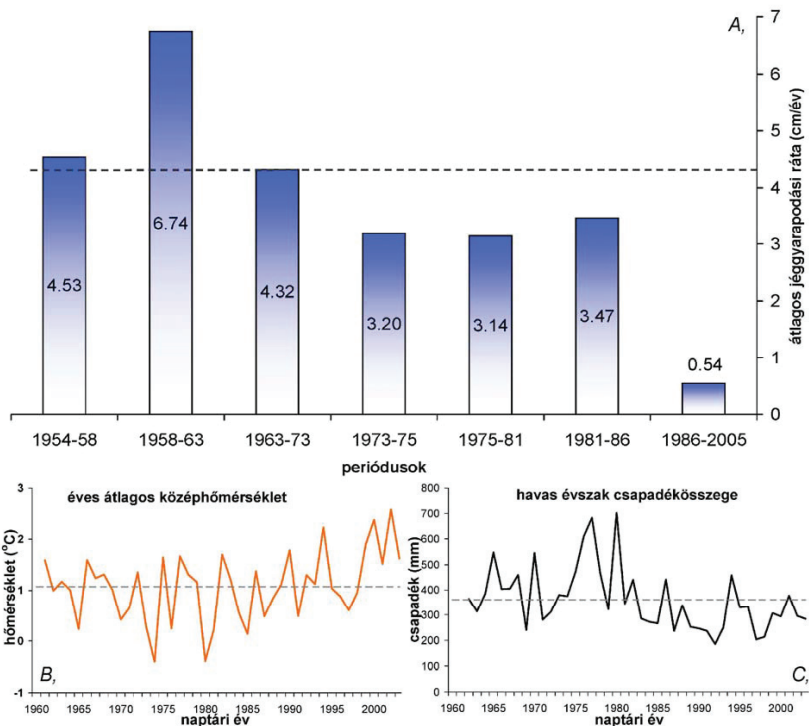
bükk mintának az évgyűrűszélesség adatsorát nem sikerült megfeleltetni a helyi bükk referencia kronológiával, mely az 1793-2004 időszakot fedi, ugyan nem bizonyítja, de ugyancsak azt sejteti, hogy a minta, legkülső évgyűrűje, ~1800-nál korábbi. Összességében azt mondhatjuk, hogy a BFM-1 mintáról nyert adatok, ha nem is igazolják, de legalábbis nem cáfolják, hogy az utóbbi 50 évre magállapított átlagos jéggyarapodási ráta az elmúlt 500 évben is, nagyjából, érvényes lehet.



4.15. ábra. A BB adatsor hét illesztett pontja alapján becsülhető lineáris regressziós kor-mélység modell. A kis képen a modell extrapolációja látható a BFM-1 minta szintjéig. A szürke alakzat a BFM-1 minta radiokarbon korához tartozó kalibrált korok intervallumát, és az egyes naptári évekhez tartozó valószínűségek relatív értékeit mutatja.

A trícium koncentrációk alapján dátumozott hét referencia pont és a felszín 2005-ös dátuma az átlagos jéggyarapodás értékét az elmúlt 50 év hét rövidebb időszakára is meg lehet határozni (4.16. ábra). Az eredmények szerint a jéggyarapodás 1958 és 1963 között volt a leggyorsabb (6,74 cm/év). Ezután lassan mérséklődik a jégképződés dinamikája, 1975-81 közti periódusban 3,14 cm/év. Valamivel erőteljesebb a jégképződés a 80-as évek első felében. Végül az utolsó vizsgálható időszakba mutatkozik a legkisebb jéggyarapodás (0,54 cm/év). Ez mindenképp szélsőséges érték a megelőző időszakokhoz viszonyítva. Mind a

hőmérséklet és a csapadék lehetséges faktorok, melyek felelősek lehetnek ezért a jelenségért. Ugyanis a közeli meteorológia állomás adatai alapján megállapítható, hogy a környéken az 1980-as évek közepétől folyamatos hőmérsékletemelkedés, illetve a 80-as évek elején a téli csapadék (azaz a hó) mennyiségében hirtelen és nagymértékű csökkenés történt (4.16. ábra). A Jura hegység jégbarlangjainak esetében is hasonló változásokat figyeltek meg a barlangi jegek anyagmérlegében és a helyi éghajlati tényezők menetében (LUETSCHER 2005, LUETSCHER et al. 2005).



4.16. ábra. A jéggyarapodás változása a Porcika-hoáknában az elmúlt 50 év 7 át nem fedő periódusában. Az oszlopok a periódusonként számított átlagos jéggyarapodási rátát, a vízszintes szaggatott vonal a trícium adatok alapján meghatározott hosszú távú átlagos jéggyarapodási rátát (4,43 cm/év) jelölik. Az évi középhőmérséklet (B) és a havas évszak (november-április) csapadékösszegeinek (C) váltakozása a legközelebb hegyi meteorológiai állomás, Vlegvásza (Vladeasa, 1800 m tszfm), adatai szerint.

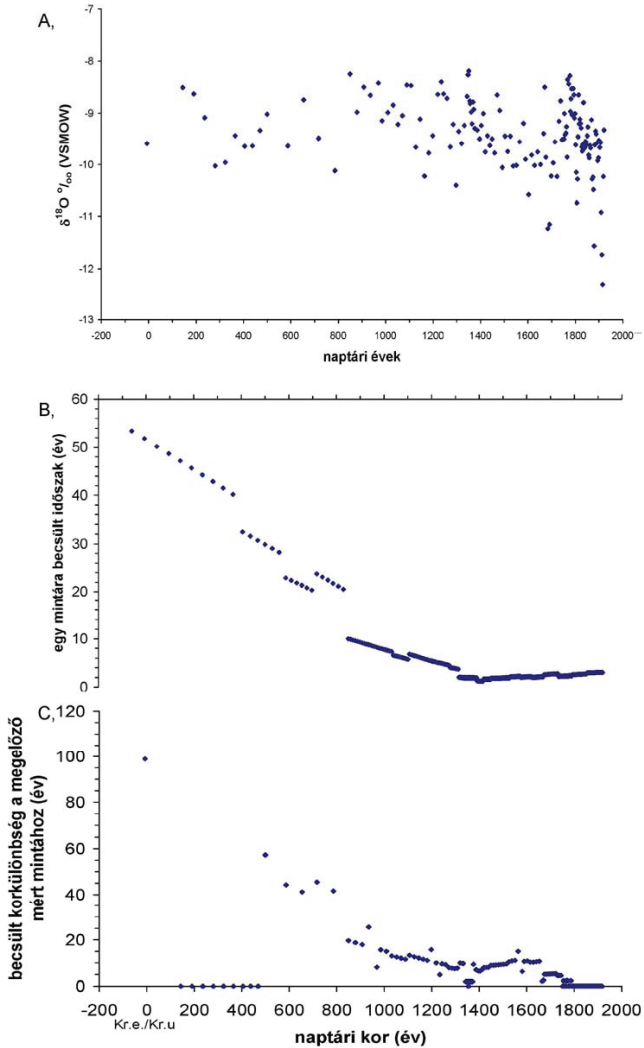


#### **4.4.3. Az ESK furat stabil oxigénizotópos adatainak időbeli váltakozása és a levezethető hőmérsékleti rekonstrukció**

A 4.3.5. fejezetben választott modell segítségével az ESK jégmagból nyert stabil oxigénizotópos adatait időskálára lehetett helyezni (4.17. ábra). A kapott eredmény szerint a legelső vizsgált minta keletkezése Kr.e. 7-re tehető, azaz az ESK jégmag mintái alapján az elmúlt két évezred környezeti eseményeiről kaphatunk képet. A kormodell birtokában azonban már az is becsülhető, hogy az egyes minták milyen hosszú időszaknak feleltethetők meg, illetve, hogy a kimaradó minták esetén milyen hosszú időszakról hiányozhatnak adatok két mért minta között. (4.17. ábra)

Az egy mintára becsült időszak hosszának időbeli változását értékelve megállapíthatjuk, hogy egy kezdetben, az idősebb korok felé haladva, sűrűsödő felbontás felé mutató menet rajzolódik, mely Kr.u. 1400 körül fordul meg. Az idősebb szakaszokon egyre durvább felbontással kell számolnunk. Ez a nemlineáris kor-mélység összefüggés eredményeként értelmezhető. Ezt a trendet cifrázzák ki hirtelen változások, amelyek a részminták hosszának váltakozásával magyarázhatóak. Például Kr.u. 1315-nél, ahol a 2 cm-es mintahosszról a 4 cm-es szeletelésbe lépünk, vagy 830 körül, ahol a 4 cm-es szakaszolás 8 cm-re duplázódott. Mindezek együttes eredményeként a legfiatalabb szakaszon ~4,5 éves felbontással számolhatunk, az egy mintára becsült időszak minimuma 1,3 év a Kr.u. 1390 és Kr.u. 1425 közöttre korolt szakaszon. Ezelőtt viszonylag gyorsan romlik a felbontás, Kr.u. 850-nél éri el a 10 évet az egy mintára becsült időszak hossza, és a Kr.u. 200 előtti korolt szakaszon a jelen adatsor alapján már csak félévszázados részletességű információra lehet számítani.

A mintasűrűség kor szerinti változását értékelve megállapíthatjuk, hogy hiánytalan az adatsor kb. Kr.u. 100-tól Kr.u. 500-ig, valamint a Kr.u. 1786-nál fiatalabb szakaszon. Kisebb hiányok vannak Kr.u. 1330 és Kr.u. 1372 között, valamint Kr.u. 1653 után. A legrosszabb a helyzet Kr.u. 500 és Kr.u. 960 között. Erre az időszakra évtizedet meghaladó hiányokat kell feltételezni.



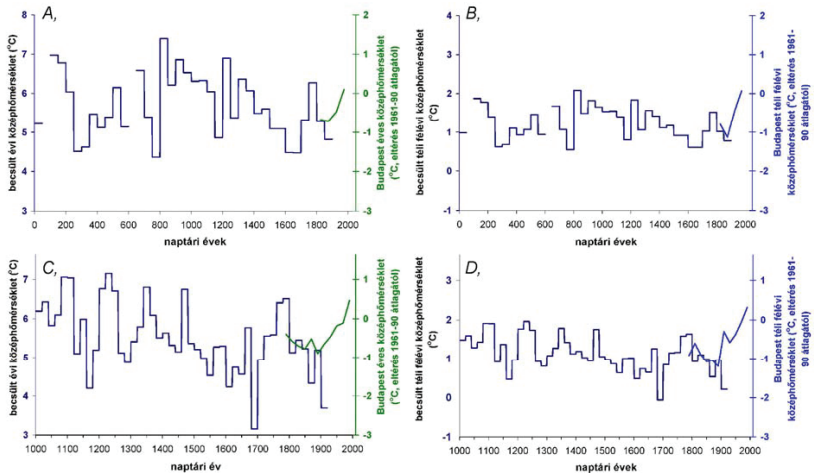
4.17. ábra Az ESK furat stabil oxigénizotópos adatai az ALT referenciapontokra illesztett negyedfokú polinomiális kormodell alapján meghatározott korszakán. B – Az ESK furat mintái által képviselt időszakok becsült hossza. C – Az ESK furat stabil oxigénizotópos mérésnek alávetett mintái közt kimaradó időszakok becsült hossza. A B és C ábrán bemutatott adatok becslése értelemszerűen a fenti kor-mélység modell alkalmazásával történt.

Annak érdekében, hogy a bemutatott heterogenitások ellenére mégis valamiképp összevethető időbeli felbontás álljon elő, és a barlangi jég stabilizotópos összetételéből kiolvasható információkat a lehetőségekhez képest a legteljesebben kiaknázhassam, a mért stabilizotópos adatokból két átlagolt adatsort számítottam. Tekintettel a tényre, hogy az alkalmazott kormodell szabta feltételek mellett a legidősebb minták esetében egy mintára kb. 50 év becsülhető, ezért a teljes kétezer esztendő ennél részletesebb bontással nem vizsgálható. Ehhez igazodva a fiatalabb szakaszokon is az 50 éves átlagokat képeztem. Mivel 500 és 800 között 40-50 évre becsülhető a mért stabilizotópos adatok között a kimaradás, ezért ezen a szakaszon még az 50 éves átlagolással sem nyerhető időben folyamatos adatsor.

Továbbá, figyelembe véve az egy mintára becsült időszak hosszának és a mért minták közti kimaradásoknak az alakulását úgy ítélt meg, hogy 1000-tól van értelme 20 éves átlagokat képezni. Azaz az utolsó Millenniumra vonatkozóan két évtizedes időbeli felbontással lehet a környezetváltozás alakulását tanulmányozni. Az utóbbi Millennium időszakára adathiány nélküli 20 éves intervallum nincs ugyan, ám el kell mondani, hogy az 1280-1300, az 1321-40 intervallumban, valamint az 1380 és 1600 közötti 11 darab húszéves intervallumban a rövid egy mintákra jutó időszakok és a nagyobb mért minták közti kimaradás kedvezőtlenül összeadó hatása miatt 6 évnél kevesebbre becsülhető a mérésre került jéganyag által reprezentált időszak. Ezekre a húszéves időszakokra számított adatokat ezért fokozott fenntartással kell majd kezelni!

A 4.3.1.2. fejezetben a  $\delta^{18}\text{O-T}$  összefüggés elemzésekor láthattuk, hogy a teljes évre és a téli félévre meghatározott kapcsolat különbözik. Ezért, próbaképp, mindkét változattal elkészült a hőmérsékleti rekonstrukciós kísérlet, mind a félévszázados felbontású kétezer éves adatsor, mind a két évtizedes felbontású ezeréves adatsor esetében (4.18. ábra).

Összehasonlításképp Budapest homogenizált havi középhőmérsékleteinek adatsorából (AUER et al. 2007, BÓHM et al. 2010) számított azonos hőmérsékleti középértékek változásai is szerepelnek. Fontos hangsúlyozni, hogy a két adatsor abszolút értékei nem összehasonlíthatók (ezt a külön, azonos színnel színezett ordináta tengely mentén alkalmazott ábrázolással igyekeztem kiemelni), csak az átfedő időszakban a változások jellege, ingadozások mértéke!



4.18. ábra. Az ESK fúrás stabilizotópos adatai alapján készített hőmérsékleti rekonstrukciós próbák és összehasonlításképp Budapest homogenizált havi középhőmérsékleteinek adatsorából (AUER et al. 2007, BÖHM et al. 2010) számított azonos hőmérsékleti középértékek változásai. Az évi középhőmérséklet becslése a teljes éves  $\delta^{18}O-T$ , a téli féléves középhőmérséklet becslése a téli félévi  $\delta^{18}O-T$  egyenlet alapján történt. A – az évi középhőmérséklet becslési kísérlete az elmúlt 2000 évre 50 éves felbontással, B – a téli félévi középhőmérséklet becslési kísérlete az elmúlt 2000 évre 50 éves felbontással, C - az évi középhőmérséklet becslési kísérlete az elmúlt 1000 évre 20 éves felbontással, D – a téli félévi középhőmérséklet becslési kísérlete az elmúlt 1000 évre 20 éves felbontással.

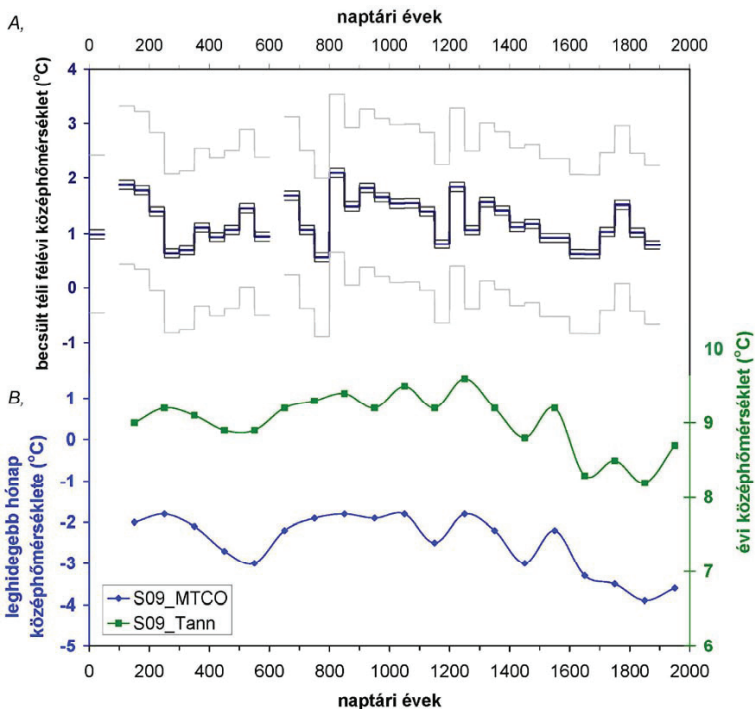
A rekonstrukciós kísérletek összehasonlításakor első pillantásra feltűnő, hogy az évi középhőmérséklet becslésekor jóval nagyobb ingadozás adódik, mint a téli féléves középhőmérsékletnél. Ez ellentétben áll a vizsgált éghajlati paraméterek normálisnak ismert viselkedésével, hisz törvényszerűen a féléves hőmérsékleti változásokat jellemzi a nagyobb ingadozás. Ha a rekonstrukciós kísérlettel kapott ingadozási tartományokat nézzük, azok, már önmagukban is, az évi középhőmérsékletre kapott becslést sejtetik túlzónak. De ha segítségül hívjuk a Budapesti hőmérsékleti adatsorból képzett azonos hőmérsékleti paraméter azonos felbontással számított értékeit, ezek meg is erősítik ezt a gyanút. Az évi középhőmérsékletre nyert becslések kb. háromszor nagyobb váltakozást mutatnak mint amekkorát a budapesti 50-éves középhőmérséklet adatsora rögzített. Ha az elmúlt 1000 évre nyert 20-éves bontású

eredményeket vizsgáljuk, akkor pedig az is látható, hogy az átfedő időszakban hasonló ugyan a trend a becslésben, de az ingadozás mértéke ezen a rövid szakaszon is irreálisan nagyobb, továbbá a trendre ülő kisebb ingadozások épp ellentétesek a két adatsorban. Ezzel szemben a téli félévi rekonstrukciós kísérlet esetében nemcsak összemérhetők a rekonstruált ingadozások a budapesti műszeres adatokból meghatározottakkal; nemcsak a 19. sz.-ra körvonalazódó lehülési trend hasonló, de még az ezen belül megjelenő finomabb mintázat is visszatükröződik az ESK adatai alapján készített rekonstrukcióban. Összességében azt mondhatjuk, hogy a műszeres adatokkal történő összehasonlítás is a téli félévi középhőmérséklet rekonstrukcióját igazolja, ami összhangban van a barlangi jégképződésre vonatkozó, már korábban is említett, saját és független megfigyelésekkel (CITTERIO et al. 2005a, b), miszerint a téli félévi csapadék a jégképződés fő forrása. Ezért a téli félévi középhőmérséklet rekonstrukcióját fogadtam el és a továbbiakban ezt fogom tárgyalni.

Az ESK jégfurat stabil oxigénizotópos adatai alapján készített téli félévi középhőmérsékleti rekonstrukció (4.19. ábra) fő bizonytalansága a kalibrációnak tulajdonítható.

Körülbelül a 3. sz. közepéig enyhébb telek uralkodtak a területen. Majd egy kb.  $0,8^{\circ}\text{C}$ -os gyors lehülést követően évszázadokon át hűvösebb téli időszak jellemezte a bihari területet. A 8.-9. sz. fordulóján a rekonstruált időszak legnagyobb hirtelen hőmérsékletváltozását, egy  $\sim 1,53^{\circ}\text{C}$ -os melegedést követően az elmúlt kétezer esztendő legmelegebb 50 évét láthatjuk. A téli középhőmérséklet ezután kicsit csökkent, majd meglehetősen stabilan alakult, végül enyhe csökkenés jellemezte kb. a 12. sz. közepéig. Egy rövidebb hideg esemény után a 13. sz. első felére rekonstruálható az elmúlt évezred legmelegebb 50 esztendeje, ezután 350 év alatt viszonylag egyenletesen  $1,2^{\circ}\text{C}$ -ot csökkentek a téli félévi 50-éves középhőmérsékletek. A csökkenő trend minimumát, mely az évezred minimuma is egyben, a 17. sz.-ban érte el. A rekonstruált adatok tanúsága szerint a téli középhőmérséklet süllyedése nem érte el a 8. sz.-i mélypontot, ám a hideg időszak tartóssága kétezer éves összehasonlításban páratlan. A 18. sz.-ban melegedés zajlott le, melynek eredményeképp a század második felét már  $0,9^{\circ}\text{C}$ -kal enyhébb telek jellemezték a bihari területen. A 19. sz.-ot ismét egy szerényebb mértékű téli középhőmérséklet csökkenés jellemezte.

A változásokat elemezve felismerhetők az elmúlt kétezer év nevezetes éghajlanttörténeti fejezetei.



4.19. ábra. Az elmúlt 2000 év hőmérsékleti viszonyaira vonatkozó becslések a Kárpát-medencéből. A- Az ESK barlangi jégfúrás stabilizotópos adatai alapján rekonstruált téli félévi középhőmérséklet 50 éves felbontással. Az analitikai (sötétszürke vonal) és a kalibrációs (világosszürke vonal) bizonytalanságból adódó hiba halmozott módon került ábrázolásra. B – a nagybárkányi Nádas-tó üledékeiből nyert virágporszemek alapján 100 éves felbontással (SÜMEGI et al. 2009)

Az első meleg időszak a római meleg időszak, az ezt követő hidegebb szakasz a középkori hideg időszak (LAMB 1977) kárpát-medencei megfelelőinek tekinthetők. Az, hogy a római korban a Kárpát-medencében is melegebb éghajlat uralkodott már régészeti, történeti adatok alapján ismert (pl. GRZYNAEUS, 2003, 2004). Az itt bemutatott eredmény ehhez annyit tesz hozzá, hogy a téli félév esetében a római időszak legmelegebb 50 esztendejének (Kr.u. 100-150) évszaki középhőmérséklete kb. 1,25 °C-kal volt magasabb, mint ami a meleg periódust lezáró lehűlésre rekonstruálható. Említést érdemel, hogy a rekonstruált téli félévi

hőmérséklet csökkenéshez szépen illeszthető az a régészeti információ is, miszerint a római időszakban eleinte fűtés nélkül építették a lakóházakat Pannoniában, de a római kor végére már általános volt a padlófűtés (GRYNAEUS, 2003, 2004).

A középkori hideg időszak az Eszkimó-jégbarlang adataiból nyert rekonstrukció szerint 300 és 800 közé tehető a bihari területen. Valamint az is megállapítható, hogy elsősorban a kezdetén és a végén uralkodtak hideg telek. A következő meleg időszak az ún. középkori meleg időszakkal azonosítható (LAMB 1965). A kezdetére adódó ~Kr.u. 800-as dátum tökéletesen egybeesik a keleti-alpi téli középhőmérsékleti rekonstrukció eredményével, akárcsak az 1250-re keltezett végdátuma (MANGINI et al. 2005). Az ezt követő lehülési szakasz pedig a kislejtkorszak (pl. GROVE 1988) évszázadainak téli hőmérsékletének csökkenéséről szolgáltat adatokat. Az elmúlt évezred változásainak aprólékosabb elemzése a 6. fejezetben, a részletesebb felbontású (20-éves) adatsor alapján, több független rekonstrukcióval összevetve kerül kifejtésre.

Ennek a fejezetnek végén még a kétezer éves rekonstrukciónak egy összehasonlítását kívánom röviden tárgyalni. A nagybárányai Nádas-tó (Cserhát) üledékeinek vizsgálatából nemrég készült 100 éves felbontással az elmúlt két évezredre komplex paleoökológiai, paleoklimatológiai rekonstrukció (SÜMEGI et al. 2009). A rekonstruált hőmérsékleti paraméterek közül az évi középhőmérsékletet és a leghidegebb hónap középhőmérsékletét (továbbiakban S09-Tann és S09-MTCO) érdemes az ESK jégfurat stabil oxigénizotópos adataiból készített téli félévi középhőmérséklet rekonstrukció eredményeihez hasonlítani (4.19. ábra). Az említett éghajlattörténeti események a nádas-tavi rekonstrukciókban is megjelennek. Érdekes különbség, hogy az ESK rekonstrukció szerint a középkori hideg időszak hosszabb lehetett, és a leghidegebb telek az elején és a végén uralkodtak, míg S09-MTCO esetében az időszak közepén van a minimum. További különbség, hogy az S09 rekonstrukció alapján a cserhádi területre a kislejtkorszak leghidegebb időszaka mind az évi, mind a leghidegebb hónap esetében kb. 1 °C-kal alulmúlta a középkori hideg időszakot. Ezzel szemben a keletebbi területről származó ESK rekonstrukció adatai ezt nem támogatják. Viszonylag jól megfeleltethetők viszont egymásnak az ESK és a S09-MTCO rekonstrukciókban a középkori meleg időszakban rekonstruált hűvösebb intervallumok. Az ESK 18. sz. végi melegedéséhez hasonló esemény egyáltalán nem jelenik meg S09-MTCO-ban, ám S09-Tann esetén azonosítható. Az ESK rekonstrukcióban a 8. sz-i hideg időszak egyik, nádas-tavi rekonstrukcióban sem köszön vissza. Meg kell azonban említeni, hogy a két adatsor különbségeit, különösen az utóbbi 800 évre kirajzolódó eltérő trendeket, nem célszerű részleteiben elemezni. Ugyanis a nagybárányai szelvény pollen adatain határozottan

felismerhetőek az antropogén erdőirtásoknak hatásának tulajdonítható jegyek. A tanulmány szűkszávú módszertani ismertetése alapján az sejthető, hogy a kalibráció a teljes pollenspektrum adatainak felhasználásával történt, így az antropogén hatásokat is „belekalibrálták” az hőmérsékleti rekonstrukcióba.

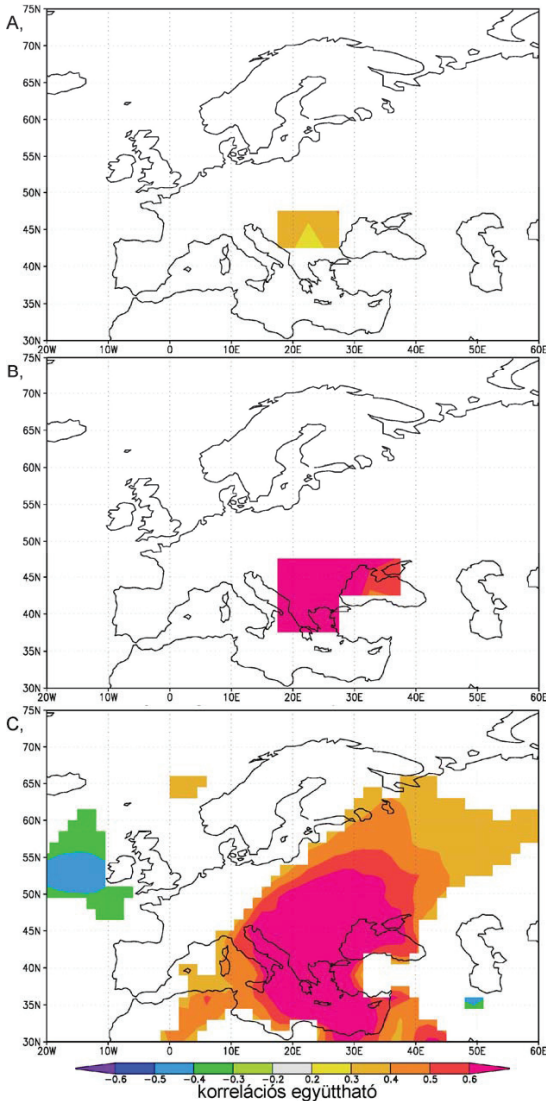


## 5. A ELŐZŐ FEJEZETEKBE BEMUTATOTT HÁROM REKONSTRUKCIÓ TÉRBELI ÉRVÉNYSÉGE.

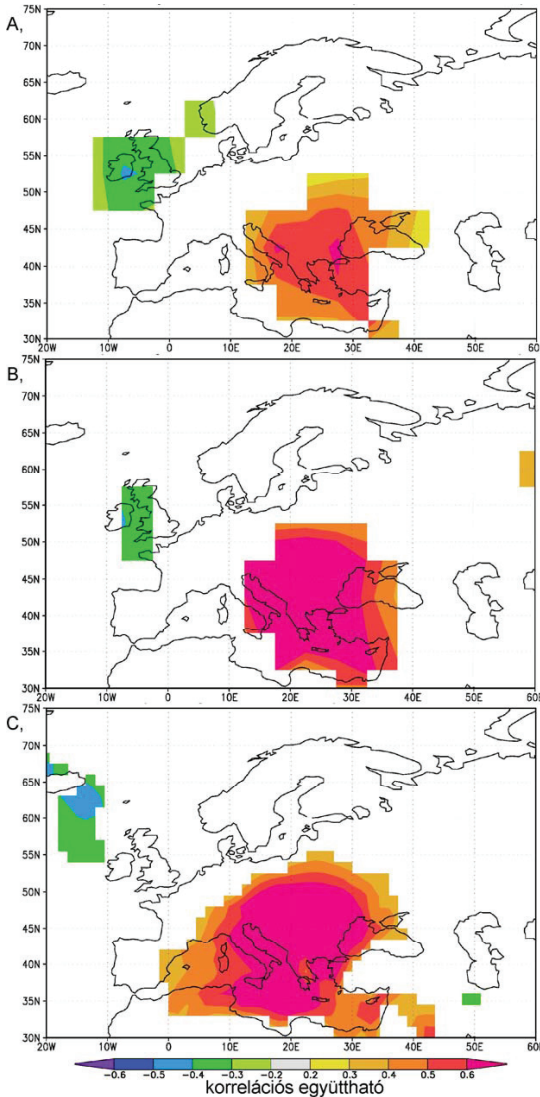
A hőmérsékleti rekonstrukciók érvényességi területének körvonalazására térbeli korrelációs elemzések segítségével igyekeztem fényt deríteni. A vizsgálatot a Climate Explorer (VAN OLDENBORGH et al. 2005) segítségével végeztem el. A térbeli korrelációkat minden esetben az északi 75°, déli 30°, nyugati 20° és keleti 60° földrajzi koordináták által kijelölt területre szorítkozva vizsgáltam. A kelemeni és a paringi rekonstrukció esetében az első lépésben a HadCRUTEM adatbázis (BROHAN et al. 2006) adataival állítottam elő a korrelációs együtthatók térbeli eloszlását bemutató térképeket. A vizsgálatban az adatbázis 1900 utáni adataira szorítkoztam, azért, hogy a korábbi időszak inhomogenitási problémáinak zavaró hatásait elkerüljem. Továbbá a kelemeni rekonstrukciónál az 1965-ig, a paringi rekonstrukciónál az 1981-ig terjedő szakasszal végeztem a vizsgálatot, hisz a későbbi szakaszon már mindkét időszak a HadCRUTEM adatbázis megfelelő cellájának adataival lett kiegészítve, így a proxy adatokat jellemző kapcsolatnál szorosabb kapcsolatot sugalmazna, s ha ezeket az utolsó évtizedeket nem hagyjuk el félrevezető eredményre vezetne a vizsgálat.

Továbbá a rekonstrukciók helyszínéhez legközelebb eső, legalább 30 év hosszú időszorral rendelkező, hegyi meteorológiai állomás havi bontású adatait vontam a korrelációs vizsgálatba. A műszeres adatokkal kétféle térbeli korrelációs vizsgálatot is elkészítettem. Elsőként a HadCRUTEM adatbázissal számítottam a korrelációs együtthatókat. Ezzel a vizsgálatnál mintegy ellenőrizhetjük, hogy a proxy adatok alapján számított korrelációs mező egyeztethető-e a műszeres meteorológiai észlelésből származó adatsor esetére nyert mintázattal. Ezen kívül a legközelebbi hegyi állomás havi adataiból a rekonstrukcióban szereplő többhavi középhőmérséklet adatai és az ERA40 újravizsgált állomásadatok alapján létrehozott 1958-2002 időszakra vonatkozó adatbázis (UPPALA et al. 2005) pontjai között is elvégeztem a korrelációs vizsgálatot. Ennek a vizsgálatnak az eredménye azt segíti körvonalazni, hogy mi lehet az a legbővebb terület, melyre a rekonstruált adatok még érvényes információt hordozhatnak.

A cirbolyaévgyűrű alapú július-augusztusi középhőmérséklet rekonstrukció, a grid cellák adta geometria számlájára írható elnagyolt felbontást figyelembe véve, szinte pontosan illeszkedik a Kárpát-medence és a Kárpátok területéhez (5.1. ábra). A korrelációs együtthatók nem túl magasak, a 0,4-es értéket csupán a jelölt terület ÉK-i sarkában haladja meg.



5.1. ábra. A cirbolyafenyők évyűrűszélességei alapján készített kelemeni július-augusztusi középhőmérsékleti rekonstrukció érvényességi tartományának lehatárolása. A térképek a szignifikáns ( $p < 0,01$ ) Pearson-féle korrelációs együtthatók értékeit jelenítik meg. Az értelmezéshez szükséges szinkód az ábra alján látható. A – a rekonstruált adatok és a HadCRUTEM3 adatbázis között az 1900-65 időszak adataira számított korrelációs mező. B – Ráró (Rarau) állomás július-augusztusi középhőmérséklete és a HadCRUTEM3 adatbázis között az 1951-65 időszak adataira számított korrelációs mező. C - Ráró (Rarau) állomás július-augusztusi középhőmérséklete és az ERA40 adatbázis között az 1958-89 időszak adataira számított korrelációs mező.



5.2. ábra. A lucfenyők sűrűségadatai alapján készített paringi június-szeptemberi középhőmérsékleti rekonstrukció érvényességi tartományának lehatárolása. A térképek a szignifikáns ( $p < 0,01$ ) Pearson-féle korrelációs együtthatók értékeit jelenítik meg, az értelmezéshez szükséges szinkód az ábra alján látható. A – a rekonstruált adatok és a HadCRUTEM3 adatbázis között az 1900-81 időszak adataira számított korrelációs mező. B – Paltinis állomás június-szeptemberi középhőmérséklete és a HadCRUTEM3 adatbázis között az 1900-81 időszak adataira számított korrelációs mező. C – Paltinis állomás június-szeptemberi középhőmérséklete és az ERA40 adatbázis között az 1958-89 időszak adataira számított korrelációs mező.

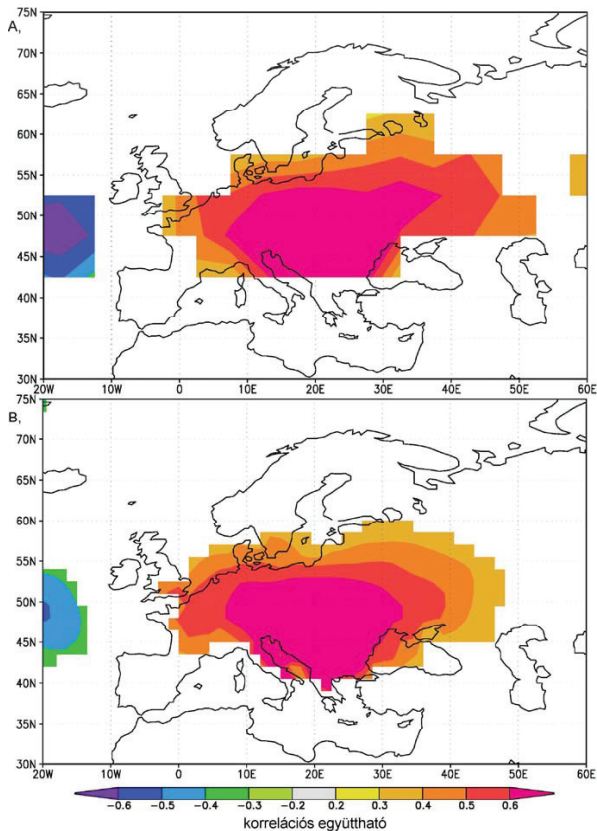
Ráró állomás adataira számított térbeli korrelációs vizsgálat eredményei megerősítik a kárpáti korrelációs kapcsolatot. A korrelációs együttható értékei nagyobbak, a szignifikáns tartomány kelet (Moldávia) és dél (Észak-Balkán) felé messzebb terjed, mint a proxy adatok által kijelölt terület, ám észak és nyugat felé nem változik a kiterjedés. Érdekes módon a gyengülő korrelációt jelző átmeneti zóna csak a Krím-félsziget irányába jelenik meg. A többi irányba átmenet nélkül ér véget a szignifikáns együtthatók területe. Az ERA40 adatbázisa felett Ráró állomás korrelációs hatósugara még kiterjedtebbnek mutatkozik. A magas (0,6 feletti) együtthatók övezete ÉK felé lényegesen kiterjedtebb, valamint dél felé a teljes Balkán-félszigetet, sőt a Földközi-tenger teljes keleti medencéjét lefedi. Az eredményeket összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a kelemeni cirbolya alapú július-augusztusi középhőmérséklet rekonstrukció érvényességi tartományának elsődlegesen a Kárpát-medence tekinthető, de a rekonstrukció hordozhat információt a Balkán északi részére, illetve a Kelet-európai-síkság déli területeire vonatkozóan is.

A lucfenyők sűrűségadatai alapján készített paringi június-szeptemberi középhőmérsékleti rekonstrukciónak a HadCRUTEM adatbázissal meghatározott szignifikáns korrelációs mezője jóval kiterjedtebb, mint amit a kelemeni rekonstrukció esetében láthattunk. A Kárpát-medence nagy részén 0,5 körüli korrelációs együtthatóval találkozunk (5.2. ábra). Meglepő módon azonban ezzel a déli-kárpáti helyszínről származó proxival a Balkán-félsziget keleti oldalán, a Fekete-tenger partvidékén még szorosabb statisztikus kapcsolat mutatkozik ( $r > 0,6$ ). Sőt egy kicsiny foltban a félsziget nyugati partvidékén (Kotori-öböl-Skhodrai-tó környéke) is hasonlóan magas korrelációs együtthatók jelentkeznek. A közeli Paltinis állomás műszeres észlelésből származó idősorával végzett vizsgálat mindkét esetben fedí, azaz megerősíti, a proxy adatok alapján meghatározott érvényességi tartományt. Azonban a műszeres adat esetében észak felé kicsit kiterjed a szignifikáns korreláció zónája, s eléri az É. sz. 50°-ot. Lényeges különbség a kelemeni rekonstrukcióhoz képest, hogy ÉK felé egyáltalán nem terjeszkedik a korrelációs mező. Továbbá a déli irányba is számottevő különbség észlelhető. A Paltinis állomás adataival számított korrelációs mező lefedi a teljes Balkán-félszigetet, ám kevésbé nyújtózik a Földközi-tenger keleti medencéje felé, inkább a medence középső része felé terjed ki, magába foglalva az Adria teljes területét, sőt még az Appennin-félsziget nagy részét is. Az eredményeket összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a lucfenyők sűrűségadatai alapján készített paringi június-szeptemberi középhőmérsékleti rekonstrukció fő érvényességi területe a Balkán-félsziget északi része (kb. az Adria és a Fekete-tenger között). Persze a Kárpát-medencén belül ugyancsak szoros korrelációkat találunk az erdélyi területekkel, illetve a medence központi területeivel, ám gyengébb, bár

még mindig szignifikáns korrelációs kapcsolat körvonalazódik a Felvidék nyugati területei felé. A déli kárpáti luc-sűrűségadatok alapján készítettett, ill. a későbbiekben bővíthető rekonstrukció lehetséges legtágabb érvényességi területe azonban dél felé a teljes Balkán-félszigetre, sőt DNY felé egészen Szicíliaig nyújtózik.

Az Eszkimó-jégbarlang padozati jegének stabil oxigénizotópos összetétele alapján készített téli félévi középhőmérsékleti rekonstrukció érvényességi tartományának lehatárolásában a proxí adatokkal nem készítettem térbeli korrelációs vizsgálatot. Ennek két oka volt. Egyrészt a becslült korok tanúsága szerint – mint a 4.4.3. fejezetben olvasható – az izotópos adatok csupán a 20. század legelső éveire, ~1924-ig, terjednek ki. Másrészt még ebben az időszakban sem éves részletességűek, hanem ~3 éves felbontásnak feleltethetők meg. Azaz összesen 8 darab mintával lehetett volna a vizsgálatot elvégezni, ám ilyen csekély számú mintával az efféle statisztikai elemzésnél reménytelen megbízható eredményre várni.

Az érvényességi tartomány körvonalazására tehát most csak a közeli hegyi meteorológiai állomás, Bányahavas (Baisoara) október-áprilisi középhőmérséklet adatsorának térbeli korrelációs kapcsolatai alapján tettem kísérletet. A legnagyobb korrelációs együtthatók mezeje Kelet-Európa nagy részét lefedi (5.3. ábra). Az előbbi két, nyári viszonyokra vonatkozó elemzés eredményeihez képest itt két lényeges különbség észlelhető. Egyrészt a szignifikáns korreláció övezete nem terjed ki a Földközi-tenger medencéje felé. Az ERA40 adatbázissal végzett vizsgálatnál, még a félszigetek területén, gyengülő együtthatókkal ugyan, de ~É. sz. 40°-ig szignifikáns a korreláció, de a HadCRUTEM adatbázis esetében É. sz. 42°-tól délre már nem mutatkozik szignifikáns korreláció. Másrészt ez esetben Ny-i irányban is jelentősebb mértékben kiterjed a szignifikáns korreláció mezeje, szinte csak a Nyugati-Alpok marad ki a lefedett területből. Észak felé is jobban kiterjed az érvényességi tartomány, ~É. sz. 53°-ig terjed a legmagasabb korrelációs együtthatóval jellemezhető övezet, és csak a Balti-tenger felett kezd a korrelációs együttható értéke csökkenni. Az eredményeket összefoglalva azt mondhatjuk, hogy az Eszkimó-jégbarlang padozati jegének stabil oxigénizotópos összetétele alapján készített téli félévi középhőmérsékleti rekonstrukció fő érvényességi területe a Kárpát-medence, az Alpok keleti része valamint a Kelet-Európai-síkvidék nyugati fele.



5.3. ábra. Az Eszkimó-jégbarlang padozati jegének stabil oxigénizotópos összetétele alapján készített téli félévi középhőmérsékleti rekonstrukció érvényességi tartományának lehatárolása. A térképek a szignifikáns ( $p < 0,01$ ) Pearson-féle korrelációs együtthatók értékeit jelenítik meg. Az értelmezéshez szükséges szinkód az ábra alján látható. A – Bányahavas (Baisoara) állomás október-áprilisi középhőmérséklete és a HadCRUTEM3 adatbázis között az 1951-89 időszak adataira számított korrelációs mező. B – Bányahavas (Baisoara) állomás október-májusi középhőmérséklete és az ERA40 adatbázis között az 1958-89 időszak adataira számított korrelációs mező.

Említést érdemel még a kárpáti övezet nyári hőmérsékleti viszonyainak a Brit-szigetek/Izland régióval kirajzolódó, negatív korrelációval jellemezhető, távkapcsolata,

valamint a téli hőmérsékleti viszonyok esetében megjelenő negatív korrelációs együttthatókkal jellemezhető centrum. A mintázat az atlanti övezet légköri akciócentrumaival való kapcsolatot sugallja. Hazánk havi középhőmérsékletének az Észak Atlanti Oszcillációval (NAO, HURRELL 1995) való kapcsolatát például MATYASOVSKY (2003) tanulmányozta, és a január-március, valamint a július-szeptember időszakokban jelentős pozitív ( $r > 0,3$ ) korrelációt mutatott ki. A térbeli korrelációs vizsgálat eredményei szerint a kapcsolat a Kárpát-medence keletibb területein is tetten érhető, sőt a proxy adatokban is nyomozható, reményét keltve, hogy a jövőben a NAO kárpát-medencei éghajlatra gyakorolt múltbéli hatását természettudományos módszerekkel a műszeres adatokat megelőző korokra is rekonstruálni lehet. Ugyancsak említést érdemel, hogy a téli és nyári hőmérsékletek esetében kirajzolódó korrelációs mezők összehasonlítása azt sugallja, hogy a téli időszakban az atlanti-óceáni negatív korrelációs mező DK-ibb helyzetet vesz fel. Ezeknek a sejtéseknek a részletesebb vizsgálata azonban túlmutat a dolgozat célkitűzésein és további kutatási irányokat jelölhet ki.

A korrelációs mezők összehasonlítása nyomán az is megállapítható, hogy a proxy alapú rekonstrukciók érvényességi tartománya kisebb, mint a közeli, vagy akár azonos helyen észlelt műszeres adatoknak. Ez természetesen egyezik a hasonló vizsgálatok eredményeivel is (pl. BÜNTGEN et al. 2008, 2009, 2010), és arra vezethető vissza, hogy a proxy alapú rekonstrukció esetében sohasem sikerül a műszeres adatok varianciáját hiánytalanul visszanyerni. Az eredmények továbbá azt a már korábban más területeken is észlelt megfigyelést illusztrálják, hogy az évgyűrűsége alapú rekonstrukció érvényességi tartománya rendre kisebb, mint a sűrűség alapú rekonstrukcióé. A jelenség magyarázata egyértelműen a sűrűségadatoknak a léghőmérsékleti adatokkal általánosan megfigyelt szorosabb korrelációs kapcsolatában (pl. FRANK & ESPER 2005, BÜNTGEN et al. 2007, GRUDD 2008) keresendő.

## **6. ÖSSZEHASONLÍTÁS MÁR REKONSTRUKCIÓKKAL, ÉS A KÁRPÁT-MEDENCÉRE VONATKOZÓ NÉHÁNY MEGÁLLAPÍTÁS AZ ELMÚLT ÉVEZRED TÉLI-NYÁRI KÖZÉPHŐMÉRSÉKLETÉNEK VÁLTOZÁSÁVAL KAPCSOLATOSAN**

A dolgozat 2. fejezetében a nyári és a 4. fejezetében a téli időszakra vonatkozó hőmérsékleti rekonstrukciót lehetett megismerni. Érdekes részletekre világíthat rá a két évszakra vonatkozó információk összehasonlítása. Hasonlóképp érdekes feladat a rekonstrukciók érvényességi területébe (lásd 5. fejezet) tartozó független forrásból, független módszerrel nyert hasonló rekonstruált éghajlati paraméterekkel történő összehasonlítás is.

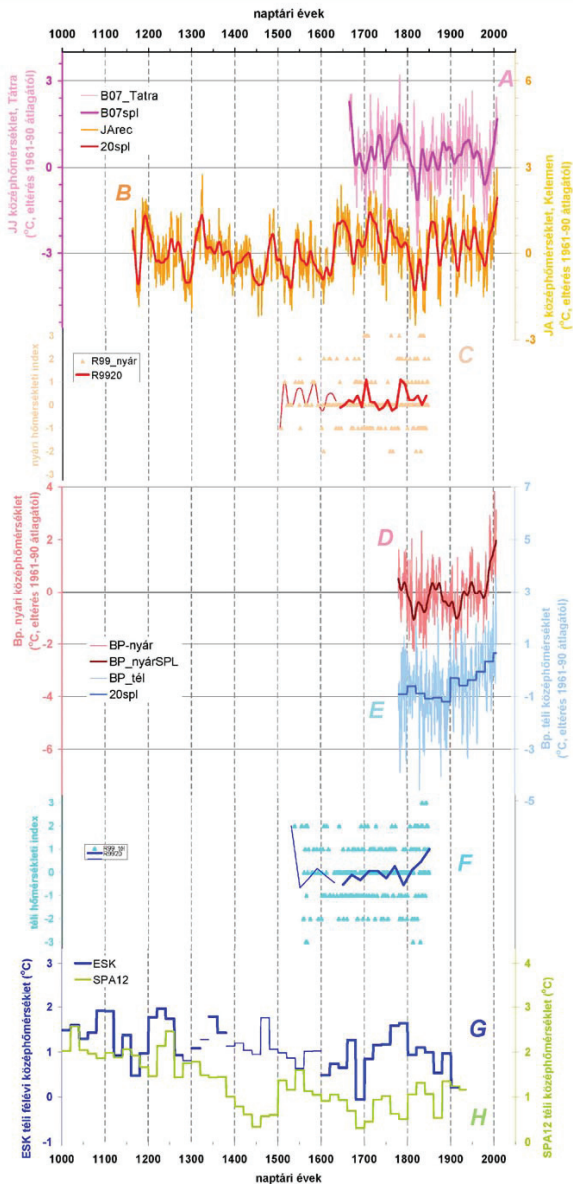
A kelemeni július-augusztusi középhőmérséklet rekonstruált értékeit a tátrai rekonstrukció (BÜNTGEN et al. 2007), 1661-2004 időszakot átívelő, 443 éves történetéhez hasonlíthatjuk.

Az ESK jégfuratból készített 20 éves bontású, téli félévi középhőmérséklet rekonstrukciót a Spannagel-barlangból (Keleti-Alpok, Ausztria) származó cseppkő (SPA12)  $\delta^{18}\text{O}$  adatai alapján készített téli középhőmérséklet rekonstrukcióval (MANGINI et al. 2005) vethetjük össze.

Az évezred második felére pedig összehasonlításra kínálkoznak RÁCZ (1999, 2001) írott források feldolgozása alapján alkotott hőmérsékleti indexei. Az ESK rekonstrukcióhoz a téli indexeket, valamint azok 20 éves intervallumonként számított átlagait, a kelemeni rekonstrukcióhoz a nyári indexeket és a 10 éves átlagokat használtam. Az írott forrásos információ a 19. sz előtt erősen csökken, épp 1630-tól mindkét esetben az átlagolandó időszakból már a felénél is kevesebb évre volt index, így ezeket az átlagokat tájékoztatásul feltüntettem, de bármilyen értelmezésük aggályos lenne.

Végül a leghosszabb műszeres észlelésből származó hőmérsékleti adatsor (Buda/Budapest, 1780-2007) nemrég homogenizált adatai (AUER et al. 2007, BÖHM et al. 2010) független, hosszú távú regionális műszeres kontroll-adatbázist szolgáltatott az utóbbi negyed évezredre. Amennyiben az adatok felbontása engedte a nagyfrekvenciás tartományban nyomozható, éves szélsőségek közti egybeesésekre is kiterjesztve a vizsgálatot.





6.1. ábra. A téli és nyári hőmérséklet elmúlt évezredbeli alakulására vonatkozó nagyfelbontású adatsorok a Kárpát-medencéből.

A - június-júliusi középhőmérséklet, Magas-Táttra (BÜNTGEN et al. 2007), B - július-augusztusi középhőmérséklet, Kelemen-havasok (2. fejezet), C - nyári (F - téli) hőmérsékleti index, Magyar Királyság (RÁCZ 1999, 2001), D - nyári (E - téli) középhőmérséklet, Buda/Budapest (AUER et al. 2007, BÖHM et al. 2010), G - téli félévi középhőmérséklet, Bihar, (az adathiány miatt fenntartással kezelendő szakaszt vékony vonal jelöli [4. fejezet]), H - téli középhőmérséklet, Alpok, Ausztria (MANGINI et al. 2005)

A kelemeni JA középhőmérsékleti rekonstrukcióval egybecsengően a tátrai JJ rekonstrukció és a budapesti műszeres adatok is robbanásszerű melegedést mutatnak 1980 után (6.1. ábra). A budapesti adatok alapján ennek mértéke az 1850-es és az 1940-es évek nyaraira jellemző viszonyokat még jelentősebb mértékben meghaladja, mint ahogy a faévgűrű alapú rekonstrukciók sejtetik.

A leghűvösebb kelemeni nyarak 1810-20 egybeesnek a tátrai rekonstrukcióban, és a budai műszeres adatsorban jelentkező minimumokkal. Sőt az írott források évtizedes átlagaiban is hűvösebb viszonyok tükröződnek, akárcsak az 1840-es évek minimuma, amit ugyancsak igazolnak a budai korabeli műszeres adatok is.

A 19. sz. első évtizedeit nevezetesen hűvös időszakként tartják számon az északi félteke egészén. Az alacsony hőmérsékletek részben mérsékeltabb naptevékenység (Dalton Minimum) hatásával magyarázhatók, amihez hozzáadódott két jelentős vulkánkitörés nyomán a felső légkörbe jutott kén-dioxid okozta hűtő hatás (WAGNER & ZORITA 2005). Az 1810-es éveken belül a leghidegebb nyár a kelemeni rekonstrukcióban, mint a 2. fejezetben láttuk, az 1818-as, a budai adatsorban pedig az 1816-os. Ez az 1815-ös Tambora (STOTHERS 1984, OPPENHEIMER 2003) kitöréshez kapcsolható. A Tambora kitörést 6 évvel megelőzte egy másik kitörés (DAI et al. 1991), melyet még nem sikerült vulkánhoz kötni, ezért pre-Tamborának szokás emlegetni. A grönlandi jégmagok szulfát adatai alapján a pre-Tambora kitörés a kitörést követő évben összemérhető mennyiségű szulfát aeroszolt eredményezett, mint a Tambora (MOSLEY-THOMPSON 2003).

Érdekes még megemlíteni, hogy a leghidegebb nyár a teljes budai adatsorban az 1913-as, és ugyanez az esztendő a kelemeni rekonstrukcióban pedig a 20. sz. második leghidegebb nyara. Ez a lehülési esemény is nevezetes globális éghajlati hatással járó vulkánkitörésekhez kapcsolható: a 20. sz. valószínűleg legnagyobb vulkáni kitöréséhez, a 1912-es Katmai-Novarupta kitöréséhez (pl. HILDRETH & FIERSTEIN 2000). Ha a kérdéses időszakhoz köthető budai téli hőmérsékletekre pillantunk, akkor kicsit magasabb értékeket látunk ezekben az évtizedekben. Ez a jelenség nem ismeretlen az éghajlati rekonstrukciókban. A nagy éghajlat-módosító vulkánkitörésekhez kapcsolódóan a kitörést követő 2-4 évben a nyári félévben hőmérséklet csökkenés, a téli félévben Európában hőmérsékletemelkedés mutatható ki (pl. ROBOCK 2000). Bár Európán belül karakteresen ez leginkább az észak-európai hőmérsékleti idősorokban azonosítható (FISCHER et al. 2007), de az itt bemutatott eredmények szerint a Kárpát-medencében is tetten érhető. A cirbolya alapú hőmérsékleti rekonstrukció tanúsága szerint a kárpáti övezetben 1370 és 1630 között uralkodtak jellemzőbben hűvös nyarak. Ezen belül voltak enyhébb évtizedek (pl. 1490 és 1545 körül).

Említést érdemel még két további hideg esemény az időszakon belül, melyek ismét csak globális éghajlat-módosító hatású vulkáni tevékenységhez köthetők. Az 1455-ös negatív csúcs a Kuwae 1453 körüli (ZIELINSKI 2000) az 1602-től 1606-ig sorakozó hideg nyarak a Huaynaputina 1600-as (DE SILVA & ZIELINSKI 1998) kitörését követik. Ez utóbbit az északi félteke, átlagosan legnagyobb negatív hőmérsékleti anomáliát okozó kitörésének tartják az elmúlt 400 évben (BRIFFA et al. 1998).

A téli hőmérséklet rekonstruált értékeit elemezve megállapítható, hogy az ESK rekonstrukció a 19. sz-ra a SPA12-vel tökéletes összhangban változik. Mindkettő jól tükrözi a budai műszeres adatsorból számított húszéves átlagok váltakozását, bár a századvégi minimum kis fáziscsúszással jelentkezik, ám figyelembe véve a rekonstrukciókhoz tartozó kormodellt, ez az eltérés magyarázható. Hiszen a 19-20. sz. fordulója már mind az ESK furatban mind a SPA12 mintában a kormodell legfiatalabb illesztési pontja fölött van, azaz a kormodell itt bizonytalanabb, hisz csak alulról tartja ismert dátumú pont. A következő jellemző, melyet ki szeretnék emelni, hogy az ESK és a SPA12 rekonstrukciók az utóbbi évezred leghidegebb teleit egyaránt a 1680-1700 közé rekonstruálják. Ez épp az elmúlt évezred legmérsékeltőbb naptevékenységével jellemzett időszaka, a Maunder Minimum (EDDY 1976). A lehülés mértéke a 19. sz. végére rekonstruált hideg időszakhoz képest a kárpáti adatok alapján  $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , az alpi rekonstrukció alapján  $0,84\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Az adathiány miatt fenntartással kezelendő szakasz a 15-16. századokat fogja át. Az alpi adatsorban ekkor egy jelentős lehülés látható, de ez az ESK adatsorban nem ismerhető fel. Az ismét megfelelően fedett 1380 előtti szakaszon ugyancsak jelentőségteljes egyezést mutat a kárpáti és az alpi téli időszakra vonatkozó hőmérsékleti rekonstrukció. Az elmúlt évezred legmelegebb 20 éve mindkét adatsorban a 13. sz. derekán jelentkezik (ESK: 1220-40; SPA12: 1240-60). Továbbá az évezred leghidegebb és legmelegebb 20 éves időszaka közti téli középhőmérséklet-különbség mindkét adatsor alapján  $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Az alpi rekonstrukció elemzésekor MANGINI et al. (2005) részletesen tárgyalja, hogy ez az érték felülmúlja a globális, vagy félgömbi középhőmérsékleti rekonstrukciónál ismert értékeket. De fontosnak tartom kijelenteni, hogy ezt a barlangi jégadatok alapján rekonstruált, a nagyléptékű hőmérsékleti rekonstrukciónál tapasztalt utóbbi Millenniumra vonatkozó hőmérsékleti amplitúdót lényegesen meghaladó hőmérsékleti különbséget MANGINI et al. (2005) megállapításával szemben, egyáltalán nem a globális ill. félgömbi évi középhőmérsékleti rekonstrukciók alulbecslésének bizonyítékaként értelmezem. Sőt ezt a következtetést hibásnak is tartom. A rekonstruált paraméter a téli félévi középhőmérséklet és a rekonstrukció érvényességi tartománya is inkább Közép-Európa (pontosabban lásd 5.

fejezet). Mivel az évszakos (pl. jelen esetben téli) hőmérsékletváltozás amplitúdója jellemzően meghaladja az éves amplitúdót, és a regionális ingadozás amplitúdója is jellemzően meghaladja a nagyléptékű ingadozás amplitúdóját, ezért a közép-európai téli félévi hőmérsékletingadozás nagyobb amplitúdóját nem lehet semmilyen globális középhőmérsékleti rekonstrukció cáfolataként értelmezni.

Az utóbbi évszázad teleiről itt most csak a budapesti adatok alapján szólhatunk. A nyári viszonyokban tapasztalt változékonysággal szemben a téli középhőmérséklet viszonylag egyenletes ütemben emelkedik 1900-tól. Ha tekintetbe vesszük, hogy a 20 éves átlagok a 19. sz-i minimumhoz képest az utolsó 20 esztendőre (1986-2007) 1,8 °C-ot emelkedtek, továbbá, hogy a rekonstruált adatok alapján a 19. sz-i minimumnál a 13. sz-i maximum idején a SPA12 szerint 1,83 °C-kal, az ESK szerint 1,43 °C-kal volt magasabb a 20 éves téli középhőmérséklet, akkor meg kell állapítanunk, hogy a téli hőmérsékleti viszonyok esetében is az elmúlt évezred legmelegebb évtizedeit éljük a Kárpát-medencében!

Összefoglalva az évszakos változásokból kiolvasható történetet, a kisjégkorszaknak nevezhető lehülési szakasz a nyári hőmérsékleti viszonyok vonatkozásában ~1370-1630 között körvonalazódik, illetve kapcsolható hozzá még az 1820-40-es évek. A telek esetében az adathiányok okán fenntartásokkal kezelendő időszakok miatt bizonytalanabban állapítható meg a hőmérséklet csökkenésének kezdete. A hőmérséklet csökkenés kezdete 1360, 1380 körül lehetett, a lehülési trend jól követi a naptevékenységben is rekonstruált változásokat, minimumát is 1680-1700 között éri el. Ami, mint láttuk, pontosan egybeesik az alpi telekre adott rekonstrukció minimumával. A 18. sz-ban a telek esetében is enyhébb viszonyokat láthatunk, ami összhangban van a nyári időszakra rekonstruált melegebb időszakokkal, és az alpi rekonstrukcióban nem jelenik meg. Ez azt jelenti, hogy a hideg időszak a telek esetében is megszakad a 18. sz-ban. A fenti eredményekből az körvonalazódik, hogy a földi klímátörténetben kisjégkorszakként emlegetett időszak a Kárpát-medencében határozottan szakaszokra tagolható. A fokozatosan hidegebbé váló télű, ingadozó, de döntően hűvös nyarú, időszakát a 18. sz-ban, mind a tél, mind a nyár vonatkozásában egy kevésbé hideg, tulajdonképpen a 20. sz-i viszonyoknak megfelelő évszázad szakította meg. A 19. sz-ban ismét hidegebb telek, és a század elején az évezred leghűvösebb nyarai uralkodtak. A nyarak a század közepétől, a telek a század végétől váltak melegebbé. A nyári hőmérsékletben több kisebb lehülés tarkította az utóbbi évszázadot, s csupán 1980 után indult meg egy erőteljes melegedés, ezzel szemben a téli középhőmérsékletek évtizedes értékeinek hosszú távú alakulását – a budai/budapesti adatok alapján – folyamatos emelkedő trend jellemzi.

## 7. ÖSSZEGZÉS

Doktori kutatásaimban azt a célt tűztem magam elé, hogy hazánkban, vagy akár a világon is, kevésbé ismert természettudományos források vizsgálata alapján rekonstrukciót készítsék múltbéli éghajlati és más környezeti változásokról. A kutatás gyűjtőpontjába a rétegzett anyagok kerültek, mert esetükben a rétegzett jelleg már önmagában a rétegszámlálás alapján nyert kormeghatározás lehetőségét is kínálja. A dolgozatban a számtalan rétegzett természeti adatforrás közül a faévgyűrűk és a barlangi jegek vizsgálata során elért néhány fontosabb eredményt foglalom össze.

A faévgyűrűk már világszerte, régóta alkalmazott források, de szisztematikusan dendroklimatológiai vizsgálatok idehaza korábban nem történtek. Nemzetközi együttműködés keretei között létrehoztuk a leghosszabb kárpát-medencei évgyűrű-kronológiát (994-2005). Sőt, mivel éghajlati rekonstrukció létrehozására is megfelelő, stabil hőmérsékleti jelet hordoz, ezért azon kevés számú északi-félgömbi évgyűrűsorozatnak lett tagja, melyekből az elmúlt évezredre vonatkozó hőmérsékleti rekonstrukció nyerhető. A július-augusztusi középhőmérséklet rekonstrukcióját 1160-tól már megfelelő mintaszám támogatja.

Déli-kárpáti lucfenyők röntgenes sűrűségadatait elemezve a faanyag maximum sűrűségének ismert pozitív hőmérsékleti kapcsolata mellett a minimum sűrűség negatív hőmérsékleti érzékenységét sikerült kimutatni. A sűrűség adatok éghajlati rekonstrukcióban való alkalmazásának értékelése során érdekes módszertani vonatkozású, eredmény körvonalazódott. A kalibrációs kísérletek összehasonlításával az is igazolást nyert, hogy a kombinált sűrűség-paraméterek használatával a rekonstrukció eredményessége és pontossága is növelhető összehasonlítva a csupán a maximum sűrűség felhasználásával készített rekonstrukció jellemzőivel, noha az elmúlt 30 évben ez volt a rutinszerűen alkalmazott eljárás.

A dolgozatban vizsgált másik adatforrás a barlangi jégüledék. A barlangi jegekben őrzött környezeti információ értelmezése, felderítése világviszonylatban is úttörő munkának számít. A Porcika-hóaknából származó jégmintákban a radioaktív hidrogén izotóp (trícium) koncentrációinak elemzése során gyakorlatilag a múltbéli csapadék váltakozó trícium koncentrációjának tökéletes lenyomatát találtuk. Az Eszkimó-barlang jegének stabil oxigénizotópos összetétele alapján pedig a téli félévi hőmérsékleti váltakozás rekonstrukciójára nyílt lehetőség.

A bemutatott eredmények legfontosabb módszertani üzenetének azt tartom, hogy szilárd tapasztalati ellenérveket szolgáltatnak, a barlangi jegekből kinyerhető információk értékét kétségbe vonó, vagy elvi bizonytalanságokat hangoztatva kételkedő véleményekkel

szemben. Ez azt jelenti, hogy a barlangi jégüledékek a múltbéli csapadékhoz kapcsolódó fizikai, kémiai környezeti információnak hasonlóan hiteles adatforrásai lehetnek, mint a sarkvidéki jégfelhalmozódások, sőt hitelesebbek, mint az alacsony szélességek felszíni jégösszletei (pl. HE et al. 2001, HOU & QIN 2002, THOMPSON 1980), amelyeknél a vízpára diffúziója (JOHNSEN 1977) vagy az olvadékvíz beszivárgása (ARNASON 1969) sok esetben elsimítja, kiátlagolja az értékes környezeti, éghajlati információt.

A barlangi jégvizsgálatokhoz köthető csapadékvíz monitoring egyik járulékos eredménye, hogy helyesbíteni lehetett a regionális csapadékvíz-vonal egyenletét. Ennek pedig a regionális alkalmazott hidrogeológiai tervezési feladatoknál (pl. vízbázisok sérülékenységeinek értékelése) gyakorlati jelentősége is van.

A bemutatott eredmények közül a Kárpát-medence elmúlt ezer évének éghajlattörténetéhez kapcsolódó legfontosabb adalékok:

- A régióban a leghűvösebb nyarak 1810-20 között uralkodtak, míg a leghidegebb telek 1680-1700 között.

- A kiscsúszkorok globálisan ~1300-1850 közé helyezett éghajlattörténeti időszak a Kárpát-medencében határozottan szakaszokra tagolható. A fokozatosan hidegebbé váló tél, ingadozó, de döntően hűvös nyarú szakasz kb. 1370-től a 17. sz. végéig tartott. A hideg időszakot a 18. sz.-ban, mind a tél, mind a nyár vonatkozásában egy kevésbé hideg, tulajdonképpen a 20. sz.-i viszonyoknak megfelelő évszázad szakította meg. Ezt a 19. sz.-ban ismét egy rövidebb hideg periódus követte.

- A kiscsúszkorok előtt a téli félév esetében bizonyosan kimutatható a középkori meleg időszak, melyet 800-1260 közé tudunk helyezni, az utolsó kiemelkedően enyhe telek 1220-40 között uralkodhattak, ám valószínűleg ennél is enyhébb évtizedek lehettek a 9. sz. első felében.

### **Köszönetnyilvánítás**

*Kiemelt köszönettel tartozom DR. IONEL POPA-nak (ICAS), hogy a kelemeni cirbolya adatbázis általa gyűjtött részének adatait a 2. fejezetben közölt elemzések elkészítéséhez rendelkezésemre bocsátotta. Ugyancsak köszönet illeti DR. MOLNÁR MIHÁLYI (MTA-ATOMKI) a porcikai jégminták trícium aktivitásának méréséért, DR. PALCSU LÁSZLÓT (MTA-ATOMKI) a debreceni csapadéokra vonatkozó stabilizotópos adatokért és az ezzel kapcsolatos konzultációkért, AUREL PERSOIU-t (USF) az aranyosfői csapadékra vonatkozó stabilizotópos adatokért, valamint a hőmérsékleti adatokért és a barlangi jégadatokkal kapcsolatos szerteágazó konzultációkért. Köszönöm konzulensemnek DR. FÓRIZS ISTVÁNNAK (MTA-GKKI), a stabilizotópos adatok értelmezésében nyújtott sok segítséget. Köszönöm Témavezetőimnek, DR. GÁBRIS GYULÁNAK és DR. KÁZMÉR MIKLÓSNAK, a disszertáció elkészítésében nyújtott segítséget. Külön köszönöm DR. KÁZMÉR MIKLÓSNAK, hogy a nemzetközi konferenciákon és kurzusokon való részvételemet úgy direkt anyagi támogatással, mint a pályázati lehetőségek továbbításával, majd a pályázati anyagok ellenőrzésével, fejlesztésével segítette.*

*A kutatásokat a „Dendrokronológia geológiai és paleoklimatológiai alkalmazásokkal” (OTKA T43666) és a „Környezettörténet éves felbontással” (OTKA K67583) projektek támogatták.*

*A határon átnyúló kapcsolattartást és a terepi költségek egy részét az „Az elmúlt öt évszázad környezetváltozásának tér- és időbeli változatossága a Kárpát-Pannon Térségben” RO-37/05 bilaterális projekt támogatta.*

## IRODALOMJEGYZÉK

- ANDRONOVA, N.G.- SCHLESINGER M.E. - MANN, M.E. 2004: Are reconstructed pre-instrumental hemispheric temperatures consistent with instrumental hemispheric temperatures? - *Geophysical Research Letters* 31 L12202, doi:10.1029/2004GL019658
- ANONYMUS 2002: A new device for monthly rainfall sampling for GNIP. - *Water & Environment News* 16, p.5.
- ARNASON, B. 1969: The exchange of hydrogen isotopes between ice and water in temperate glaciers - *Earth and Planetary Science Letters* 6: 423-430
- AUER I. - BÖHM R. - JURKOVIC A - LIPA W. - ORLIK A. - POTZMANN R. – SCHÖNERW. - UNGERSBÖCK M. - MATULLA C. - BRIFFA K. - JONES PD. - EFTHYMIADIS D. - BRUNETTI M. - NANNI T. - MAUGERI M. - MERCALLI L. - MESTRE O. - MOISSELIN J-M. - BEGERT M. - MÜLLER-WESTERMEIER G. - KVETON V. - BOCHNICEK O. - STASTNY P. - LAPIN M. - SZALAI S. - SZENTIMREY T. - CEGNAR T. - DOLINAR M. - GAJIC-CAPKA M. - ZANINOVIC K. - MAJSTOROVIC Z. - NIEPLOVA E. 2007: HISTALP—Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760–2003. - *International Journal of Climatology* 27: 17–46
- BABOS K. 1984: A csertölgység és néhány más fafaj évgyűrűszélesség és az éves csapadék összefüggés-vizsgálata. - *Botanikai Közlemények* 71. pp.123-132.
- BABOS, K. 1986: Az évgyűrűszélesség és a csapadék összefüggés-vizsgálata egy további fafajnál (fehér akác–*Robinia pseudoacacia* L.). - *Botanikai Közlemények* 73. pp.131-137.
- BARRELET, T. - ULRICH, A. - RENNENBERG, H. - KRÄHENBÜHL, U. 2006: Seasonal profiles of sulphur, phosphorus and potassium in Norway spruce wood. - *Plant Biology* 8, 462-469. doi:10.1055/s-2006-924044
- BARRELET, T. - ULRICH, A. - RENNENBERG, H. - ZWICKY, C.N. - KRÄHENBÜHL, U. 2008: Assessing the suitability of Norway spruce wood as an environmental archive for sulphur. - *Environmental Pollution* 156, 1007-14. doi:10.1016/j.envpol.2008.05.004
- BARTHOLY J. - PONGRÁCZ R. - MOLNÁR Zs. 2004: A Kárpát-medence múltbeli éghajlati eseményeinek kódolt feldolgozása a Réthly-gyűjtemény alapján. - *Erdő és Klíma* IV. pp.45-56.
- BEDNARZ Z. - JAROSZEWICZ B. -PTAK J. - SZWAGRZYK J. 1998-1999: Dendrochronology of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) in the Babia Góra National Park, Poland. - *Dendrochronologia* 16-17: 45-55
- BENISTON, M. 2002: Climate modelling at various spatial and temporal scales: where can dendrochronology help? - *Dendrochronologia* 20/1-2, pp.117-131.
- BLASING, T.J. - DUVICK, D.N. - WEST, D.C., 1981: Dendroclimatic calibration and verification using regionally averaged and single station precipitation data. - *Tree-Ring Bulletin* 41, 37–43.
- BLEAHU, M. - DECU, V. - NEAGRA, S. - PLESA, C. - POVARA, I. - VIEHMANN, I. 1976: *Pestieri din Romania*, Ed.Stiintifica si Enciclopedica, Bucuresti, pp.127-128.
- BODRI, L – DÖVÉNYI, P. 2004: Climate change of the last 2000 years inferred from borehole temperatures: data from Hungary. – *Global and Planetary Change* 41: 121-133.
- BODRI, L – DÖVÉNYI, P. – HORVÁTH, F. 2009: Két évezred éghajlatváltozásai Magyarországon fűrőlyuk-hőmérsékletek alapján. In.: Kázmér M. (szerk.): *Környezettörténet - Az elmúlt 500 év környezeti eseményei történeti és természettudományi források tükrében*, Hantken Kiadó, pp.471-436.
- BOURIAUD O. - POPA I. 2009: Comparative dendroclimatic study of Scots pine, Norway spruce and silver fir in the Vrancea Range, Eastern Carpathian Mountains. - *Trees-Structure and Function* 23: 95-106 doi: 10.1007/s004680080258z



- BOWEN, R. 1988: *Isotopes in Earth Sciences*. Elsevier Applied Geosciences Publishers Ltd., 647 pp.
- BÖHM, R. 2003: Instrumental climate data. - *PAGES News* 11/2-3. pp.9-10.
- BÖHM R., JONES P.D., HIEBL J., FRANK D., BRUNETTI M., MAUGERI M. 2010: The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760-2007. - *Climatic Change*. (on-line) DOI 10.1007/s10584-009-9649-4 (in press)
- BRADLEY, R.S. - HUGHES, M.K. - DIAZ, H.F. 2003: Climate in Medieval Time. - *Science* 302 pp.404-405.
- BRĂDUS, C. - CRISTEA, I., 2004: Anthropic impact in the Calimani's caldera. - *Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie* 14, 159–168.
- BRÄKER, O.U. 1981: Der Alterstrend bei Jahringdichten und Jahringbreiten von Nadelhölzern und sein Ausgleich. - *Mitteilungen der forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien*, 142: 75-102.
- BRÁZDIL, R. - DEMARÉE, G.R. - DEUTSCH, M. - GARNIER, E. - KISS, A. - LUTERBACHER, J. - MACDONALD, N. - ROHR, C. - DOBROVOLNÝ, P. - KOLÁŘ P. – CHROMÁ, K. 2010: European floods of the winter 1783/84: scenarios of an extreme event during the 'Little Ice Age.' - *Theoretical and Applied Climatology* 100: 163–189 doi:10.1007/s00704-009-0170-5
- BRÁZDIL, R. - KISS A. 2001: Daily weather observations at Košice, Slovakia in the period 1677-1681. - *Meteorologický časopis* 4/4 pp.3-14.
- BRIFFA K.R. - JONES PD. - BARTHOLIN TS. - ECKSTEIN D. - SCHWEINGRUBER FH. - KARLÉN W. - ZETTERBERG P. - ERONEN M 1992: Fennoscandinavian summers from AD 500: Temperature changes on short and long timescales. - *Climate Dynamics* 7: 111-119
- BRIFFA, K.R. - JONES, P.D. - SCHWEINGRUBER, F.H. - OSBORN, T.J. 1998: Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. - *Nature* 393 pp.450–454.
- BROHAN P. - JENNEDY J. - HARRIS I. - TETT SFB. - JONES PD. 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. - *Journal of Geophysical Research* 111:D12106. doi:10.1029/2005JD006548
- BRONK RAMSEY C. (2001): Development of the Radiocarbon Program OxCal. - *Radiocarbon* 43 (2A), p.355-363.
- BÜNTGEN, U. – BRÁZDIL, R. – FRANK, D. – ESPER, J. 2009: Three centuries of Slovakian drought dynamics. - *Climate Dynamics* DOI 10.1007/s00382-009-0563-2
- BÜNTGEN, U. - ESPER, J. - FRANK, D.C. - NICOLUSSI, K. - SCHMIDHALTER, M 2005: A 1025-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. - *Climate Dynamics* 25: 141-153.
- BÜNTGEN U. - FRANK DC. - NIEVERGELT D. - ESPER J. 2006: Alpine summer temperature variations, AD 755-2004. - *Journal of Climate* 19: 5606-5623
- BÜNTGEN U. - FRANK D. C. - KACZKA R. J. - VERSTEGE A. - ZWIJACZ-KOZICA T. - ESPER J. 2007. Growth responses to climate in a multi-species tree-ring network in the Western Carpathian Tatra Mountains, Poland and Slovakia. - *Tree Physiology* 27: 689-702
- BÜNTGEN, U. - FRANK, D.C. - GRUDD, H. - ESPER, J. 2008: Long-term summer temperature variations in the Pyrenees. - *Climate Dynamics* 31, 615-631 doi:10.1007/s00382-008-0390-x
- BÜNTGEN, U. – FRANKE, J. – FRANK, D. – WILSON, R. – GONZÁLEZ-ROUCO, F. – ESPER, J. 2010: Assessing the spatial signature of European climate reconstructions. - *Climate Research* 41: 125-130.
- CITTERIO M. - TURRI S. - BINI A. - MAGGI V. 2004: Observed trends in the chemical composition,  $\delta^{18}\text{O}$  and crystal sizes vs. depth in the first core from the LoLc 1650

- “Abisso sul margine dell’Alto Bregai” ice cave (Lecco, Italy). – Theoretical and Applied Karstology, 17, p. 45-50
- CITTERIO M. - TURRI S. - BINI A. - MAGGI V. - PERSOIU A. - RAJKA G. 2005a: Cave ice coring in the Getarul Focul Viu (Romania): techniques, preliminary observations on core stratigraphy and radiocarbon ages setting a new record for this cave. - The 9th Alpine Glaciological meeting, Milano, 24-25th February, 2005
- CITTERIO M. - TURRI S. - PERSOIU A. - BINI A. - MAGGI V. 2005b: Radiocarbon ages from two ice caves in the Italian Alps and the Romanian Carpathians and their significance. – Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions. Moscow, Institute of geography of the Russian Academy of Sciences, p. 87-92.
- CHUNG JY. - HONDA Y. - HONG YC. - PAN XC - GUO YL. - KIM H. 2009: Ambient temperature and mortality: an international study in four capital cities of East Asia. - Science of the Total Environment 408(2):390-396.
- COOK ER. 1985: A time series analysis approach to tree ring standardization. Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson.
- COOK, E.R. 1990: A conceptual linear aggregate model for tree rings. In.: COOK, E. & KAIRIUKSTIS, L. (eds.): *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences*. – Kluwer Academic Publishers, pp.98-103.
- COOK ER - BRIFFA KR - JONES PD 1994: Spatial regression methods in dendroclimatology: a review and comparison of two techniques. - International Journal of Climatology 14: 379–402
- COOK, E.R. - BRIFFA, K.R. - MEKO, D.M. - GRAYBILL, D.A. - FUNKHOUSER, G. 1995: The ‘segment length curse’ in long tree-ring chronology development for paleoclimatic studies. - Holocene 5, 229-237.
- COOK E. R. - BRIFFA K. - SHIYATOV S. - MAZEPA V. 1990: Tree–ring standardization and growth–trend estimation. - In.: COOK E. R. - KAIRIUKSTIS L. (eds.): *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences*. - Kluwer Academic Pub. 104–162
- COOK, E.R. - KAIRIUKSTIS, L. (eds.) 1990: *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences* Kluwer Academic Pub.
- COOK, E.R. – KRUSIC, P.J. 2006: ARSTAN4.1b\_XP. <http://www.ldeo.columbia.edu>.
- COOK, ER. - PETERS K. 1981: The smoothing spline: a new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. - Tree-Ring Bulletin 41: 45-53.
- CRAIG, H. 1961: Isotopic variations in meteoric waters. - Science 133, pp.1702-1703.
- CROWLEY, T.J. 2000: Causes of climate change over the past 1000 years. – Science 289: 270-277.
- CROWLEY, T.J. - LOWERY, T. 2000: How warm was the Medieval Warm Period? - Ambio 29/1 pp.51-54.
- CSERNUS-MOLNÁR I. - KISS A. 2008: Temesvári műszeres mérések és napi időjárás feljegyzések: 1780-1803. In: *IV. Magyar Földrajzi Konferencia tanulmánykötet* Debrecen: 205-211.
- CSERNUS-MOLNÁR I. - KISS A. (elfogadva) A XVIII. század végi magyarországi műszeres mérések feldolgozási és vizsgálati lehetőségei. In: KÁZMÉR M. (szerk) *Környezettörténet 2010*
- CURIE, L. A. 1995: Nomenclature in evaluation of analytical methods including detection and quantification capabilities. (IUPAC Recommendation 1995) - Pure & Applied Chemistry 67, 1699-1723.

- DAI, J. - MOSLEY-THOMPSON, E.- THOMPSON LG 1991: Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption 6 years preceding Tambora. – Journal of Geophysical Research 96: 17361-17366.
- DALL'AMICO M. - HORNSTEINER M. 2006: A simple method for estimating daily and monthly mean temperatures from daily minima and maxima. - International Journal of Climatology 26: 1929-1936 doi: 10.102/joc.1363
- DANSGAARD, W. 1964: Stable isotopes in precipitation. - Tellus 16/4 pp.436-468.
- DEÁK J. 2006: A Duna-Tisza közé rétegvíz áramlási rendszerének izotóp-hidrologiai vizsgálata. - PhD thesis, Eötvös Loránd University, Budapest
- DELLA-MARTA, P.M. - LUTERBACHER J. - VON WEISSENFLUH H. - XOPLAKI E. - BRUNET M. - WANNER H. 2007: Summer heatwaves over western Europe 1880–2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. - Climate Dynamics 29: 251–275 DOI:10.1007/s00382-007-0233-1
- DE SILVA, S. - ZIELINSKI, G.A. 1998: Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. - Nature 393, 455-458
- DOUGLASS, A. E. 1919: Climatic Cycles and Tree Growth. Vol.1. Carnegie Institution of Washington, Publication 289, Washington, DC, USA.
- EDDY, J. 1976: The Maunder Minimum. – Science 192: 1189-1202.
- EFRON B. 1987: Better bootstrap confidence intervals. - Journal of the American Statistical Association 82:171–185. doi:10.2307/2289144
- EGRI F. 2002: Czárán Gyula és a “Rézbányai vízijátékok” (Kataraktália). - „Zöldike” könyvsorozat 14, Szarvas, 171.p.
- EPSTEIN, S. – MAYEDA, T. 1953: Variation of <sup>18</sup>O content of waters from natural sources. - Geochimica et Cosmochimica Acta 4, p.89-103.
- ERIKSSON, E. 1965: An account of the major pulses of tritium and their effects in the atmosphere. - Tellus 17, 118-130.
- ESPER J. - BÜNTGEN U - FRANK D.C. - NIEVERGELT D. - LIEBHOLD A. 2007: 1200 years of regular outbreaks in alpine insects. - Proceedings of the Royal Society B 274, 671-679.
- ESPER, J. - COOK, E.R. - KRUSIC, P.J. - PETERS, K. - SCHWEINGRUBER, F.H. 2003: Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies. - Tree-Ring Research 59 (2) pp.81–98.
- ESPER, J. - FRANK, D. - WILSON, R.J.S. - BRIFFA, K.R. 2005: Effect of scaling and regression on reconstructed temperature amplitude for the past millennium. - Geophysical Research Letters 32, L07711, doi: 10.1029/2004GL021236
- EUFORGEN 2009: Distribution map of Swiss stone pine (*Pinus cembra*). [www.euforgen.org](http://www.euforgen.org)
- EKLUND, M., 1995: Cadmium and lead deposition around a Swedish battery plant as recorded in oak tree rings. - Journal of Environmental Quality 24, 126-31.
- FISCHER, E. M. - LUTERBACHER, J. - ZORITA, E. - TETT, S. F. B. - CASTY, C. - WANNER H. 2007: European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium. - Geophysical Research Letters, 34, L05707, doi:10.1029/2006GL027992
- FOURRÉ, E. - JEAN-BAPTISTE, P. - DAPOIGNY, A. - BAUMIER, D. - PETIT, J. - JOUZEL, J. 2006: Past and recent tritium levels in Arctic and Antarctic polar caps. - Earth and Planetary Science Letters 245, 56-64. doi: 10.1016/j.epsl.2006.03.003
- FÓRIZS I. 1995: Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. - Doktori dolgozat, KLTE, Debrecen
- FÓRIZS I. 2003: Isotopes as natural tracers in the water cycle: examples from the Carpathian Basin. - Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Physica 48/1: pp.69-77.
- FÓRIZS I. 2005: Processes behind the isotopic water line: water cycle and climate. - Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Physica 50/3: 138-146.

- FŐRIZS, I. - KERN, Z. - NAGY, B. - SZÁNTÓ, ZS. - PALCSU, L. - MOLNÁR, M. 2004: Environmental isotope study on perennial ice in the Focul Viu Ice Cave, Bihor Mts., Romania. - *Theoretical and Applied Karstology* 17: pp.61-69.
- FRANK, D. - ESPER, J. 2005: Characterization and climate response patterns of a high-elevation multi-species tree-ring network in the European Alps. - *Dendrochronologia* 22: 107-121. doi:10.1016/j.dendro.2005.02.004
- FRANK, D. - ESPER, J. - COOK, E.R. 2007: Adjustment for proxy number and coherence in a large-scale temperature reconstruction. - *Geophysical Research Letters* 34, L16709 doi:10.1029/2007GL030571
- FRICKE, H.C. - O'NEIL, J.R. 1999: The correlation between  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. - *Earth and Planetary Science Letters* 170 pp.181-196.
- FRITTS, H. 1976: *Tree rings and climate*. The Blackburn Press 567 p.
- GÁL, A. 2004: *Bárlangi jégfelhalmozódás éghajlati és morfológiai feltételeinek vizsgálata az Erdélyi-szigetegység területén*. - Diplomamunka, Kézirat, Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár/Cluj, Románia, 38p.
- GAT, J.R. - KLEIN, B. - KUSHNIR, Y. - ROETHER, W. - WERNLI, H. - YAM, R. - SHEMESH, A. 2003: Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air-sea interaction pattern. - *Tellus* 55B pp.953-965.
- GRATTAN, J.P. - PYATT, F.B. 1999: Volcanic eruptions dry fogs and the European palaeoenvironmental record: localised phenomena or hemispheric impacts? - *Global and Planetary Change* 21 173-179
- GRAUMLICH, L.J. 1991: Subalpine tree growth, climate, and increasing CO<sub>2</sub>: an assessment of recent growth trends. - *Ecology* 72: 1-11.
- GRISSINO-MAYER HD. 1997: Computer assisted independent observer verification of tree-ring measurements. - *Tree-Ring Bulletin* 54: 29-41
- GRIZE, L. - HUSS, A. - THOMMEN, O. - SCHINDLER, C. - BRAUN-FAHRLÄNDER, C. 2005: Heat wave 2003 and mortality in Switzerland. - *Swiss Medical Weekly* 135: 200-205.
- GROVE, J.M. 1988: *The Little Ice Age*. - Routledge, London.
- GRUDD H. 2008: Torneatrask tree-ring width and density AD 500 – 2004: A test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers. - *Climate Dynamics*, 31: 843-857. DOI:10.1007/s00382-007-0358-2.
- GRYNAEUS A. 1995: Dendrochronological research in Hungary (Present status as of May 1995 and Future Development) - *Dendrochronologia* 13 pp.135-138.
- GRYNAEUS, A. 2003: Dendrochronology and Environmental History. - In: LASZLOVSKY J. - SZABÓ P. (szerk.): *People and Nature*. Budapest, 175-19.
- GRYNAEUS, A. 2004: A magyarországi dendrokronológiai kutatás eredményei és új kérdései. In: F. ROMHÁNYI B. - GRYNAEUS A. – MAGYAR K. - VÉGH A. (szerk.): "Es tu scholaris". Ünnepi tanulmányok Kubinyi András 75. születésnapjára. Budapest, 87-102.
- GRYNAEUS A. 2006: Dendrokronológiai vizsgálat három dunántúli (kora)újkori emléken. - *Studia Caroliensia* 3-4. pp.383-388.
- GRYNAEUS, A. 2009: Dendrokronológiai kutatások Magyarországon – a Magyar dendrokronológiai Laboratórium tevékenysége. In: Kázmér M. (szerk.): *Környezettörténet. Az elmúlt 500 év környezeti eseményei történeti és természettudományi források tükrében*. Hantken Kiadó, Budapest, 337-343.
- GRYNAEUS A. - SARKADI M. 2007: A soproni Szentlélek-templom tetőszerkezete. - *Művészettörténeti Értesítő* 56. pp.83-93.

- GUYETTE, R.P. - CUTTER, B.E. - HENDERSON, G.S. 1991: Long-term relationship between mining activity and levels of lead and cadmium in tree-rings of eastern red cedar. - *Journal of Environmental Quality* 20, 146-50.
- HAGEMEYER, J. - SCHÄFER, H., 1995: Seasonal variations in concentrations and radial distribution patterns of Cd, Pb and Zn in stemwood of beech trees (*Fagus sylvatica* L.). - *Science of the Total Environment* 166, 77-87.
- HANTEMIROV, R.M. 1992: Possibility to use chemical elements in tree rings of Scots pine for the air pollution reconstruction. - In: Bartholin, T.S. et al. (eds) *Tree rings and environment*, LUNDQUA Report 34, pp.142-145.
- HASZPRA, L. - BARCZA, Z. - HIDY, D. - SZILÁGYI, I. - DLUGOKENCKY, E. - TANS, P. 2009: Trends and temporal variations of major greenhouse gases at a rural site in Central Europe. - *Atmospheric Environment* 42: 8707-8716.
- HÄTTENSCHWILER, S. - SCHWEINGRUBER, F.H. - KÖRNER, C. 1996: Tree ring response to elevated CO<sub>2</sub> and increased N deposition in *Picea abies*. - *Plant, Cell and Environment* 19, 1369-78.
- HE., Y. - TANDONG, Y. – GUODONG, C. – MEIXUE, Y. 2001: Climatic records in a firn core from an Alpine temperate glacier on Mt. Yulong, southeastern part of the Tibetan Plateau. – *Épisodes* 24: 13-18.
- HEGYFÖKY K. 1910: Esőadataink az 1851-1870. évi időszakból (Potlélkül „Az eső évi periódusa Magyarországon” című munkához.) *Meteorológiai és Földdelejlésségi Magyar Királyi Központi Intézet évkönyvei* 37. kötet, IV.rész, pp.15-68.
- HERTELENDI E. 1990: Izotópanalitikai célú műszer és módszerfejlesztések és azok alkalmazásainak eredményei - Kandidátusi disszertáció, Kézirat, MTA ATOMKI, Debrecen
- HILDRETH, W – FIERSTEIN, J. 2000: Katmai volcanic cluster and the great eruption 1912. - *Geological Society of America Bulletin* 112(10): 1594-1620.
- HOLMES RL. 1983: Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurements. - *Tree-Ring Bulletin* 43: 69-75
- HOLMLUND, P. - ONAC, B. P. - HANSSON, M. - HOLMGREN, K. - MÖRTH, M. - NYMAN, M. - PERȘOIU, A. 2005: Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of Scărișoara Ice Cave (Romania). - *Geografiska Annaler*, 87 A (1): 193-201.
- HORVÁTH E. 1974: Dendroklimatologische untersuchungen an Holzstämmen aus Ungarn. - *A Vas megyei múzeumok értesítője* 7-8. pp.11–54.
- HORVÁTH E. 2004 Az égvýűrűs kormeghatározás hidrológiai vonatkozásai. - *Hidrológiai közlöny* 84/2 pp.37–57.
- HÖHN, M. 2001: *Pinus cembra* populációk ökológiai, morfometriai és diverzitás-vizsgálata a Kelemen-havasok területén. - *Kanitzia* 9: 59–72.
- HÖHN, M. - GUGERLI, F. - ÁBRÁN, P. - BISZTRAY, G. - BUONAMICI, A. - CSEKE, K. - HUFNAGEL, L. - QUINTELA-SABARIS, C. - SEBASTIANI, F. - VENDRAMIN, G.G. 2009: Variation in the chloroplast DNA of Swiss stone pine (*Pinus cembra* L.) reflects contrasting post-glacial history of populations from the Carpathians and the Alps. - *Journal of Biogeography* 36: 1789-1806. doi: 10.1111/j.1365-2699.2009.02122x
- HOU, S. – QIN, D. 2002: The effect of postdepositional process on the chemical profiles of snow pits in the percolation zone. – *Cold Region Science and Technology* 34: 111-116.
- HURRELL, JW 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. - *Science* 269 pp.676-679.
- IAEA 2004: Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>

- ILON G. - GRYNÆUS A. - TORMA A. 2001: A szentgotthárdi török kori palánk kutatásáról. - Vasi honismereti és helytörténeti közlemények 2001. (4.) pp.29-46.
- IPCC 2007: Climate Change 2007. The Physical Science Basis, p 996.
- JOHNSEN, S.J, 1977: Stable isotope homogenization of polar firn and ice. - IAHS Publ. 118: 210-219.
- KACZKA R. - BÜNTGEN U. 2007: Spatial autocorrelation and growth/climate response of a high elevation spruce network along the Carpathian arc. - In: HANECA K et al. (eds.) Tree rings in archaeology, climatology and ecology TRACE 5: 103-112
- KEKONEN, T. - MOORE, J. – PERÄMÄKI, P. – MARTMA, T. 2005: The Icelandic Laki volcanic tephra layer in the Lomonosovfonna ice core, Svalbard. - Polar Research 24: 33-40.
- KERN Z. 2007: Évgyűrűvizsgálatok a Balaton-felvidéken és a Déli-Bakonyban. *Az erdő és a fa régészete és néprajza*, Sopron, 31-44.
- KERN, Z. - GRYNÆUS, A. - MORGÓS, A. 2009a: Reconstructed precipitation for Southern Bakony Mountains (Transdanubia, Hungary) back to AD 1746 based on ring widths of oak trees. - *Időjárás* 113/4: 299-314.
- KERN, Z. - MOLNÁR, M. - PERȘOIU, A. - NAGY, B. 2007: Radiochemical and stratigraphic analysis of two ice cores from Borțig Ice Cave, Apuseni Mts, Romania. – In: Zelinka, J. (szerk.): Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves, Liptovský Mikuláš, Slovakia, 65-69.
- KERN Z. - NAGY B. - FŐRIZS I. - KÁZMÉR M. - SZÁNTÓ ZS. 2003: Barlangi jégképződmények korának és fejlődésének vizsgálata izotópos elemzések alapján. - *KARSZTFELJŐDÉS* 8. Szombathely, pp.321-332.
- KERN Z. - POPA I. 2007: Climate-growth relationship of tree species from a mixed stand of Apuseni Mts, Romania. - *Dendrochronologia* 24/2-3 pp.109-115. doi:10.1016/j.dendro.2006.10.006
- KERN Z. - POPA I. - VARGA, ZS. - SZÉLES, É. 2009b: Degraded temperature sensitivity of a stone pine chronology explained by dendrochemical evidences. - *Dendrochronologia* 27: pp.121-128. doi:10.1016/j.dendro.2009.06.005
- KERN Z. - MOLNÁR M. - SVINGOR, É. - PERȘOIU, A. - NAGY B. 2009c: High resolution, well preserved tritium record in the ice of Borțig Ice Cave, Bihar Mountains, Romania. - *The Holocene* 19: pp.729–736. doi:10.1177/0959683609105296
- KERN Z. - FŐRIZS I. - PERȘOIU, A. - NAGY B. 2009d: Stable isotope study of water sources and of an ice core from the Borțig Ice Cave, Romania. - *Data of Glaciological Studies (Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy)* 107: pp.175-182.
- KERN Z. - POPA I. (benyújtva) Assessing temperature signal in X-ray densitometric data of Norway spruce and the earliest instrumental record from the southern Carpathians. - *Journal of Environmental Geography*
- KERTÉSZ R. - MORGÓS A. -NAGY D. - SZÁNTÓ ZS. 2005: Hódoltság kori cölöphidak a Tiszán. - *Műemlékvédelem* XLIX/1 pp.13-28.
- KISS A. 1999: Some weather events in the fourteenth century II. (Angevin Period: 1301-1387). - *Acta climatologica, Universitas Szegediensis*, tom. 32-33. pp51-64.
- KISS, A. 2009: Historical climatology in Hungary: Role of documentary evidence in the study of past climates and hydrometeorological extremes. - *Időjárás* 113/4: 315-339.
- KISS A. - SÜMEGHY Z. - DANKU GY. 2006: Az 1783-1784. évi szélsőséges tél és a Maros jeges árvize. In: KISS A. - MEZŐSI G. - SÜMEGHY Z. (szerk.): *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzorasszony tiszteletére*. Szeged, pp.353-362.
- KOZÁK, K. - OBELIĆ, B. - HORVATINČIĆ, N. 1989: Tritium and <sup>14</sup>C in tree rings of the last three decades. - *Radiocarbon* 31/3, 766-770.

- KOZÁK, K. - RANK, D. - BIRÓ, T. - RAJNER, V. - GOLDBERGER, F. - STAUDNER, F. 1993: Retrospective evaluation of tritium fallout by tree-ring analysis. - *Journal of Environmental Radioactivity* 19, 67-77.
- LAMARCHE, V.C. 1974: Paleoclimatic inferences from long tree-ring records. - *Science* 183 pp.1043-1048.
- LAMARCHE, V.C. - GRAYBILL, D.A. - FRITTS, H.C. - ROSE, M.R. 1984: Increasing atmospheric Carbon Dioxid: tree ring evidence for growth enhancement in natural vegetation. - *Science* 225: 1019-1021.
- LAMB H.H. 1965: The early Medieval Warm Epoch and its sequel. - *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleocology* 1: 13-37
- LAMB, H.H 1977: *Climate: Present, Past and Future. 2. Climatic History and the Future.* Methuen, London, p. 835.
- LEVANIČ T. - GRIČAR J. - GAGEN M. - JALKANEN R. - LOADER N. J. - MCCARROLL D. - OVEN P. - ROBERTSON I. 2009: The climate sensitivity of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) in the southern European Alps. - *Trees* 23: 169-180 doi: 10.1007/s00468-008-1265-0
- LUCAS, L. L. - UNTERWEGER, M. P. 2000: Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. - *Journal of Research National Institute and Standard Technologies* 105, 541-549.
- LUETSCHER, M 2005: Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions. - Part I. SSKA, p.1-51.
- LUETSCHER, M - BOLIUS, D. - SCHWIKOWSKI, M. - SCHOTTERER, U. - SMART, P.L. 2007: Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi ice cave, Switzerland. - *Journal of Glaciology* 53/182, pp.374-384.
- LUETSCHER, M.-JEANNIN, P 2004: A process-based classification of alpine ice caves. - *Theoretical and Applied Karstology* 17, p.5-10.
- LUETSCHER, M.-JEANNIN, P.-HEABERLI, W. 2005: Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. - *The Holocene* 15/7, p. 982-993.
- MAJER A. 1972: Évgyűű-kronológia. - *Az Erdő* 21 pp.164-171.
- MAGGI, V. - TURRI, S. - BINI, A. - UDISTI, R. 2008: 2500 year of history in Focul Viu Ice Cave. - In: KADEBSKAYA, O.; MAVLYUDOV, B.R.; PYATUNIN, M (eds) *Proceedings of the 3rd International Workshop on Ice Caves, Kungur* pp.11-15.
- MANGINI, A. - SPÖTL, C. - VERDES, P. 2005: Reconstruction of the temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a  $\delta^{18}\text{O}$  stalagmite record. - *Earth and Planetary Science Letters* 235: 741-751.
- MANLEY, G. 1974: Central England temperatures: monthly means 1695 to 1973. - *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* 100 pp.389-405.
- MATYASOVSKY, I. 2003: The relationship between NAO and temperature in Hungary and its nonlinear connection with ENSO. - *Theoretical and Applied Climatology* 74 pp.69-75.
- MCINTYRE, S. - MCKITRICK, R. 2005: Hockey sticks, principal components, and spurious significance. - *Geophysical Research Letters* 32, L03710, doi:10.1029/2004GL021750
- MCKINNEY, C.R. - MCCREA, J.M. - EPSTEIN, S. - ALLEN, A. - UREY, H.C. 1950: Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. - *The Review of Scientific Instruments* 21: 724-730.
- MEDIAVILLA, S. - ESCUDERO, A. 2003: Photosynthetic capacity, integrated over the lifetime of a leaf, is predicted to be independent of leaf longevity in some tree species. - *New Phytologist* 159: 203-211. DOI: 10.1046/j.1469-8137.2003.00798.x
- MEERTS, P. 2002: Mineral nutrient concentrations in the sapwood and heartwood: a literature review. - *Annals of Forest Science* 59, 713-722.

- MELVIN, T.M., 2004: Historical growth rates and changing climatic sensitivity of boreal conifers. PhD Thesis, University of East Anglia
- MIKA J. - DOMONKOS P. - LAKATOS M. - RÁCZ L. 2000: Közvetett hőmérsékleti és csapadék idősorok meteorológiai felülvizsgálata. - Erdő és Klíma III. pp.171-183.
- MORGÓS A. 2002: A dendrokronológiáról. - Erdélyi Magyar Restaurátor Füzetek 2. Székelyudvarhely, pp. 13-25.
- MORGÓS A. 2007: Faanyagok kormeghatározása – dendrokronológia és a magyarországi helyzet. - In: GÖMÖRI J. (szerk.): Az erdő és a fa régészete és néprajza, Sopron, pp.31-88.
- MOSLEY-THOMPSON E. - MASHIOTTA TA - THOMPSON L 2003: High resolution ice core records of Late Holocene volcanism: Current and future contributions from the Greenland PARCA cores. Volcanism and the Earth's Atmosphere - Geophysical Monographs 139: 153-164.
- NAGY, B. - KERN Z. - BUGYA, É. - POPA, I. - KOHÁN, B. 2006: Changes of the periglacial environment of the Călimani Mountains since the Late Little Ice Age. - 2<sup>nd</sup> *International Workshop on Alpine Geomorphology & Mountain Hazards* pp.16-17.
- NICOLUSSI, K. - BORTENSCHLAGER, S. - KÖRNER, C. 1995: Increase in tree-ring width in subalpine *Pinus cembra* from central Alps that may be CO<sub>2</sub>-related. - *Trees* 9: 181–189.
- NOAA Paleoclimatology 2009: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering.html>
- NOGUEIRA, P.J. - FALCÃO, J.M. - CONTREIRAS, M.T. - PAIXÃO, BRANDAO, J. - BATISTA, I. 2005: Mortality in Portugal associated with the heat wave of August 2003: early estimation of effect using a rapid method. - *Euro Surveill* 10/7 pp150-153.
- NORBY R.J. 1998: Nitrogen deposition: a component of global change analyses. *New Phytologist* 139: 189–200
- OBERHUBER, W. 2004: Influence of climate on radial growth of *Pinus cembra* within the alpine timberline ecotone. - *Tree Physiology* 24: 291-301.
- OPPENHEIMER C. 2003: Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. - *Progress in Physical Geography* 27: 230-259
- ORGHIDAN, T.-NEAGRA, S.-RACOVITA, G.-LASCU, C. 1984: Pesteri din Romania: ghid turistic. - Sport-Turism Bucuresti, p.85-87.
- OSBORN, T. J. - K. R. BRIFFA - P. D. JONES 1997: Adjusting variance for sample-size in tree-ring chronologies and other regional-mean time-series. - *Dendrochronologia*, 15, 89–99.
- PÁLDY A. - ERDEI E. - BOBVOS J. - NÁDOR G. 2004: A klímaváltozás egészségi hatásai. - *Természet világa* 135/2 pp.57-59.
- PAPP Z. 1984: A vulkáni tevékenység klimatikus hatásainak vizsgálata Magyarországon az évgyűrű-analízis tükrében. - *Botanikai Közlemények* 71/1-2. pp.109–121.
- PAPP Z. 1986: A hőmérséklet, a csapadék és az évgyűrűségelek időbeli változásának összehasonlítása a naptevékenység ciklusaival. - *Botanikai közlemények* 73. pp.113–122.
- PAUL D, SKRZYPEK G, FÓRIZS I 2007: Normalization of measured stable isotopic compositions to isotope reference scales - a review. - *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 21 (18): 3006–14. doi:10.1002/rcm.3185.
- PEARSON, C. - MANNING, S. W. - COLEMAN, M. - JARVIS, K. 2005 Can tree-ring chemistry reveal absolute dates for past volcanic eruptions? - *Journal of Archaeological Science* 32: 1265-1274.



- PEARSON, C. - MANNING, S. W. - COLEMAN, M. - JARVIS, K. 2006 A dendrochemical study of *Pinus sylvestris* from Siljansfors Experimental Forest, central Sweden. - Applied Geochemistry 21: 1681-1691.
- PÉCZELY, Gy. 1982: A közzei "Szőlő Jövésének Könyve". - Léggör 27/3 pp.24-27.
- PERȘOIU, A. 2004: Ice speleothemes in Scărișoara Cave: dynamics and controllers. - Theoretical and Applied Karstology 17 pp.71-76.
- PERȘOIU, A. 2005: Evidence of basal melting of the ice block from Scărișoara Ice Cave. - in: (MAVLYUDOV, B.R.,ED.) Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions, p. 109-112.
- PERȘOIU A., - FEIER, I. - CITTERIO M. - TURRI S. - MAGGI V. 2007a: Preliminary data on air temperature in Focul Viu Ice Cave (Bihor Mts., Romania). - In: ZELINKA, J. (ed): Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves Liptovsky Mikuláš, pp. 62-64.
- PERȘOIU, A. - BOJAR, A.-V. - ONAC, B.P. 2007b: Stable isotopes in cave ice: what do they tell us? - Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, 52/1 pp.59-62.
- PFISTER, C. 1995: Monthly temperature and precipitation in central Europe 1525-1979: quantifying documentary evidence on weather and its effects. - In: BRADLEY, R. S. & JONES, P.D. (eds.) Climate since A.D. 1500. Routledge, pp.118-142.
- PFISTER, C. 1999: Natürliches und menschlich beeinflusstes Klima. - In: PFISTER, C. (ed.) Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496-1995). Haupt, pp.14-19.
- PFISTER, C; BRÁZDIL, R. 2006: Social vulnerability to climate in the „Little Ice Age”: an example from Central Europe in the early 1770s. - Climate of the Past 2 pp.115-119.
- POLGE H. 1970: The use of X-ray densitometric methods in dendrochronology. - Tree-Ring Bulletin 30: 1-10
- POPA I. 2003: Analiza comparativă a răspunsului dendroclimatologic al molidului (*Picea abies* (L.) Karst.) și bradului (*Abies alba* Mill.) din nordul Carpaților Orientali. - Bucovina Forestieră 11/2: 3-14
- POPA I. 2004 : Fundamente metodologice și aplicații de dendrochronologie. Editura Tehnică Silvică, p 200
- POPA I. 2005: Dendroclimatological research at Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst) and Swiss stone pine (*Pinus cembra* L.) from Ronda Mountains. - Proceeding of the Romanian Academy Series B 7: 65–70
- POPA, I - KERN, Z. 2005: Dendroclimatological research at timberline in National Park Calimani, Romania. - EURODENDRO2005 Abstract book p.34.
- POPA, I - KERN, Z. 2007: Efectul extremelor climatice asupra proceselor de creștere în pădurea de limită din Munții Călimani. - Revista Padurilor 122/2 pp.23-27.
- POPA, I - KERN, Z. 2009: Long-term summer temperature reconstruction inferred from tree-ring records from the Eastern Carpathians. - Climate Dynamics 32. pp.1107-1117 doi:10.1007/s00382-008-0439-x
- PROHASKA, T. - STADLBAUER, C. - WIMMER, R. - STINGEDER, G. - LATKOCZY, C. - HOFFMANN, E. - STEPHANOWITZ, H. 1998: Investigation of element variability in tree rings of young Norway spruce by laser-ablation-ICPMS. - Science of the Total Environment 219: 29-39.
- PROSSER S. J.-SCRIMGEOUR C. M. 1995: High-precision determination of  $^2\text{H}/^1\text{H}$  in  $\text{H}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  by continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. - Analytical Chemistry 67, p.1992-1997.
- RACOVITA, G.-ONAC, B.P. 2000: Scărișoara Glacier Cave – Monographic study p.112-118.
- RÁCZ, L. 1999: Climate history of Hungary since 16<sup>th</sup> century: past, present and future. *Centre for regional studies of Hungarian academy of Sciences discussion papers* No.28 160p.

- RÁCZ L. 2001: Magyarország éghajlattörténete az újkor idején. JGYF Kiadó, Szeged, 303.p.
- RÁCZ L. 2008: Magyarország környezettörténete az újkorig. Természetérténelem, 1. Budapest: MTA Történettudományi Intézete.
- REIMER PJ - BAILLIE, MGL - BARD, E - BAYLISS, A - BECK, JW - BERTRAND, C - BLACKWELL, PG - BUCK, CE - BURR, G - CUTLER, KB - DAMON, PE - EDWARDS, RL - FAIRBANKS, RG - FRIEDRICH, M - GUILDERSON, TP - HUGHEN, KA - KROMER, B - MCCORMAC, FG - MANNING, S - BRONK RAMSEY, C - REIMER, RW - REMMELE, S - SOUTHON, JR - STUIVER, M - TALAMO, S - TAYLOR, FW - VAN DER PLICHT, J - WEYHENMEYER. CE 2004: IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. - Radiocarbon 46, p.1029-1058.
- RÉTHLY A. 1914: A legrégibb budai meteorológiai megfigyelések. (1780-1781). - Az Időjárás 18 pp.260-262.
- RINNTech 2005: TSAP User reference. 110 p
- ROBOCK, A. 2000: Volcanic eruptions and climate. – Review of Geophysics 39: 191-219.
- ROZANSKI, K. - ARAGUÁS-ARAGUÁS, L. - GONFIANTINI, R. 1993: Isotopic patterns in modern global precipitation. - Geophysical Monograph 78 pp.1–36.
- SAVVA Y. - OLEKSYN J. - REICH P.B. - TJOELKER M.G. - VAGANOV E.A. - MODRZYNSKI J. 2006: Interannual growth response of Norway spruce to climate along an altitudinal gradient in the Tatra Mountains, Poland. - Trees 20: 735-746 doi: 10.1007/s00468-006-0088-9
- SCHÄR, C. - VIDALE, P.L. - LÜTHI, D. - FREI, C. - HÄBERLI, C. - LINIGER M.A. - APPENZELLER, C. 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. - Nature 427, 332-336 doi:10.1038/nature02300
- SCHNEIDER VON DEIMLING, T. - HELD, H. - GANOPOLSKI, A. - RAHMSTORF, S. 2008: Are paleoproxy data helpful for constraining future climate change? - PAGES news 16/2: 20-21.
- SCHENZL G. 1873: Bevezetés. - *Meteorológiai és Földdelejtességi Magyar Királyi Központi Intézet évkönyvei* 1. kötet, 1871. évf., 123.p.
- SCHULZ, H. - POPP, P. - HUHNS, G. - STÄRK, H.-J. - SCHÜÜRMAN, G. 1999: Biomonitoring of airborne inorganic and organic pollutants by means of pine tree barks. I. Temporal and spatial variations. - Science of the Total Environment 232, 49-58.
- SCHWEINGRUBER, F. H. 1979: Auswirkungen des Lärchenwicklerbefalls auf die Jahrringstruktur der Lärche. - Schweiz. Z. Forstwes. 130, 1071–1093.
- SCHWEINGRUBER F. H. 1985: Dendroecological zones in the coniferous forests of Europe. - Dendrochronologia, 3: 67-75
- SCHWEINGRUBER F. H. 2000: WSL-Biermensdorf Tree Ring data: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering-wsl.html>
- SCHWEINGRUBER F. H. – BRÄKER O. U. - SCHÄR E. 1987: Temperature information from a European dendroclimatological sampling network. - Dendrochronologia 5: 9-33
- SCHWEINGRUBER F. H. - FRITTS H. C - BRÄKER O. U. - DREW L. G. - SCHÄR E. 1978: The X-ray technique as applied to dendroclimatology. - Tree-Ring Bulletin 38: 61-91
- SCHWEINGRUBER F. H. - WIRTH C. 2009: Old trees and the meaning of 'Old'. - In: C. Wirth et al. (eds.), Old Growth Forests, Ecological Studies 207, DOI: 10.1007/97835409270683, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 35-54
- SHEPPARD, P.R. - WITTEN, M.L. 2005: Laser trimming tree-ring cores for dendrochemistry of metals. - Tree-Ring Research 61(2): 87-92.
- SAURER, M. - CHERUBINI, P. - AMMANN, M. - DE CINTI, B. - SIEGWOLF, R. 2004: First detection of nitrogen from NOX in tree rings: a <sup>15</sup>N/<sup>14</sup>N study near a motorway. - Atmospheric Environment 38: 2779-2787.

- SIKLÓSY, Z. - DEMÉNY, A. - SZENTHE, I. - LIN, Y. - SHEN, C.C. 2009a: Reconstruction of climate variation for the last millennium in the Bükk Mts (NE Hungary) from a stalagmite record. - *Időjárás* 113: 245-263.
- SIKLÓSY Z. - DEMÉNY A. - VENNEMANN T.W. - KRAMERS J. - LEÉL-ÖSSY, SZ 2005: Stable isotope data and trace element variation from Holocene speleothems in Hungary. - *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 01329
- SIKLÓSY Z. - DEMÉNY A. - VENNEMANN T.W. - KRAMERS J. - LEÉL-ÖSSY, SZ 2006: Stable isotope compositions of speleothems from Hungary: climate conditions and local variations. - *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 06905
- SIKLÓSY, Z. - DEMÉNY, A. - VENNEMANN, T.W. - PILET, S. - KRAMERS, J. - LEEL-ÖSSY, SZ. - BONDÁR, M. - SHEN, C.C. - HEGNER, E. 2009b: Bronze Age volcanic event recorded in stalagmites by combined isotope and trace element studies. - *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 26, 801-808.
- SMITH, K.T. - SHORTLE, W. 1996: Tree biology and dendrochemistry. - In: DEAN, J.S., MEKO, D.M., SWETNAM, T.W. (Eds.), *Tree Rings, Environment and Humanity, Radiocarbon*, Tucson, AZ pp 629-35.
- SPIECKER H. - MIELIKAINEN K - KOHL M. - SKOVSGAARD JP. 1996: Growth trends in European forests. European Forest Institute, Springer, Berlin Heidelberg, p 372
- STENSETH NC. - SAMIA NI. - VILJUGREIN H. - KAUSRUD KL. - BEGON M. - DAVIS S. - LEIRS H. - DUBYANSKIY VM. - ESPER J. - AGEYEV VS. - KLASSOVSKIY NL. - POLE SB. - CHAN KS. 2006: Plague dynamics are driven by climate variation. - *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 13110-13115.
- STOFFEL, M. - LUETSCHER, M. - BOLLSCHWEILER, M. - SCHLATTER, F. 2009: Evidence of NAO control on subsurface ice accumulation in a 1200 yr old cave-ice sequence, St. Livres ice cave, Switzerland. - *Quaternary Research* 72: 16-26.
- STOKES, M.A. - SMILEY, T.L. 1968: An introduction to tree-ring dating. - The University of Chicago Press, Chicago, IL, 73p.
- STOTHERS RB 1984: The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. - *Science* 224: 1191-198 DOI: 10.1126/science.224.4654.1191
- STOTHERS, R. B. 1996: The Great Dry Fog of 1783. - *Climatic Change* 32, 79–89.
- STREŠTIK, J. - VERŐ, J. 2000: Reconstruction of the spring temperatures in the 18th century based on the measured length of grapevine sprouts. - *Időjárás*, 104 pp.123-136.
- SÜMEGI, P. – JAKAB, G. – MAJKUT, P. – TÖRÖCSIK, T. – ZATYKÓ, Cs. 2009: Middle Age paleoecological and paleoclimatological reconstruction in the Carpathian Basin. – *Időjárás* 113: 265-298.
- SVETLIK, I. - BUDSKA, E. 2001: Monitoring of tritium in atmospheric precipitation. - *Bezpečnosť jaderné energie (The Safety of Nuclear Energy)* 9/47, 251-254.
- SZABADOS I 2006: The effect of the precipitation on tree ring width. – *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 1: p. 39 - 44
- SZABADOS I. 2007: Időjárási fluktuáció hatása a produkcióra dendrokronológiai kutatások alapján. - In: MÁTYÁS Cs.; VIG P. (szerk.) *Erdő és Klíma* 5, Sopron, pp.259-306.
- SZYCHOWSKA-KRAPIEC E. 1998: Spruce chronology from Mt. Pilsko area (Zywiec Beskid Range) 1641-1995 AD. - *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 46: 75-86
- TAKKEN W. - VAN DE WEGE, J. - JETTEN, T.H. 1995: Will malaria return to Europe under the greenhouse effect? - In: S. ZWERVER, R.S.A.R. VAN ROMPAEY, M.T.J. KOK, M.M. BERK, (szerk.) *Climate Change Research: Evaluation and Policy Implications* Elsevier, pp.775-780
- TELFORD, R.J. - BIRKS, H.J.B. 2009: Evaluation of transfer functions in spatially structured environments. - *Quaternary Science Reviews* 28: 1309-1316.

- TELFORD, R.J. - HEEGAARD, E. - BIRKS, H.J.B. 2004: All age–depth models wrong: but how badly? - *Quaternary Science Reviews* 23 pp.1-5.
- ȚENU, A. 1981: Thermal water storages in North-Western Romania - Editura Academiei, București, 210p.
- ȚIȘTEA D. - STONESCU Ș. M. - DISSESCU C. - DONCIU C. - NICOLAE T. - FETOV V. 1966: Clima Republicii Socialiste Romania II. - Date climatologice. Bucuresti. 277 p.
- THOMPSON, L.G. 1980: Ice core studies from Mt Kenya, Africa, and their relationship to other tropical ice core studies. – *IAHS* 131: 55-62.
- TRENBERTH, K.E. 1984: Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics. Part I: Autocorrelations. - *Monthly Weather Review* 112: 2359-2368.
- UPPALA, S. M. - KÄLLBERG, P. W. - SIMMONS, A. J. - ANDRAE, U. - BECHTOLD, V. DA COSTA - FIORINO, M. - GIBSON, J. K. - HASELER, J. - HERNANDEZ, A. - KELLY, G. A. - LI, X. - ONOGI, K. - SAARINEN, S. - SOKKA, N. - ALLAN, R. P. - ANDERSSON, E. - ARPE, K. - BALMASEDA, M. A. - BELJAARS, A. C. M. - BERG, L. VAN DE - BIDLOT, J. - BORMANN, N. - CAIRES, S. - CHEVALLIER, F. - DETHOF, A. - DRAGOSAVAC, M. - FISHER, M. - FUENTES, M. - HAGEMANN, S. - HÖLM, E. - HOSKINS, B. J. - ISAKSEN, L. - JANSSEN, P. A. E. M. - JENNE, R. - McNALLY, A. P. - MAHFOUF, J.-F. - MORCRETTE, J.-J. - RAYNER, N. A. - SAUNDERS, R. W. - SIMON, P. - STERL, A. - TRENBERTH, K. E. - UNTCH, A. - VASILJEVIC, D. - VITERBO, P. - WOOLLEN, J. 2005: The ERA-40 re-analysis. - *Quarterly Journal of the Meteorological Society* 131: 2961-3012.
- VADAS, A. 2008: Documentary evidence on weather conditions and an environmental crisis in 1315-1317: Case study from the Carpathian Basin. - *Journal of Environmental Geography* 1: 67-76.
- VADAS, A. – KISS A. 2009: Európa klimatikus viszonyai a középkorban, különös tekintettel a 14. századi változásokra. - *Soproni Szemle* 63/2: 239-252.
- VALLERON, A.J. - BOUMENDIL, A. 2004: Epidemology and heat waves: analysis of the 2003 episode in France. - *Comptes Rendus Biologies* 327 pp.1125-1141.
- VAN OLDENBORGH G. J. - BALMASEDA M. A. - FERRANTI L. - STOCKDALE T. N. - ANDERSON D. L. T. 2005: Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15 year period. - *Journal of Climate* 18: 2970-2989
- VODILA G. - PALCSU L. - FUTÓ I. - SZÁNTÓ ZS. (benyújtva): A 9-year record of stable isotopes of precipitation in Eastern Hungary: implications for isotope hydrology and regional palaeoclimatology. – *Journal of Hydrology*
- VON STORCH, H. - ZORITA, E. - JONES, J.M. - DIMITRIEV, Y. - GONZÁLEZ-ROUCO, F. - TETT, S.F.B., 2004: Reconstructing past climate from noisy data. - *Science* 306, 679-682. doi:10.1126/science.1096109
- VON STORCH, H. - ZORITA, E. - GONZÁLEZ-ROUCO, F. 2009: Assessment of three temperature reconstruction methods in the virtual reality of a climate simulation. - *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 98: 67-82. doi: 10.1007/s00531-008-0349-5
- VREČA, P. - KRAJCAR BRONIĆ, I. - HORVATINČIĆ, N. - BAREŠIĆ, J. 2006: Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: Comparison of continental and maritime stations. - *Journal of Hydrology* 330: 457-469.
- VREČA, P. - KRAJCAR BRONIĆ, I. - HORVATINČIĆ, N. - ZIGON, S. - TRKOV, Z. 2005: Oxygen and Hydrogen isotope variations in precipitation along the Adriatic Coast of Slovenia and Croatia. - *Geophysical Research Abstracts* vol. 7: 01728
- WAGNER S, ZORITA E 2005: The influence of volcanic, solar and CO2 forcing on the temperature in the Dalton Minimum (1790-1830) a model study. - *Climate Dynamics* 25: 205-218.

- WALES-SMITH GB. 1971: Monthly and annual totals of rainfall representative of Kew, Surrey, for 1697 to 1970. - *Meteorological Magazine* 100: 345–362.
- WIGLEY TML. - BRIFFA KR. - JONES PD. 1984: On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. - *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23: 201-213
- WITTE, K.M. - WANTY, R.B. - RIDLEY, W.I. 2004: Engelmann Spruce (*Picea engelmannii*) as a biological monitor of changes in soil metal loading related to past mining activity. - *Applied Geochemistry* 19, 1367-76.
- WMO 1989: Calculation of monthly and annual 30-year standard normals. - WCDP No. 10. WMO-TD/No. 341, Geneva
- YAMAZAKI, H. - HUNTINGFORD, C. - ALLEN, M. - FRAME, D. 2008: First coupled proxy records from the inner part of the Carpathian Basin. - In: YOUNG, G; MCCARROLL, D. (eds): *European Climate of the Last Millennium, Millennium Milestone Meeting 2*, Poster Abstracts pp.132-133.
- YEH, H.Y. - WENSEL, L.C. - TURNBLOM, E.C. 2000: An objective approach for classifying precipitation patterns to study climatic effects on tree growth. - *Forest Ecology and Management* 139, 41–50.
- YONGE, C.J. - MACDONALD, W.D. 1999: The potential of perennial cave ice in isotope paleoclimatology. - *Boreas* pp.357–362.
- ZIELINSKI, G.A. 2000: Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. - *Quaternary Science Reviews* 19 pp.417-438.

## **Climate and environmental reconstructions inferred from tree rings and cave ice**

I have pooled case studies from various sub-fields of high resolution proxy-palaeoclimatology in this dissertation. Radial increments of Swiss stone pine (*Pinus cembra*), radiodensitometric records of Norway spruce (*Picea abies*) and stable oxygen, hydrogen and radioactive hydrogen (tritium) data of cave ice profiles were analysed in the Carpathian region.

The main results:

July-August mean temperature is reconstructed for the 1163-1966 period based on ring width indices of Stone pines from an Eastern Carpathian site. The proxy based reconstruction is updated to 2008 by instrumental data. I have found experimental evidence that the degraded temperature sensitivity of radial growth of a stone pine population during the 1966-86 bidecadal period can be explained by anthropogenic impact (i.e. nearby opencast sulphur exploitation).

Beside the well-known positive correlation of maximum latewood density and late summer-early autumn temperature I have found significant negative correlation between earlywood minimum density and June and July temperature in a Norway spruce stand of the Southern Carpathian. In addition I have shown that a biproxy reconstruction combining information of maximum and minimum densities doubtless improve the precision of the derived temperature reconstruction. This novel approach suggests a potential methodological improvement in radiodensitometric dendroclimatology.

The presented tritium concentration data of Bortig Ice Cave highlighted that if a subsurface ice body is accumulated dominantly from unaltered atmospheric precipitation, and long-term melting has not erased a significant part of the twentieth-century ice deposition, then tritium concentration data gained from cave ice can be applied a, to precise dating of the past ~60 years of ice deposit; b, in a retrospective evaluation of local tritium fallout history.

I have argued that  $\delta^{18}\text{O}$  record derived from a 7.6 m long ice core extracted from the perennial ice block of Focul Viu Ice Cave can be regarded as a proxy of the mean surface air temperature of the winter-half year ( $T_w$ ). The  $\delta^{18}\text{O}$ - $T_w$  relationship has been established after ~3 years of monitoring of local precipitation. Using this  $\delta^{18}\text{O}$ - $T_w$  relationship a reconstruction of  $T_w$  has been derived from the stable oxygen isotopic composition of the cave ice core by semicentennial resolution for the past 2000 years and by bidecadal resolution for the past Millennium.